

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 51 (1958)
Heft: 1

Artikel: Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland)
Autor: Genge, Erwin
Kapitel: Die Trias
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162432>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 01.02.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

gedrungen sein. Ungeklärt bleibt die Frage, ob die Rauhwaacke aus Kalk (Mytilusschichten, Malm, Triaskalk) durch Lösungsaustausch entstanden sein kann, oder ob sie zur Hauptsache aus tektonisch zugeführten Dolomit-Anhydritgesteinen hervorgegangen ist. Zahlreiche Feldbeobachtungen haben mich dazu geführt, die erstgenannte Annahme als wahrscheinlicher zu erachten. Bei dieser Auffassung wird es noch näher zu untersuchen sein, auf welche Weise der Lösungsaustausch in kalkigen Gesteinen vor sich geht.

In noch stärkerem Maße als die weichen Mytilusschichten zwischen den starren Komplexen der Trias und des Malms bei der «mise en place» als Gleithorizont gedient haben und dabei verschiefert, zerbrochen und bei Anwesenheit von sulfathaltigen Lösungen oder Gips in Rauhwaacke umgewandelt werden konnten, wurden auch die zwischen der Spillgerten-Teildecke und der Twierienhorn-Schuppe liegenden, zumeist gipsführenden ultrahelvetischen Gesteine der «petite fenêtre mitoyenne» (M. LUGEON und E. GAGNEBIN, 1941) vielfach zu Rauhwaacken verarbeitet. Wie schon F. RABOWSKI (1920) erwähnt, gehen diese Rauhwaacken öfters ebenfalls in Dislokationsbreccien über. An einer einzigen Stelle SSE des Gipfels der Hinter-Spillgerten (600850/153470/2120) ist unter der tektonisch sehr stark beanspruchten basalen Trias und über der liegenden Rauhwaacke noch ein flyschartiger Sandstein zu beobachten. In allen übrigen Aufschlüssen besitzt ein mehr oder weniger grosser Teil der tiefsten, stark von Kalzitadern durchsetzten triasischen Schichten ein derart rauhwaackeähnliches Aussehen, dass sich keine bestimmte Grenze angeben lässt. Wieviele der untersten Schichtglieder überhaupt weggeschürft wurden, ist nicht mit Sicherheit feststellbar.

Somit ist auch die «untere Rauhwaacke» nicht als stratigraphisches Niveau der Trias der Spillgerten-Teildecke zu betrachten, sondern lediglich als Gesteinstyp, wie er an jeder Bruch- oder Überschiebungsfläche bei Anwesenheit von Gips oder sulfathaltigen Lösungen aus den anstossenden Gesteinspartien gebildet werden konnte (E. GENGE jun., 1952). Ein Verkennen des wahren Charakters unserer Rauhwaacken erschwert eine unvoreingenommene Altersbestimmung angrenzender Schichten und ebenso das Parallelisieren einzelner Profile.

DIE TRIAS

Einleitung

Die Trias der Spillgerten-Teildecke besteht mit Ausnahme der ältesten und jüngsten Schichten meist aus einer recht monotonen Aufeinanderfolge von wenig typischen, grau anwitternden dunklen Kalken und hellen Dolomiten. Eine Gliederung der etwa 800 m mächtigen, normal gelagerten Schichtreihe ist nicht leicht durchzuführen, obgleich sich in den Felswänden eine deutliche Bankung scheinbar gut verfolgen lässt. Eigentliche, scharfbegrenzte und eindeutig zu erkennende Leithorizonte fehlen, abgesehen von einer ca. 1 m dicken gelben Schieferlage nahe der Obergrenze. Auf sie beziehen sich deshalb auch bei der nachfolgenden Profilbesprechung die in Klammern beigefügten Maßangaben. Besonders erschwerend ist, neben dem meist gleichartigen Aussehen der Gesteine und dem wiederholten Auftreten ähnlicher lithologischer Merkmale, dass ein Grossteil der Dolomitvorkommen keinen stratigraphischen Leitwert besitzt.

Die tiefsten mir bekannten, nicht zu sehr tektonisch beanspruchten triasischen Sedimente sind am Fuss der Felsschwelle E der unteren Alpetli-Hütte anstehend. Nach S, dann nach SW der Felswand folgend, trifft man stratigraphisch höhere Schichten, die ebenfalls weiter SSW unten an der «Wildgrimmiflüh» (linke Tal-seite) vorkommen. NNE des Ankenstocks ermöglicht die flachere Hangneigung den Aufstieg vom Wildgrimmi ins Kelli und gegen den Ankenstock hin, so dass sich im ganzen etwa die untersten 250 m der Schichtreihe untersuchen lassen. E des Seehorn Gipfels erlaubt eine Runse («Allmisteglau») den Aufstieg durch die steile Felswand bis auf die flachere Schulter der oberen Röti und damit eine zusammenhängende Profilaufnahme der restlichen 550 m. Schnee, Schmelzwasser und Steinschlag haben hier zwar keine besonders gute Bedingungen für Detailbeobachtungen geschaffen. Soweit sich daher in den seitlich anschliessenden Gebieten, am Eingang des Alpetli im SW und im oberen Kreggwald im NE, sichere Beobachtungen anstellen liessen, wurden diese zur Ergänzung des Profiles beigezogen. Schuttbedeckung und Vegetation sowie Verstellungen, deren Sprunghöhe in den monotonen Gesteinen nur schlecht festzustellen ist, verhindern aber vielfach eine eindeutige Zuordnung.

Die nachfolgende Beschreibung der Schichtreihe bezieht sich somit auf ein Sammelprofil. Sie enthält zur Hauptsache nur die Einzelheiten, die an einigen mehr oder weniger auseinanderliegenden Stellen als gemeinsam erkannt worden sind oder zu einem Vergleich mit Profilaufnahmen in benachbarten Gebieten verwendet werden können. Da aber die Beobachtungsmöglichkeiten weitgehend durch den Grad der Dolomitierung der Gesteine und durch eine günstige Anwitterung bedingt sind, werden meine Angaben niemals vollständig sein. Dies gilt besonders auch in bezug auf die Fauna, obgleich die bisherigen Fossilfunde, insbesondere die drei gleichen Diploporenniveaus, die F. ELLENBERGER (1949a, b) zur Gliederung der Trias der Vanoise benutzte, mir eine etwas feinere Unterteilung der schon von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) an der Kilchflüh und am SE-Grat der Spillgerten untersuchten Schichtreihe ermöglichten.

In dolomitfreien dunklen Kalken ist das Auffinden von Versteinerungen sehr erschwert. Etwas mehr Aussicht hierfür bieten helle und hellscheckige Kalke, in denen sich gelegentlich schlecht erhaltene Korallen und Algen beobachten lassen. Für deren Identifizierung bin ich Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, Lausanne, ausserordentlich dankbar.

Die in Dolomit umgewandelten Versteinerungen können durch Säuren aus den kalkigen Gesteinen herauspräpariert und dadurch vielfach auch bestimmt werden. Zu sehr grossem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. F. ELLENBERGER, Paris, verpflichtet, der in sehr entgegenkommender Weise für mich einen Teil dieser langwierigen Untersuchungen durchführte und mir seine ausgezeichneten Fossilabbildungen zum Bestimmen zur Verfügung stellte. Er versicherte ausdrücklich, dass es sich bei meinen Funden um die gleichen Versteinerungen handelt, wie sie in der von ihm untersuchten Trias der Vanoise vorkommen, auch wenn eine spätere Neubearbeitung in einigen Fällen eine etwas abweichende Namengebung zeitigen sollte. Ich verweise deshalb bei den Fossilangaben in Klammern auf die entsprechenden Nummern der Tafeln und Figuren von F. ELLENBERGER (1957).

Bereich der gewürmelten Kalke (717–607 m unter dem Leitniveau²⁾ (Fig. 5)**a) Unterste gewürmelte Kalke (717–679 m u. L.)**

Die tiefsten Schichten, die E der unteren Alpetli-Hütte vorkommen, bestehen aus beigegrauem, gelegentlich schwach feinsandigem Dolomit (X–717 m u. L.). Durch Schutt verdeckt könnten darunter, im Vergleich mit der Basis der Twierienhorn-Schuppe (Rothorn), noch ungefähr 20 m ziemlich dolomitische Gesteine vorhanden sein. Darüber treten in einer Mächtigkeit von 30 m die von FR. JACCARD (1904) wie auch von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) als «calcaires vermiculés» bezeichneten untersten Kalke (717–686 m u. L.) auf.

ALB. HEIM (1922) übersetzt den Ausdruck «calcaires vermiculés» in seiner «Geologie der Schweiz» mit «gewürmelter Kalkstein». Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. F. ELLENBERGER entsprechen unsere Gesteine der Stellung und Fazies nach den «calcaires vermiculés» des untersten Anisien in den Profilen von St. Triphon und des Tales der Grande Eau, sowie mehr oder weniger auch denjenigen der Vanoise und des Briançonnais (F. BLANCHET, 1935, pl. V). Dort wird jedoch diese Bezeichnung ausschliesslich für die basalen anisischen Kalke gebraucht, die sich leicht in dünne Platten aufspalten lassen und Schiefereinlagerungen enthalten. In ähnlicher Weise gilt auch die Beschreibung, die R. v. KLEBELSBERG (1935) von «Wurstelbänken» aus dem untersten Muschelkalk der Nordtiroler Kalkalpen gibt³⁾.

Die untersten gewürmelten Kalke sind dunkle, ziemlich bankige Gesteine, die beigegrau anwittern. Sie erhalten ihr besonderes, oft beinahe konglomeratähnliches Aussehen durch unregelmässig-wellige, nie parallel verlaufende Schichtflächen, die verschieden weit auseinanderliegen, sich berühren und sich spitz- oder stumpfwinklig verzweigen und verfingern können. Dadurch entsteht, im Schnitt senkrecht zur Schichtung, eine auf der Anwitterungsfläche teils eingetieft oder auch vorstehende netzartige Zeichnung, die öfters linsige, rundliche und längliche Figuren von einigen Millimetern bis mehr als 1 cm ausspart oder umfasst (Tafel I, Fig. 2). Auf den unebenen Schichtflächen, die meistens von grünlichschwarzen bis schmutziggelben tonig-dolomitischen Häutchen bedeckt sind, längs denen sich das Gestein leicht spalten lässt, können in günstigen Fällen längliche, regenwurm-artige Gebilde beobachtet werden (Tafel I, Fig. 1). Über die Natur dieser Gebilde⁴⁾ und über die Entstehung dieses Sedimentes, dessen knollig-würmeliges Aussehen oft durch eine von den Schichtflächen ausgegangene selektive Dolomitisation noch hervorgehoben wird, lässt sich anhand meiner Beobachtungen nichts Bestimmtes aussagen.

Die gewürmelten Kalke werden von mehreren, etwa 10–100 cm mächtigen weniger typischen Kalkbänken unterbrochen. Die Schichtflächen dieser Kalke sind nur teilweise gewellt, und es fehlen ihnen die tonigen Beläge. Sie bilden dagegen öfters feinwellige bis zackige, gelbgefärbte Schichtfugensuturen.

²⁾ Von hier an abgekürzt: m u. L.

³⁾ In der Trias der Giswilerstöcke treten nach L. VONDERSCHMITT (1923) «Kalke mit wurmspurartigen Wülsten mit dünnen Mergellamellen» auf.

⁴⁾ Vergleiche die Literaturangaben sowie die interessanten Feststellungen von F. ELLENBERGER (1957) wie auch von J. LESERTISSEUR (1955) über diese Problematica («*Rhizocorallium*»).

Erwähnenswert sind vereinzelte, 1–3 cm dicke und wenig auffallende Kalklagen, die voller Schneckenschalenrümmer und Trochiten sein können. Auf den Schichtflächen zeigen sich ab und zu Ketten von kleinen runden Seeliliengliedern (Tafel VIII, Fig. 1). Die meist kalkigen Fossilreste lassen sich leider, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht durch Säuren aus dem Gestein befreien. Naticoide Gastropoden, wahrscheinlich *Neritaria* sp. (cf. *prior*, var. *cognata* E. PICARD) sind am häufigsten vertreten neben einer *Worthenia* sp. (nicht *hausmanni*) und kleinen Stielgliedern, vermutlich von *Dadocrinus gracilis*⁵⁾ (Ellenberger: pl. 2, 23–27 und pl. 4, 22; pl. 4, 1–3; pl. 2, 1–15).

Über den gewürmelten Kalken folgt 7–10 m beiger Dolomit (686–679 m u. L.), der wenigstens an seiner Untergrenze aus dolomitisierendem gewürmeltem Kalk entstanden zu sein scheint und kleine rundliche bis längliche Kalkrelikte enthalten kann (Tafel I, Fig. 3). Im Dolomit ist oft noch eine ursprüngliche feine, unregelmässige oder diskordante Schichtung zu erkennen, sei es durch blosse Farbunterschiede oder durch ungleich dichte Verteilung der Dolomitkörner in einer nicht völlig aufgezehrten Kalkgrundmasse.

b) Unterste Diploporenkalke (679–668 m u. L.)

An scharfer Suturgrenze oder auch in allmählichem Übergang wird der beige Dolomit von 10–12 m bankigen bis dünnbankigen Diploporenkalken überlagert, die schon F. RABOWSKI (1912) in einem Profil vom Südgrat der Spillgerten erwähnt. Die dünnwandigen Röhren einer *Oligoporella* nov. sp. F. ELLENBERGER (1957, pl. 4, 5–15) (*Griphoporella* nov. sp. V. PIA, 1920) sind stellenweise recht zahlreich. Sie werden jedoch nur dann leicht erkannt, wenn sie gelb verfärbt oder, was seltener der Fall ist, in Dolomit umgewandelt worden sind.

Im Tal der Grande Eau treten nach F. ELLENBERGER (1950b) die Oligoporellen schon innerhalb der basalen «calcaires vermiculés» auf. Im Gebiet des Seehorns und der Spillgerten dagegen liegen die untersten Diploporenkalke, ähnlich wie in der Vanoise (F. ELLENBERGER, 1949a, b), über den untersten gewürmelten Kalken.

Die meist dunklen und nicht sehr typischen Diploporenkalke zeigen nur noch ausnahmsweise Ansätze zu gewürmeltem Kalkstein. Sie erhalten aber öfters ein besonderes Aussehen durch Dolomit, der sich hauptsächlich längs feiner Suturen und z. T. suturartig gezackter Äderchen netzartig ausbreitet. In untergeordnetem Maße lassen sich noch weitere, äusserst mannigfaltige Dolomitisierungserscheinungen beobachten. Man findet alle Übergänge von einem blossen Aufhellen des dunklen Kalkes zu einem mehr oder weniger deutlichen Durchsetzen mit Dolomitkörnern, wobei besonders Haarrisse, Suturen, Schichtung und Kreuzschichtung nachgezeichnet sind, bis zu einem völligen Ersetzen des Kalkes durch hellen zuckerkörnigen Dolomit. Kalk und Dolomit können mit scharfer oder unscharfer, parallel oder diskordant zur Schichtung verlaufender Grenze aneinander stossen. Sogar isolierte «Dolomitwolken» in Kalk, die sich am Rand netzartig auflockern, oder ein in Dolomit ausgesparter «Kalkring» (Tafel VI, Fig. 2) gehören in den Bereich des Möglichen, ohne dass im einzelnen eine befriedigende Erklärung für diese verschiedenartigsten Erscheinungsformen gegeben werden könnte.

⁵⁾ Ausführliche paläontologische und stratigraphische Gesichtspunkte in der Arbeit von E. GASCHÉ (1938).

c) Mittlere gewürmelte Kalke (668–657 m u. L.)

Eine ca. 5 cm dicke, schalenrümmereiche Lage mit *Worthenia* sp. (?) und *Pteria* (= «*Avicula*») sp. (?) (ELLENBERGER: pl. 4, 2–3; pl. 3, 15–17 oder pl. 4, 17–18) bildet als unterer Abschluss einer gelb anwitternden, 2 m mächtigen, feinkbankigen Partie die Grenze zu einer zweiten, 10 m messenden Folge von gewürmelten Kalken. Diese, auch von F. RABOWSKI (1912) in seinem Profil vom Südgrat der Spillgerten noch als «vermiculés» bezeichneten Kalke unterscheiden sich von den untern nur durch eine eher grössere Mannigfaltigkeit und rascheren Wechsel der Ausbildungsformen. Dabei sind aber die tonigen Schichtbeläge etwas weniger auffällig. Die Schichtgrenzen und Haarrisse sind in vermehrtem Maße auch als Suturen ausgebildet. Dolomitschlieren von wechselnder Dichte und Ausdehnung begleiten sie meistens. Die wurmartigen und wulstig-knolligen Gebilde werden nur sehr selten von Dolomit durchsetzt. Man findet sie sogar noch in untypischen und feinschichtigen Kalken, in denen sie durch aussparende Dolomitisation, durch wechselnden Tongehalt oder blosse Farbunterschiede und gelegentlich auch durch Lösungs- und Stoffersatzvorgänge sichtbar gemacht sein können. Im letzteren Falle treten bisweilen eckige, suturartige Begrenzungen auf, wodurch die betreffende Gesteinspartie einen breccienähnlichen Charakter erhält.

Wie in den untersten gewürmelten Kalken kommen auch hier schmale, schalenrümmereiche Zwischenlagerungen von 0,3 bis 5 cm Dicke vor. In ihnen konnten jedoch weder eindeutig bestimmbare Fossilien noch Trochiten gefunden werden.

Den oberen Abschluss bildet wieder eine gelbanwitternde, dünnbankige Partie, die einige gelbschiefrige Lagen enthält. Aus der Gelbverfärbung allein darf jedoch nicht ohne weiteres auf besondere Sedimentationsbedingungen geschlossen werden, da die feine Bankung eine jüngere Stoffzufuhr leicht ermöglichte.

Die in den bisher beschriebenen, basalen Schichten der Trias der Spillgerten-Teildecke festgestellten Fossilien wie *Oligoporella* nov. sp. F. ELLENBERGER, *Worthenia* sp. und *Neritaria* sp. konnte F. ELLENBERGER (1950a, b) auch bei der Durchsicht der im Museum von Lausanne aufbewahrten Handstücke von F. RABOWSKI aus der Basis der Twierienhorn-Schuppe («Riprechtfluh» = Tierlaufhorn) und bei der Neuaufnahme der klassischen Profile der Vallée de la Grande Eau und der Hügel von St. Triphon auffinden. Sie charakterisieren mit *Dadocrinus gracilis* zusammen ebenfalls seine «première faune de mollusques», das unterste stratigraphische Niveau des Anisien der Vanoise. Entsprechende Hinweise, die sich sowohl auf den Fossilinhalt als auch auf die Gesteinsbeschaffenheit beziehen, sollen in der Folge noch mehrmals gegeben werden.

d) Helle und hellstriemige Kalke (657–632 m u. L.)

Die nächsten 25 m der überlagernden Kalke sind wieder gröber gebankt und kaum noch gewürmelt. Ihr auffälligstes Merkmal bilden hellere, leicht bräunliche Tönungen, die das sonst dunkle Gestein meist striemig-schichtig oder auch gleichmässig durchsetzen. Ob dieses Aufhellen der Strukturen bloss eine Vorstufe der Dolomitisation bedeutet oder durch andere Gegebenheiten bedingt wurde, ist in dem wenig zugänglichen Gelände nicht abzuklären. Eigentliche Dolomitisierungserscheinungen sind selten. In einer mittleren, etwa 5 m mächtigen Zone lassen

sich schmale, 2–5 mm lange, rhomboedrische Dolomitsprenkel beobachten, zu denen sich in lockerer Verteilung feine und teilweise rundliche Dolomitmörner gesellen können. Kalke mit Dolomitmörnern werden gegen oben häufiger und gewinnen z. T. ein oolithisches Aussehen. Dort, wo die Körner dichter geschart sind, zeigen sich im Anschliff wiederum vereinzelte rundliche und längliche Ausparungen.

e) Oberste gewürmelte Kalke (632–607 m u. L.)

Ohne scharfe Grenze, und zuerst noch von hellen und dolomitisch-körnigen Kalken unterbrochen, folgt neuerdings eine dritte, 25 m messende Serie ziemlich dünnbankiger gewürmelter Kalke. Sie enthält ebenfalls weniger typische Partien und schmale, wechselnd mächtige, schalentrümmer- und trochitenreiche Zwischenlagerungen, die eine ziemlich gut erhaltene Fauna geliefert haben.

Die Fossilien, unter denen die Gastropoden überwiegen, stimmen nach F. ELLENBERGER mit denjenigen seiner «deuxième faune de mollusques» der Vanoise (bancs à Dentales avec *Worthenia hausmanni* GOLDF.) überein. Es zeigen sich neben häufigen kleinen Trochiten mit rundem oder fünfeckigem Querschnitt, vereinzelt die gleichen langen Ketten wie in den untersten gewürmelten Kalken. Sie stammen wahrscheinlich von *Dadocrinus gracilis*. Ebenfalls tritt wieder die *Neritaria* cf. *prior*, var. *cognata* E. PICARD (Tafel VIII, Fig. 2) (Ellenberger: pl. 2, 23–27 und pl. 4, 22) sehr zahlreich auf, aber diesmal zusammen mit Dentaliden (cf. *Entalis torquata* V. SCHL. sp.; Ellenberger: pl. 5, 1–2) und der für dieses Niveau typischen und gut erhaltenen *Worthenia hausmanni* GOLDF. sp. (Tafel VIII, Fig. 3) (Ellenberger: pl. 4, 23–25). Von den vielen andern, oft sehr kleinen Schnecken und Muscheln, deren vollständige Liste sich nur bei der Verarbeitung eines umfangreichen Materials ergeben würde, seien aufgezählt: *Omphaloptycha* cf. *gregaria* V. SCHL. sp. (Ellenberger: pl. 2, 16–22), *Omphaloptycha* cf. *stotteri* KLIPPST. sp. (Ellenberger: pl. 5, 6–9) Euomphaliden (cf. *Discohelix*?), Aviculiden s. l. (*Pteria* sp. ?; Ellenberger: pl. 4, 17–18, pl. 3, 15–17), Nuculiden (cf. *Palaeonucula* cf. *goldfussi* V. ALB.; Ellenberger: pl. 6, 2).

Eine gleichartige, eher noch reichhaltigere Fauna bestimmte F. ELLENBERGER auch in Handstücken, die von F. RABOWSKI seinerzeit aus der Twierienhorn-Schuppe (oberhalb «Taubenferrich») gesammelt worden waren. Die charakteristische *Worthenia hausmanni* GOLDF. sp., mit *Entalis torquata* V. SCHL. sp. zusammen ein typisches Fossil des germanischen Wellenkalkes, fand F. ELLENBERGER (1950b) neuerdings im Tal der Grande Eau und bei St. Triphon wieder auf. Von St. Triphon war sie schon F. A. QUENSTEDT (1838) aus einer seither nicht wieder festgestellten, hauptsächlich Schnecken und Dentalium enthaltenden Linse bekannt, deren Fauna er als erster dem untersten Muschelkalk zuschrieb.

Der Begriff des «gewürmelten Kalksteins» lässt sich auch in dieser dritten Serie nicht allzusehr abgrenzen. Die Bezeichnung wurde von mir, im Gegensatz zu dem enger gefassten Begriff der «calcaires vermiculés» der Vanoise und des Briançonnais, nicht nur auf Kalke angewendet, auf deren Schichtflächen die wurmartigen Gebilde in besonders auffälliger Weise und in grosser Zahl vorhanden sind, sondern auf alle, die im Schnitt senkrecht zur Schichtung rundliche oder längliche Figuren entsprechender Grösse deutlich erkennen lassen. Da auch höher in der

Schichtreihe noch vereinzelt ähnliche Kalke vorkommen, wäre es wünschenswert, die eigentlichen gewürmelten Kalke aus der Basis des Muschelkalkes auch bei kleineren Aufschlüssen von den übrigen eindeutig unterscheiden zu können. An einzelnen Handstücken wird dies infolge der Vielfalt der Ausbildungsformen nicht immer möglich sein. Im Schichtverband ist die Unterscheidung leichter. Abgesehen von einigen schmalen, stark tonigen Lagen an der Obergrenze der oolithischen Kalke (Dreibankserie, 490–472 m u. L.) lässt sich in sehr allgemeiner Formulierung sagen, dass für die basalen gewürmelten Kalke die mehr oder weniger auffälligen, meist tonigen Schichthäutchen das Charakteristikum bilden, während bei den stratigraphisch höheren die Schichtgrenzen und ihre z. T. feinsten Verfingerungen zur Hauptsache durch Dolomit nachgezeichnet sind. Das Gestein ist im ersten Falle leichter aufspaltbar und oft durch tektonische Beanspruchung recht bröckelig, im zweiten Falle eher massig.

Einen besondern Hinweis verdient vielleicht eine 40 cm dicke, schalentrümmerhaltige hellere Kalkbank (629 m u. L.) mit groben gelben Suturen und gelbverfärbten Kalzit- und Dolomitadern. Die hier auftretenden wurmartigen Gebilde weisen einen völlig andersartigen Charakter auf. Sie zeigen am ehesten eine gewisse Ähnlichkeit mit etwas verzweigten, ausgebohrten Hohlformen oder kleinen karstartigen Taschen, deren tiefere Teile parallel zur Schichtung mit feinkörnigem, meist dolomitischem Material, der restliche Hohlraum durch grobkristallinen Dolomit oder Kalzit neu ausgefüllt worden sind. Diese sonderbaren, am Rande oft gelbverfärbten Gebilde treten ebenfalls in höheren Schichtlagen auf und sind jeweils ziemlich niveaubeständig. Eine eindeutige Erklärung für ihr Entstehen kann nicht gegeben werden.

Bereich der oolithischen Kalke (607–472 m u. L.) (Fig. 5)

a) Untypische Kalke (607–581 m u. L.)

Bevor die eigentlichen oolithischen Kalke einsetzen, überwiegen in den ersten 25 m zuerst noch untypische dunkle Kalke, wie sie in der ganzen triasischen Schichtreihe häufig vorkommen. Sie sind im frischen Bruch stumpf grauschwarz und wittern, wie die meisten übrigen Kalke, hellgrau bis leicht beige an. Nur wo dolomitische Lösungen eingewirkt haben, wie dies in besonders auffälliger Weise in der Nähe von Bruchlinien beobachtet werden kann, ist in ihnen eine Feinstruktur zu erkennen. Gelbe und weisse Aderung und gelbliche Schichtfugensuturen treten mehr oder weniger häufig auf. Die Suturen sind nur in seltenen Fällen durch Dolomit unregelmässig verdickt oder von dolomitischen Fetzen begleitet.

Die untypischen Kalke enthalten oolithische Zwischenlagerungen, die jedoch nur dann erkennbar sind, wenn wenigstens ein Teil der «Ooide» dolomitisiert ist. Da bei der früh- oder spätdiagenetisch erfolgten Dolomitisation (vgl. Tafel I, Fig. 5) (was von Fall zu Fall entschieden werden muss) die meist ohnehin undeutliche konzentrische Struktur weitgehend zerstört wurde, ist die Bezeichnung Oolith für solche Gesteine eigentlich nicht gerechtfertigt, obwohl in einigen wenigen Dünnschliffen die Bestätigung gefunden werden konnte, dass die Körner wirklich einen primären schaligen Bau aufweisen (vgl. Tafel I, Fig. 4). Sie unterscheiden

sich von den meist eckigen Dolomitkörnern eines körnig dolomitisierten Kalkes durch ihre relative Grösse und durch ihre kugelige Form. In allen oolithischen Kalken zeigt sich eine Schichtung, die dank einem Wechsel in der Häufigkeit und in der Grösse der Dolomitkörner sichtbar wird. Auch Kreuzschichtung und durch irgendwelche Einflüsse gestörte, z. T. wirre Lagerung ist nicht selten zu beobachten.

b) Helle diploporenführende Kalke (581–563 m u. L.)

Die Grenze gegen ein zweites Diploporenniveau bilden gelbe Mergelschiefer und gelbanwitternder, plattiger Dolomit von je ca. 2 bis 20 cm Dicke. Durch eine stärkere Dolomitisierung, die wahrscheinlich von diesem gut geschichteten, als Zufuhrweg geeigneten Horizont ausging, sind vielfach auch aus den benachbarten Schichten recht typische Gesteine entstanden. In oolithischen Kalken können die einzelnen Körner zu kompakten Dolomitpartien verbacken sein. Dabei bleiben aber, wie in der ganzen folgenden Serie, bis 1 cm grosse kalkige Rundformen ausgespart, wodurch das Gestein eigenartig löcherig-höckerig anwittert. Nicht oolithische Kalke dagegen können von Dolomitwolken und -fetzen durchsetzt sein, welche die Schichtflächen, Suturen und Adern begleiten oder um grobkristalline Dolomit- oder Kalzitkerne angeordnet sind. Die Anwitterungsfläche dieser Schichten ist groblöcherig oder netzartig höckerig. Auf einer Länge von mehreren hundert Metern besitzen die intensiver dolomitisierten, höckerig-löcherig anwitternden Gesteinspartien eine Mächtigkeit von etwa einem Meter und scheinen einen gut erkennbaren, über den gelben Schiefeln gelegenen Horizont darzustellen. Sie können aber nach der Seite hin auch im Liegenden der Schiefer auftreten, bis 5 m mächtig werden und, besonders in tektonisch beanspruchten Zonen, einige Dolomitbänke einschliessen. Umgekehrt können sie auf bloss zwei, ca. $\frac{1}{2}$ m auseinanderliegende schmale Lagen reduziert oder so untypisch ausgebildet sein, dass sie nicht mit Sicherheit zu erkennen sind. Dies ist leider keine vereinzelte Erscheinung. Immer wieder fällt auf, wie sehr das Aussehen eines Gesteins, neben der primären Anlage, vom Grade der Dolomitisation und von der Anwitterung abhängig ist.

Die hellen diploporenführenden Kalke umfassen annähernd 20 m der Schichtreihe. Sie sind mehr oder weniger deutlich oolithisch. Ein Verschmelzen der Körner zu kompaktem Dolomit tritt nur in untergeordneter Masse auf. Die helle Tönung der kalkigen Grundmasse ist recht auffallend und steht im Gegensatz zu der meist dunklen Färbung der übrigen triasischen Kalke. Weitere Aufhellungen zeigen sich gelegentlich längs Schichtung, Aderung und Suturen. Die ebenfalls helleren, runden oder elliptischen Flecken von im Mittel 6–8 mm Durchmesser, die in eigentümlicher Weise bei der Dolomitisation ausgespart wurden, finden sich häufig in den gleichen Bänken wie die Diploporen. Leider liess sich in ihnen, im Gegensatz zu den Solenoporen der ähnlich löcherig anwitternden Gesteine im oberen Teil der triasischen Schichtreihe (32–30 m u. L.) (vgl. Tafel VIII, Fig. 8), keine Feinstruktur erkennen, so dass ihre organische Herkunft nur vermutet werden kann.

Neben den runden Dolomitkörnern weisen die oolithischen Kalke auch kleinere und grössere eckige Sprengel auf. Sie scheinen Bruchstücke von Diploporen zu

sein, deren vielfach grob dolomitisierte Röhren in einigen Lagen in grosser Zahl anzutreffen sind. Gegen oben setzen in den Kalken zuerst die hellen Flecken aus, später die deutlich erkennbaren Diploporen, wenige Meter unter der Hangengrenze die helle Färbung und der oolithische Charakter sowie zuletzt die sprenkelartigen Diploporentrümmer.

Die Diploporen, die F. ELLENBERGER in entgegenkommender Weise bestimmte, sind die für Anisien sprechenden *Physoporella praealpina* v. PIA (Ellenberger: pl. 6, 12–17) und *Physoporella minutula* GÜMB. (Ellenberger: pl. 6, 18–19), die, wie in seinen ebenfalls oolithischen und gelegentlich hellkalkigen «bancs à Physoporelles» der Vanoise und des Briançonnais, stets zusammen gefunden werden⁶⁾. Die gleichen, sehr typischen Kalkalgen beobachtete F. ELLENBERGER (1950b) auch an einigen Stellen im Tal der Grande Eau in Kalken mit dolomitischen oolithischen Körnern. V. PIA (1920) beschreibt die von ihm benannte *Physoporella praealpina* aus losen Gesteinsstücken, die F. RABOWSKI, der auch ihren Namen vorgeschlagen hat, im Horboden (Diemtigal) sammelte. Im übrigen ihm vorgelegten Material von St. Triphon, Mt. d'Or und Tierlaufhorn erkannte v. PIA nur in den Handstücken aus der Twierienhorn-Schuppe («Riprechtfluh» = Tierlaufhorn) die *Physoporella minutula*, die hier, wie auch an der Zweckenalp (Schwyz), zusammen mit *Diploporella helvetica* v. PIA auftritt⁷⁾. Leider erwähnt F. RABOWSKI aus dem Diemtigal keinen entsprechenden, selbständigen Diploporenhorizont. Dagegen beobachtete er in der Twierienhorn-Serie einen eingelagerten Plattenkalk mit auffälligen, kleinen hellen Linsen.

c) Suturenreiche oolithische Kalke (563–545 m u. L.)

Einige Meter gelblich anwitternde dünnbankige Kalke, die von gelben Sutureschichtflächen eng durchsetzt sind, leiten zu einer ca. 15 m mächtigen, schlechtgebankten Partie über. Der Charakter der neuerlich dunklen Gesteine wird weder ausschliesslich durch die zahlreichen, oolithischen Zwischenlagerungen bestimmt, noch durch ihren Gehalt an Trochitenbruchstücken oder seltenen Schalenrümern, sondern ebenso sehr durch die Häufigkeit der Suturen und die damit zusammenhängende besondere Art der Dolomitisation. Kalke, die den Schichtgrenzen, Suturen und Adern folgende Dolomitfetzen, -wolken oder -schlieren aufweisen, und die in den tieferen Schichten eine Ausnahme bilden, sind hier der häufigste Gesteinstyp (Tafel I, Fig. 5).

So sehr eine selektive Dolomitisation, wenn sie von günstiger Anwitterung unterstützt wird, die Strukturen der Gesteine überhaupt sichtbar macht, so sehr erschwert sie durch rasch wechselnde Intensität und sogar stellenweises Aussetzen ihre Deutung. Man erkennt ruhige, unruhig wellige und unregelmässig aufgelockerte (geflossene?) Schichtung, sowie Kreuzschichtung und Partien mit regelloser Struktur. Lösungsvorgänge liessen feinste Schichtfugen und wellige oder zackige, meist gelbe Schichtfugensuturen entstehen, an denen sich zapfenartige

⁶⁾ F. ELLENBERGER (1957) glaubt, diese beiden Arten bilden genetisch nur eine einzige (Dimorphisme somatique), wobei *Ph. praealpina* die ausgewachsene Form, *Ph. minutula* eine jugendliche oder infolge ungünstiger Lebensbedingungen verkümmerte Form darstellt. Zwischen beiden Formen bestehen alle Übergänge.

⁷⁾ Weitere Angaben siehe J. V. PIA (1937).

Ausbuchtungen (Stylolithe) von einigen Millimetern bis mehreren Zentimetern beobachten lassen (Tafel I, Fig. 5). Die Adern und Haarrisse sind z. T. ebenfalls suturartig zackig. Der Dolomit tritt zur Hauptsache in feinen eckigen oder runden oolithischen Körnern auf, die locker verteilt oder dicht geschart sein können. Sie zeichnen, durch die Art ihrer Anordnung, hauchzart oder grob die Schichtstrukturen nach oder verwischen sie ganz. Sie häufen sich, eher die Schichtung betonend, zu Schlieren und Wolken und zu teils scharf begrenzten, mehr die Richtung der Adern einhaltenden Fetzen. In den Kernen dieser oft gelb anwitternden Gebilde ist der körnige Dolomit vielfach durch etwa erbsengrosse Knöllchen aus grobkristallinem Kalzit oder Dolomit ersetzt (Tafel I, Fig. 5; vgl. Tafel VI, Fig. 5). Diese «Kalziterbsen», die sich gelegentlich zu kleineren Gruppen zusammenschliessen oder zu länglichen Formen verschmelzen, weisen öfters eine rotbraune Umgrenzung auf. In seltenen Fällen tritt fremdartiger, schwach kalkiger Dolomit an ihre Stelle, der mit seiner abweichenden Färbung und mehr oder weniger deutlichen Eigenschichtung eine gewisse Ähnlichkeit mit feinen, gelben Klüftchen- oder Aderzwickelfüllungen besitzt.

d) Kalke mit Kieselknöllchen (545–538 m u. L.)

In einer etwa 7 m breiten, ziemlich gut gebankten Zone, die den Grenzbereich zu den nächst höheren, neuerdings wenig typischen Kalken bildet, treten kleine, konzentrisch-schalig gebaute Kieselknöllchen auf, die von F. ELLENBERGER (mündliche Mitteilung) z. T. auch im Tal der Grande Eau beobachtet wurden. Diese Erscheinung ist in der ganzen triasischen Serie einmalig. Die Knöllchen, deren Durchmesser höchstens 2 mm beträgt, finden sich ausschliesslich in den kalkigen Anteilen der Gesteine. Sie kommen zuerst nur vereinzelt oder in kleinen Gruppen vor, werden gegen oben zahlreicher und bilden, in den bei der Dolomitisation ausgesparten Kalkfeldern, kräftig vorwitternde Haufen oder randlich angeordnete Kränze (Tafel III, Fig. 1). Noch höher, in dolomitfreien Kalken, folgen sie in lockeren oder zusammenhängenden Ketten den Schichtflächen. Zuletzt nimmt ihre Grösse und Häufigkeit wieder ab, ohne dass sich dabei der übrige Gesteinscharakter ändert. Ein scharfes Abgrenzen der ganzen Zone, die einen guten Leithorizont darstellt, ist ebenfalls gegen die liegenden Schichten zu nicht möglich. Oolithische Lagen sind jedoch seltener, und auch die Suturen treten etwas zurück. Dafür mehren sich die von Dolomitschlieren feinwolkig oder fetzenartig nachgezeichneten, unregelmässig-welligen Schichtflächen, die hier, ähnlich wie in den gewürmelten Kalken, rundliche und längliche Kalkgebilde umschliessen. Die grobkristallinen «Kalziterbsen» innerhalb der Dolomitfetzen können gelegentlich von kiesligen Krusten umgeben sein. Fossiltrümmer und Trochitenbruchstücke finden sich nur in einer einzigen schmalen, oolithischen Lage. Eine fein fächerförmig gebaute, ca. 1½ cm grosse verkieselte Versteinerung konnte leider nicht bestimmt werden.

e) Monotone oolithische Kalke (538–518 m u. L.)

Die nachfolgenden, 18 m mächtigen Gesteine sind schlecht gebankt und im allgemeinen wenig dolomitisiert. Sie erscheinen dadurch ziemlich gleichförmig, was nicht der Wirklichkeit entspricht. Am häufigsten kommen etwas hellere,

meist spätige, oolithische Kalke vor, deren Körner vielfach nur durch schwache Farbunterschiede und seltener durch Dolomit sichtbar gemacht sind. Sie enthalten vereinzelt kleinere und grössere (5 mm) polygonale Seelilienglieder, feine Schalenrümmer sowie kieslige Fragmente und Knollen. Gelegentlich zeigen sich auch schlecht erhaltene, mit Dentaliiden vergleichbare Röhrchen. Eine 2 m breite Bank in der Mitte der Serie (531–529 m u. L.) ist teilweise etwas stärker dolomitisiert und erscheint dadurch reicher an Fossilien. Hier finden sich, wenn auch nur selten, bis 3 cm grosse Schalenreste von Muscheln (?), kleine Schnecken, wie z. B. eine hübsch verzierte *Promathildia*? (nach F. ELLENBERGER) und z. T. verkieselte Korallen, die eine grosse äusserliche Ähnlichkeit mit *Thamnastrea silesiaca* BEYRICH (Tafel VIII, Fig. 4) aufweisen. Nicht völlig sichergestellt ist das Auftreten von Bryozoen und Solenoporen.

In den untern Lagen (538–531 m u. L.) sind die Kalke entweder dunkel und von einem feinen engen Suturenetz durchzogen oder heller und leicht bräunlich mit gelben Adern, Suturen und Einschlüssen. In den oberen Lagen (529–520 m u. L.) besitzen die Aufhellungen eher eine graue Färbung. Besonders eigenartig sind helle, schichtparallel verlaufende und etwas unscharf begrenzte fleckenartige Streifen von $\frac{1}{2}$ –1 cm Breite, die teilweise miteinander verschmelzen. Nur in Ausnahmefällen bilden hellere und dunklere Schichten eine ruhige Wechsellagerung. Zu oberst bilden 2 m besser gebankte Kalke (520–518 m u. L.) den Abschluss. Sie gemahnen an die der unteren Lagen, sind aber stärker dolomitisiert. Wie in einer ca. 100 m tiefer gelegenen Bank (629 m u. L.) treten auch hier etwas verzweigte, mit grobkörnigem Dolomit erfüllte wurmartige Gebilde auf, die gelb anwittern.

f) Kalke mit *Spirigera trigonella* (518–508 m u. L.)

In diesem ungefähr 10 m mächtigen Gesteinshorizont treten die oolithischen Kalke stark zurück. Sie bilden nur noch einige schmale Zwischenlagerungen von wechselnder Mächtigkeit, die feine Schalenrümmer, Röhrchenquerschnitte und reichlich Trochitenbruchstücke enthalten. Vorherrschend sind Kalke mit gelben, unregelmässig-welligen Schichtgrenzen und Suturen (Tafel II, Fig. 1) oder mit einem schlierigen bis fetzenartigen dolomitischen Netzwerk (Tafel II, Fig. 2). Die Dolomitschlieren, die in den dichteren Stellen «Kalziterbsen» enthalten können, umschliessen neben beliebig geformten auch grössere und kleinere rundliche Kalkfelder. Dadurch entsteht bisweilen eine gewisse Ähnlichkeit mit gewürmelten Kalken (Tafel II, Fig. 2). Ebenfalls nicht dolomitisiert wurden feine Schalenreste, die nach F. ELLENBERGER z. T. mit *Spiriferina fragilis* und *Spirigera trigonella* V. SCHL. verglichen werden dürfen. Gegen oben nimmt der Tongehalt des Dolomites zu. Die Gesteine werden dünnbankiger und wittern gelb an. Nahe der Obergrenze fällt eine 25–30 cm starke Bank auf. Sie ist ruhig geschichtet und in wechselnder Intensität von gelblichem Dolomit durchsetzt, der willkürlich kalkige Schichtpartien oder bloss ziemlich grobe, knollige Kalkrelikte ausspart. Die hangenden Bänklein zeigen zuerst noch auf $\frac{1}{2}$ –1 m Breite ein mittelgrobes Netz aus gelben tonigen Dolomitfetzen (Tafel VI, Fig. 3). In der obersten, 1 m mächtigen Lage ist dann der Dolomit wieder grauer. Hier wechseln die Ausbildungsformen in rascher Folge miteinander ab (Tafel II, Fig. 3), wobei auch einige feingeschichtete oolithische Zwischenlagerungen auftreten.

Die gesamte, dem oberen Anisien angehörende Serie im Hangenden der hellen diploporenführenden Kalke (563–490 m u. L.) scheint, als Ganzes betrachtet, recht charakteristisch zu sein. Gleichartige, mehr oder weniger oolithische und teilweise spätige Kalke mit kieseligen Fragmenten, Ooiden, Knollen oder Einlagerungen und mit *Spirigera trigonella*, *Spiriferina fragilis* sowie andern Brachiopoden, Muscheln, kleinen Schnecken, Trochiten und fraglichen Korallen sind durch die Fossilfunde bei St. Triphon bekannt und berühmt geworden (E. RENEVIER, 1890; FR. JACCARD, 1908; A. JEANNET und F. RABOWSKI, 1912; A. JEANNET, 1912/13, 1918; F. ELLENBERGER, 1950a, b; u. a.). F. ELLENBERGER (1957) zieht Vergleiche zwischen der südalpiner «Brachiopodenfauna von Reccoaro» und derjenigen der Vanoise («Niveau à silex», «troisième faune de mollusques»), des Briançonnais, von St. Triphon, der Zweckenalp und der germanischen Trias.

g) Feinspätige oolithische Kalke (508–490 m u. L.)

In einer Mächtigkeit von ca. 20 m treten nochmals schlecht gebankte oolithische Kalke auf. Sie sind stärker dolomitisiert als die vorhergehenden. In der unteren Hälfte wechseln 10–20 cm breite Lagen, die in Schichten oder Haufen angereicherte, runde Dolomitkörner enthalten, mit 30–100 cm breiten, dolomitarmen oolithischen Partien. In den oberen 10 m sind die Dolomitkörner gleichmässiger verteilt. Die oft bis 1 mm grossen Ooide zeigen bei günstiger und nicht zu starker Dolomitchurchsetzung gelegentlich einen deutlich konzentrischen Bau (Tafel I, Fig. 4). Die Kalke sind dunkel oder hell, grau oder bräunlich und stets mehr oder weniger feinspätig. Ihr Fossilinhalt ist wenig auffällig, obgleich kleine Schalenreste in einigen Schichten ziemlich häufig sind. Die gerippten Schälchen, kleinen Turmschnecken, Röhrenquerschnitte und Trochitenbruchstücke lassen sich aber nicht näher bestimmen. In einer einzigen schmalen und ohne scharfe Grenzen eingelagerten helleren Zone (496 m u. L.) konnten unbestimmbare Korallen und algenartige runde Flecken beobachtet werden.

h) Dreibankserie (490–472 m u. L.)

Drei aufeinanderfolgende, ungefähr gleich dicke Bänke sind in den Felswänden von weitem ziemlich gut zu erkennen und zu verfolgen. Sie messen je etwa 4 m und werden durch weichere Gesteine getrennt. An zugänglichen Stellen, aus der Nähe besehen, sind die Felspartien durch die Verwitterung stärker gegliedert. Man kann die drei grossen Bänke nicht mehr so eindeutig abgrenzen, besonders auch, weil die Kalke teilweise zu stark von Dolomit durchdrungen sind und dadurch ihre Unterscheidungsmerkmale verloren haben.

Dunkle und hellere, gelblich anwitternde Kalke, die von gelben und grünlichen, unregelmässig-welligen und sich netzartig verfingenden Tonhäutchen sowie von gelblichen, meist tonigen Dolomitschlieren durchsetzt sind, bilden die $\frac{1}{2}$ –2 m mächtigen weicheren, gut geschichteten Lagen. Sie können bisweilen von «gewürmeltem Kalkstein» nicht unterschieden werden und enthalten vereinzelt sogar lange Kalkwülste (vgl. Tafel I, Fig. 1). Bei stärkerer Dolomitisation lassen nur noch einige rundliche Kalkrelikte und dunklere Tönungen den ursprünglichen Charakter erraten (vgl. Tafel I, Fig. 3).

In den kompakteren Lagen stehen die unregelmässig-welligen Schichtgrenzen und Suturen weiter auseinander. Die Gesteine sind entweder untypisch oder oolithisch und mehr oder weniger dolomitisiert. Als Besonderheit finden sich in der mittleren «Bank» (482 m u. L.) ähnliche wurmartige und etwas verzweigte, gelbe Dolomitgebilde, wie sie schon 40 m und 150 m tiefer (519, 629 m u. L.) beobachtet werden konnten. In der obersten «Bank» ist der auftretende Dolomit grau gefärbt. Er bildet entweder ganze Bänke oder ist als Schlieren, Wolken und Fetzen in wechselnder Dichte im Kalk verteilt (Tafel VI, Fig. 4), wie dies in gleicher, formenreicher Art an der Hangendgrenze der Kalke mit *Spirigera trigonella* (508 m u. L.) der Fall ist (Tafel II, Fig. 3).

Den oberen Abschluss der Dreibankserie und damit der oolithischen Kalke überhaupt bilden etwa 20 cm gelbe bis rötliche, tonig-dolomitische Schiefer. Sie werden von 7 m gut gebanktem, meist grauem Dolomit (und Kalk?) überlagert, dessen gelbere, dünnbankige Zwischenlagerungen rötliche Oxydhäutchen aufweisen. Darüber folgt 70 cm gelber, rötlicher und grünlicher, bisweilen scheckig bunter toniger Dolomit, der feinschichtig anwittert. Er enthält oftmals eine Art Breccie, deren locker in der bunten Grundmasse verteilte und etwas kantengerundete Komponenten von sehr unterschiedlicher Grösse ($\frac{1}{2}$ –30 mm) aus grauem Dolomit bestehen. Die Breccie wird von 2 m grauerem Dolomit abgelöst, in dem sich kleinere stratigraphische Diskordanzen erkennen lassen. Rote und gelbe Aderung, Suturen und Schichtgrenzen sind noch ziemlich häufig.

Da die Dreibankserie und die hangenden Schichten in unserem Gebiet nur an Bruchlinien und tektonisch stärker zerrütteten Stellen zugänglich sind, und sie zudem gut gebankte bis schiefrige Gesteine enthalten, ist es an und für sich nicht weiter verwunderlich, wenn man in ihnen rote und gelbe Verfärbungen antrifft. «Siderolithische» Phänomene, die ihre Entstehung der langen Festlandsperiode zwischen Trias und Mytilusschichten verdanken, sind im allgemeinen nicht selten. Weil aber an zwei ca. 2½ km auseinanderliegenden Orten annähernd die gleichen Erscheinungen auftreten, ist es nicht ausgeschlossen, dass sich in diesem Niveau besondere festländische Einflüsse bemerkbar machen. Einen gewissen Hinweis gibt auch der deutliche Ton- und Kieselgehalt mehrerer Schichten. Ohne diese Frage weiter zu verfolgen oder irgendeinen Vergleich mit den von F. ELLENBERGER (1957) aus dem entsprechenden Niveau der Trias der Vanoise beschriebenen und z. T. auch in den Ostalpen («Mittlere Rauhacke») wie in der germanischen Trias («Anhydritgruppe») bestehenden Anzeichen einer kurzfristigen Emersionsphase zu ziehen, lässt sich feststellen, dass hier ein deutlicher Wechsel in den Sedimentationsbedingungen stattgefunden hat. Über der Dreibankserie findet man keine gewürmelten Kalke und vorerst keine oolithischen Kalke mehr. Mit ihnen verschwinden zum Grossteil auch die für unser Gebiet relativ häufigen Fossilreste. Die nachfolgenden 200–300 m der Schichtreihe sind mit ihren eiförmigen Kalk- und Dolomitbänken kaum noch zu gliedern. Sie enthalten in den oberen Teilen die ladinische *Diplopora uniserialis* v. PIA. Solange nicht neue Fossilfunde eine genauere Unterteilung ermöglichen, ist es wohl am zweckmässigsten, die Grenze zwischen Anisien und Ladinien, in Übereinstimmung mit F. ELLENBERGER, mit dieser lithologischen Grenze zusammenfallen zu lassen.

Bereich der gebänderten Kalke (472–130 m u. L.)

a) Gesteinsarten

Der mittlere Teil der Trias enthält ziemlich gleichartige dunkle Kalke, die mit Dolomitlagen abwechseln. Obgleich sich in den Felswänden, aus der Entfernung gesehen, eine wechselvolle Bankung und Gliederung gut verfolgen lässt, kann dieser Komplex im einzelnen nicht weiter unterteilt werden. Die wenigen hier auftretenden Gesteinstypen unterscheiden sich mehr nur durch den Grad der Dolomitierung oder Aufhellung als durch sonstige Merkmale.

Die Grundform ist ein sehr feinkörniger dunkler, fast schwarzer Kalk, der grau anwittert. Er wird, wie alle triasischen Gesteine, von weissen oder gelbverfärbten Kalzitadern und von Schichtfugensuturen (Tafel III, Fig. 2, 3) mehr oder weniger stark durchsetzt.

Durch ein Abwechseln von dunklen und etwas helleren Schichtchen von beliebiger, meist aber 2–4 mm Dicke erscheint der Kalk häufig gleichmässig gebändert. Die Aufhellungen verlaufen zwar nicht streng regelmässig. Sie können gelegentlich und unabhängig von der eigentlichen Schichtung schmaler und breiter werden, sich berühren oder auf kürzere Strecken ganz aussetzen. Stärkere Aufhellungen begleiten ausnahmsweise ebenfalls die Aderung und erfassen, davon ausgehend, auch anschliessende Gesteinsbezirke (Tafel III, Fig. 4). Dabei bleibt trotz der allgemein helleren Farbe die anfängliche Bänderung erkennbar. In einigen Bänken können die aufgehellten Partien teilweise oder völlig von Dolomit durchsetzt sein. Es lässt sich jedoch nicht feststellen, ob die Aufhellungen nur eine Vorstufe der Dolomitisation darstellen, oder ob hier zwei verschiedenartige Stoffumwandlungsvorgänge von den gleichen Zufuhrwegen ausgegangen sind.

Deutlicher als durch Aufhellung wird die ursprüngliche Schichtung der dunklen Kalke durch Einlagerung von hellen Dolomitkörnern sichtbar gemacht. Dies erlaubt in den meist ungestörten Ablagerungen ebenfalls Kreuzschichtung (Tafel III, Fig. 5) und Fliesstrukturen (Tafel IV, Fig. 1) festzustellen. Auch andere, durch unbekannte Ursachen (Organismen?) gestörte Schichtgefüge lassen sich beobachten. Die Dolomitkörner verdichten sich vielfach zu schmalen oder breiten, scharf begrenzten oder schlierenartigen, hellgrauen Bändern (Tafel III, Fig. 6). Diese durchsetzen den Kalk in beliebiger oder regelmässiger Anordnung und erzeugen auf der Anwitterungsfläche ein deutliches Relief. In einigen Schichten tritt der Dolomit zudem noch in kleinern oder grössern, grobkristallinen und meist rhomboedrischen Sprenkeln auf (Tafel III, Fig. 6).

Bei zunehmender Stärke der Dolomitisation ergeben sich hauptsächlich die beiden folgenden Möglichkeiten und ihre Zwischenstufen. In einem Falle werden die Dolomitbänder vorherrschend und die kalkigen Zwischenlagen zu immer schmalen Schichten oder unzusammenhängenden Resten, bis das ganze Gestein zu einem hellgrauen, zuckerkörnigen Dolomit umgewandelt ist, in dem keine Strukturen mehr zu erkennen sind. Im andern Falle wird der Kalk in stets dichter werdender Verteilung gleichmässig von Dolomitkörnern durchsetzt. Dabei entsteht zuletzt ein eher feinkörniger, leicht beige-grauer Dolomit, in dem die zuerst dolomitisierten Anteile als hellere und z. T. körnigere Partien sichtbar sind.

Die Dolomite besitzen eine ähnliche graue Anwitterungsfarbe wie die Kalke. Sie unterscheiden sich aber bisweilen durch eine beige Tönung und eine wie mit Mehl bestäubte Oberfläche, deren etwas bröckeliges Aussehen durch leichter verwitternde Kalzitadern bedingt wird. Auf der Bruchfläche dagegen ist der Dolomit heller und auch vielfach grobkörniger als der Kalk. Beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure (10%) braust der reine Dolomit nicht. Kalkhaltiger Dolomit, der schwach braust, aber auf der Anwitterungsfläche noch kein Relief und auch auf frischer Bruchfläche keine deutlichen dunklen Gemengteile beobachten lässt, kann durch Anschleifen und kurzes Eintauchen in konzentrierte Salzsäure untersucht werden. Die dolomitischen Anteile werden dabei heller, die kalkigen dunkler und kräftig angeätzt.

b) Beziehungen zwischen Dolomit und Kalk (vgl. p. 163–165)

Die Steilheit des Geländes oder an flacheren Stellen der Schutt und die Vegetation verhindern ein seitliches Verfolgen der Dolomitbänke auf längere Strecken. Es ist jedoch auffällig, dass selbst in benachbarten Aufschlüssen die einzelnen Bänke sich sozusagen nie parallelisieren lassen und weder in ihrer Anordnung noch Anzahl oder Mächtigkeit übereinstimmen. Sehr eindrücklich sind die Verhältnisse ENE des Seehorns (ca. 602 250/157 450/1700) in der durch zwei nach unten zusammenlaufenden Runsen begrenzten, 100–200 m breiten steilen Halde, die das Einzugsgebiet der «Allmisteglau» bildet. Hier trifft man längs der nordöstlichen Runse, in der eine Verstellung von etwa 50 m Sprunghöhe verläuft, im obern Teil der gebänderten Kalke (215–155 m u. L.) sozusagen nur Dolomit. Je weiter man sich gegen S von dieser Bruchlinie entfernt, desto häufiger wird der Dolomit von Kalklagen unterbrochen, bis längs der südlichen Runse und im anschließenden Gebiet der Kalk überwiegt.

Gleichartige Erscheinungen zeigen sich ebenfalls an kleineren Brüchen, an alten, mit oft gelb oder rot verfärbter dolomitischer Grundmasse und Nebengesteinsbrocken neu gefüllten Klüften (Tafel IV, Fig. 3) und Karsthohlräumen und selbst im kleinsten Maßstabe auch an Adern und Haarrissen. Es scheint, dass in solchen Zufuhrbahnen magnesiumhaltige Lösungen vorgedrungen sind und die angrenzenden Gesteine dolomitisiert haben (Tafel IV, Fig. 4). Somit hätte die Umwandlung von Kalk zu Dolomit in vielen Fällen erst nach der Verfestigung der primären Sedimente stattgefunden. Günstige Bedingungen hierzu herrschten während der Regressionsphase und der langen Festlandsperiode, die am Ende der Triaszeit einsetzte und mit der Transgression der Mytilusschichten ihren Abschluss fand.

Im allgemeinen nimmt der Dolomitgehalt mit wachsender Entfernung vom Zufuhrweg stetig ab. Im einzelnen aber ist im Auftreten und in der Verteilung von Dolomit und Kalk wenig Gesetzmässigkeit zu erblicken. Die Vielfalt der Möglichkeiten scheint beinahe unbegrenzt, doch sind die Verhältnisse im Grossen wie im Kleinen einander ähnlich.

Auf den beiden Seiten einer Bruchfläche sind die Gesteine oft ganz ungleichstark dolomitisiert worden. Das nämliche gilt bei Klüftchen und Haarrissen. Im einen Flügel kann beispielsweise die Schichtung kräftig durch Dolomit nachgezeichnet, im andern Flügel nur undeutlich zu erkennen sein (Tafel VI, Fig. 6).

Trifft man Klüftchen und Adern, von denen aus das Nebengestein deutlich dolomitisiert wurde, so gibt es auch solche, die nur von einem schmalen Dolomitsaum (Tafel IV, Fig. 5) begleitet oder bloss mit grobkristallinem Dolomit verheilt sind. Noch gegensätzlicher ist, wenn beidseitig einer Kalzit- oder Dolomitader ein Streifen des ursprünglichen Kalkes erhalten blieb, während das übrige Gestein teilweise oder völlig dolomitisiert wurde (Tafel V, Fig. 1). Bei starker Durchaderung zeigen sich ebenfalls auffallende Unterschiede. Entweder verbreiterten sich die Dolomitsäume der sich kreuzenden Adern derart, dass der Eindruck einer Breccie mit Kalkkomponenten in Dolomitzement hervorgerufen wird (Tafel V, Fig. 3), oder es wurden umgekehrt nur die Adern selbst und ein Teil der Aderzwickel dolomitisiert (Tafel V, Fig. 2).

Die Ausbreitung des Dolomits im Kalk unterliegt keiner bestimmten Regel. Zeigen sich in horizontaler und vertikaler Richtung allmähliche Übergänge, wobei die sonst allgemein wenig auffälligen Gesteinsstrukturen deutlich hervorgehoben werden, so stösst der Dolomit ebenso oft mit scharfer Grenze an Kalk. Die Trennungsflächen folgen dabei den Adern und den z. T. als Suturen ausgebildeten Schichtgrenzen oder verlaufen, ohne sichtbaren Grund, beliebig im Gestein drin (Tafel V, Fig. 6). Besonders auffallende Erscheinungen sind seitlich aneinandersichende Dolomit- und Kalkbänke, welche eine in Wirklichkeit nicht vorhandene Verstellung vortäuschen, ferner übereinanderliegende Bänke, die in einer Zwischenschicht an Adern als Begrenzungsflächen ähnlich miteinander verzahnt (Tafel V, Fig. 5) erscheinen wie im Kleinen an einer Suture sowie isolierte Kalkpartien in Dolomit oder Dolomitzement in Kalk mit ihrem grossen Formenreichtum (Tafel V, Fig. 1, 2, 4, 6; Tafel VI, Fig. 1, 2, 3, 4, 5).

Obgleich hier hauptsächlich auf spätdiagenetische Dolomitisationsphänomene hingewiesen wurde, soll damit nicht gesagt sein, dass keine primären oder frühdiagenetischen Dolomite und dolomitischen Anteile in Kalken vorkommen können. Bildungsbedingungen und -mechanismen wie z. B. G. LINK (1937), L. CAYEUX (1935), A. RIVIÈRE (1939), R. WEYNSCHENK (1951 a, b) und viele andere Autoren sie beschreiben, mussten sicherlich auch im Ablagerungsraum unserer Trias auftreten. Diese Dolomitbildungen sind jedoch nicht stets mit Sicherheit von den sie grösstenteils überdeckenden, viel auffälligeren jüngeren Umwandlungen zu unterscheiden.

c) Die Diploporenvorkommen (230–180 m u. L.)

Schon in den unteren Partien der gebänderten Kalke treten gelegentlich etwas hellere und grobkörnigere Einlagerungen auf, deren Partikelchen oft rundlich und von einem dunklen Rand umgeben sind. Weiter oben (230–220; 190–180 m u. L.) enthalten ähnliche Gesteine lagenweise gehäuft, deutlich erkennbare Exemplare von *Diploporella uniserialis* v. PIA⁸⁾ (Tafel VIII, Fig. 5, 6) und ihr zugehörige Bruchstücke. Diese Diploporenspezies wurde erstmals von F. RABOWSKI am Seehorn, am Spillgarten-Ostgrat und am Rothorn (Twierienhorn-Schuppe) gefunden und

⁸⁾ F. ELLENBERGER (1957, fig. 11, p. 194) betrachtet, ähnlich wie bei den Vorkommen der Vanoise, die in einem meiner Handstücke vom Seehorn auftretenden kleinern Formen, welche wie *Physoporella lotharingica* BEN. aussehen, als eine Art Varietät (variété somatique) der *Diploporella uniserialis*, zu der sich alle Übergänge beobachten lassen. Er bestreitet damit aber nicht, dass ebenfalls eine wirkliche *Physoporella lotharingica* im Sinne von v. PIA existieren kann.

von J. v. PIA (1920) benannt⁹⁾. In den dunklen Kalken sind die Diploporen schlecht zu erkennen, weil sie, im Gegensatz zu den anisischen und zu den im ganzen Bereich der gebänderten Kalke nur äusserst spärlich vertretenen, kleinen Molluskenschalen, sozusagen nie allein dolomitisiert wurden. Ihre vertikale Verbreitung ist deshalb nicht völlig bekannt und wird erst bei der Untersuchung eines grösseren Gebietes sichergestellt werden können. In aufgehellten Gesteinen dagegen, von denen hier einige Schichten hellem Malmkalk vergleichbar sind, fallen die bis zu 4 mm grossen dunklen Ringlein und kelchförmigen Längsschnitte besser auf. Zusammen mit den hellen oder wechselnd hell und dunkel geschichteten Kalken kommen ebenfalls hellfleckige Kalke vor. Die Flecken, die in seltenen Fällen einen Durchmesser von einigen Zentimetern erreichen, weisen manchmal eine Feinstruktur auf. Es gelang Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER in ihnen nicht näher bestimmbare Korallen nachzuweisen.

d) Die obersten Partien der gebänderten Kalke (dunkle Dolomite)
(180–130 m u. L.)

Gegen die Hangendgrenze zu überwiegen dolomitische Gesteine. Neben den in stratigraphisch tiefern Schichten auftretenden, grauen bis beige-grauen Dolomitvarietäten kommen gegen oben immer häufiger dunkle sowie auch sehr helle, meist grobkörnige Dolomite vor. In den seitlich angrenzenden, nicht dolomitierten Kalken, die immer noch vereinzelte Diploporenlagen enthalten, ist jedoch keine wesentliche Veränderung als Ursache hierzu festzustellen. Die teils ruhige, teils gestörte Lagerung wird im Dolomitgestein, ähnlich wie in den Kalken durch Dolomit oder Aufhellungen, vielfach durch hellere und grobkörnigere Anteile sichtbar gemacht. Neuartig ist hier, dass diese Bänder und Formen teilweise oder völlig von noch reinerem, fast weisslichgrauem Dolomit durchsetzt und z. T. vergrössert werden können, der seinerseits wieder von noch gröberen Kalzitkriställchen verdrängt wird. Es scheinen demnach mehrere Stoffaustausch- und Dolomitierungsphasen aufeinander gefolgt zu sein. In der Anwitterung erhält das Gestein durch die etwas widerstandsfähigeren hellen Partien, in denen die kalzischen Kerne als manchmal rötlich verfärbte Löcher zu erkennen sind, ein besonderes Aussehen (Tafel IV, Fig. 2). Eine andere eigenartige Erscheinung zeigt sich ab und zu in den dunklen Dolomiten. Hier können zwischen zwei wenig beanspruchten hell-dunkel gebänderten Lagen dunkler gefärbte, an Zerrisse gemahnende Streifen, die oft durch eine Art Clivagefältelung leicht S-förmig verbogen sind, eine mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung verlaufende Bänderung vortäuschen. In den seitlich entsprechenden Kalken konnte ein gleichartiges Phänomen nicht beobachtet werden.

Noch höher in der Schichtreihe fehlen in unserem Gebiet die Kalke vollständig. Die hier auftretenden, vorwiegend dunklen Dolomite erreichen eine Mächtigkeit von 10–30 m. Sie sehen den Dolomiten der liegenden Schichten noch durchaus ähnlich und dürften wie diese durch Umwandlung aus Kalk entstanden sein. Für diese Annahme spricht ebenfalls, dass sich eine eindeutige und überall gleich hoch liegende Trennfläche nicht angeben lässt. Die hellen Dolomite im Hangenden

⁹⁾ Weitere Angaben siehe J. v. PIA (1937).

weisen dagegen einen völlig andersartigen Charakter auf. Aus diesen Gründen wurde als Obergrenze der gebänderten Kalke der Übergang von den dunklen zu den hellen Dolomiten gewählt, der sich infolge der unterschiedlichen Anwitterungsfarbe auch aus der Entfernung gut verfolgen lässt.

Bereich der hellen Dolomite (130–67 m u. L.)

a) Gesteinsarten

Die einförmige, nicht weiter zu gliedernde Serie der hellen Dolomite erreicht auf der SE-Seite des Seehorns eine Mächtigkeit von 65 m und bildet mit den dunklen Dolomiten des Liegenden zusammen den unteren Teil der Röti. Dies ist eine ungefähr im Streichen verlaufende flachere Hangpartie zwischen den steilen Kalkfelswänden der Trias und des Malms. Hier erweisen sich die sonst widerstandsfähigeren Dolomite als die weicheren Gesteine. Kalkige Lagen oder auch nur blossе Kalkrelikte, wie sie in dolomitierten Kalken auftreten, konnten in diesen möglicherweise primären Dolomiten nie beobachtet werden.

Abgesehen von einigen wenigen, gelblich und feinmehlig anwitternden, dünnbankigen und etwas tonigen Lagen sind die hellen Dolomite ziemlich gleichartig ausgebildet. Ihre helle, schwach beige-graue und gelegentlich ebenfalls feinmehlige Oberfläche wird oft in für Dolomit typischer Weise durch leichter verwitternde, sich netzartig kreuzende Kalzitadern zerfurcht. Das Gestein ist ausgesprochen feinkörnig. Eine Ausnahme bilden die häufig auftretenden, vielfach in Schicht-richtung schlierenartig angeordneten, unregelmässig geformten weissen Sprengelchen, die in vereinzelt Fällen eine Ähnlichkeit mit kleinen Schalentrümmern aufweisen. Infolge der allgemein hellen Farbe, ist eine Schichtung meistens nur undeutlich zu erkennen. Trotzdem lassen sich gelegentlich Kreuzschichtung und diskordantes Übergreifen von etwas hellern und dunkleren Lagen feststellen. Seltener beobachtet man auch, dass innerhalb ruhig gelagerter Bänke einzelne Schichten zerbrochen sein können. Sie scheinen zu Beginn der Gesteinswerdung gegenüber ihrer Umgebung eine etwas grössere Festigkeit aufgewiesen zu haben. Ihre Bruchstücke sind teils nur wenig verschoben, teils wie Breccienkomponenten in den angrenzenden, ursprünglich weicheren Schichten verteilt. Ähnliche Verhältnisse, aber in viel ausgeprägterer Form, zeigen sich ebenfalls in den obersten Triasschichten (Dolomitreccie) und sollen mit diesen zusammen eingehender beschrieben werden.

b) Bemerkungen betreffend die Hangendgrenze

Im Tal der Grande-Eau sind die, unseren hellen Dolomiten entsprechenden Gesteine dünnbankiger ausgebildet und in nach oben zunehmendem Maße von dolomitischen Mergellagen durchsetzt. Über ihnen folgt die «obere Rauhwaacke», die dolomitische Mergelkalk-Zwischenlagerungen enthält. Da sich unser Profil im allgemeinen gut mit dem von F. ELLENBERGER (1950b) neu aufgenommenen klassischen Triasprofil aus dem Tal der Grande-Eau und der Hügel von St. Triphon vergleichen lässt, und die Übereinstimmung sich in grossen Zügen auf die lithologischen Merkmale, den Fossilinhalt und sogar auf die Mächtigkeit der bisher beschriebenen Schichtglieder erstreckt, liegt es nahe, die mergeligen Kalke der

«oberen Rauhwaacke» altersmässig den am Seehorn über den hellen Dolomiten auftretenden Kalken gleichzusetzen. Die «obere Rauhwaacke» wird von M. LUGEON, A. JEANNET und F. RABOWSKI u. a. und in Anlehnung an die erwähnten Autoren auch von F. ELLENBERGER (1957) den Raiblerschichten (Carnien) zugewiesen. Ist diese Annahme richtig, so müsste die Obergrenze unserer hellen Dolomite mit der Grenze Ladinien/Carnien zusammenfallen (vgl. p. 165 ff.).

Ein entsprechender Vergleich mit dem von F. RABOWSKI (1912) im Diemtigtal an der Kilchfluh (Spillgerten-Teildecke) aufgenommenen und durch weitere Beobachtungen ergänzten, etwas summarischen Profil ist nicht ohne weiteres möglich. Die Mytilusschichten transgredieren infolge älterer Verstellungen nicht stets über gleichaltrige Sedimente, was der Obergrenze der triasischen Ablagerungen, auch in relativ kleinem Gebiet, ihren stratigraphischen Leitwert nimmt und das Parallelisieren erschwert. Es kommt noch dazu, dass die Dolomitbreccie, die den obersten Teil der Trias bildet, von F. RABOWSKI nur am Seehorn, nicht aber auch am «Mäniggrat» und im Gebiet der Kilchfluh festgestellt wurde. Im weiteren erwies sich die «obere Rauhwaacke», in welche am E-Abhang des «Mäniggrates» (SSW von «Dürrenegg» oder NE von Unter Ring) die als sandig bezeichneten Kalke seitlich übergehen sollen, an der angegebenen Stelle deutlich als Begleiterscheinung einer Bruchlinie. Sie wird nicht ausschliesslich von gelblichgrauen und grünen Mergeln («marnes à faciès Keuper») überlagert, sondern quert, von NNE nach SSW ansteigend, auch die hangende Dolomitbreccie und die Mytilusschichten. Auf der SE-Seite des «Mäniggrates» (Fig. 4) ist die «obere Rauhwaacke» ebenfalls kein bestimmter stratigraphischer Horizont. Sie verläuft dort, einen grossen Teil der Mytilusschichten einbeziehend, parallel zur Transgressionsfläche und schiefwinklig zu den triasischen Schichten. Sie liegt nacheinander, von NNE gegen SSW absteigend, über der Dolomitbreccie, den Mergelschiefern und allen tiefern Schichten bis zur Dreibankserie. Am NE-Hang des Seehorns (Kumli) dagegen tritt die Rauhwaacke nur lokal und innerhalb der Dolomitbreccie selbst auf.

In unserem Gebiet ist somit die Grenze zwischen den hellen Dolomiten und den überlagernden Kalken noch keineswegs altersmässig eindeutig festgelegt, ob schon die von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) aufgestellte und seither übernommene Einteilung auch hier durchaus im Bereich des Möglichen liegt.

Bereich der spätigen Lumachellen und überlagernden Dolomite (67–0 m u. L.)

a) Lumachellen mit Myophoria Goldfussi (67–27 m u. L.)

Sobald über den hellen Dolomiten wieder Kalke auftreten, wird der Abhang zwischen der unteren und oberen Röti neuerdings steil und felsig. Die hellgrau anwitternden, meist dunklen Kalke besitzen eine Mächtigkeit von etwa 35–40 m. Sie sind mehr oder weniger stark dolomitisiert und dadurch nicht stets scharf von den liegenden und hangenden Dolomiten zu trennen. Nahe der Liegend- und Hangendgrenze ziehen sich öfters wechselnd breite oder sich in einzelne Schichten und Fetzen auflösende, gelbanwitternde Dolomitlagen hin (Tafel VI, Fig. 5).

Viele Dolomite und dolomitische Anteile der Kalke besitzen ebenfalls eine gelbliche Anwitterungsfarbe, die durch einen vermehrten Eisengehalt bedingt ist. Dieser geht manchmal parallel mit einem geringen Ton- und Kieselgehalt der

Gesteine. Eigentliche Sandsteine, wie sie F. RABOWSKI (1912) im Kilchfluhprofil erwähnt, kommen keine vor. Dagegen sind seltene, bis 10 cm dicke Kieselkalk-einlagerungen von nur geringer Ausdehnung und Kieselknollen, die bisweilen verkieselte Korallen enthalten, zu beobachten. Die Intensität der Dolomitisierung, der Gelbverfärbung und damit z. T. auch der Verkieselung scheint gelegentlich im Zusammenhang mit der Häufigkeit der, von der Transgressionsfläche der Mytilusschichten ausgehenden, gelblich bis rötlich gefüllten Klüfte und karst-ähnlichen Hohlräume zu stehen. Eine Unterscheidung von primären Ablagerungen und sekundären Stoffumwandlungen ist jedoch nicht immer möglich. Erwähnenswert sind die auch hier auftretenden grobkristallinen «Kalziterbsen» in den Kernen von Dolomitfetzen und -wolken. In den grösseren, drusenartigen Formen wird oft ein Teil des Hohlraumes durch fremdartigen, öfters geschichteten, gelblichen Dolomit ausgefüllt (Tafel VI, Fig. 5).

Die Dolomitisierungsphänomene sind mannigfaltig. Sie bewirken auch in dieser Serie einerseits ein Hervorheben des Gesteinscharakters, andererseits sind sie durch den Gesteinscharakter mitbedingt. Bei nicht zu starker Dolomitisierung zeigt sich in den Kalken Schichtung (auch Kreuzschichtung) und rascher lithologischer Wechsel. Dunkle, untypische Kalke, Kalke mit Schalentrümmern und Trochiten sowie eigentliche Lumachellenbänke lösen einander ab. Seltener sind oolithische Zwischenlagerungen, die an den etwas grösseren und rundlichen Dolomitkörnern erkannt werden können. Ausnahmen bilden helle Kalke, hellscheckige Lumachellen (52–50 m u. L.) sowie Kalke mit zahlreichen hellen, 4–12 mm grossen Algenknollen (32–30 m u. L.). Diese, von Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER als Solenoporen (Tafel VIII, Fig. 9) bezeichneten runden Gebilde, die auch einzeln auftreten, sind stets schwächer dolomitisiert als das übrige Gestein und bilden auf der Anwitterungsfläche rundliche Vertiefungen (Tafel VIII, Fig. 8). Sie erinnern an die ähnlichen, aber nicht bestimmbaren Rundformen der diploporenführenden hellen oolithischen Kalke (581–563 m u. L.). Ebenfalls nicht zu Dolomit umgewandelt ist ein Grossteil der für unsere Trias äusserst zahlreichen Fossiltrümmer. Kalkige, von einem Dolomithof umgebene Schalenreste geben einigen Schichten ein recht eigentümliches Aussehen. Diese Bildungen erscheinen auf der Anwitterungsfläche als kleine vorstehende Knollen mit Einkerbungen, die, um einen anschaulichen Vergleich zu wählen, fast wie Kaffeebohnen aussehen können.

Guterhaltene und vollständig dolomitisierte Schalen und Steinkerne, die sich mit Säuren aus dem Gestein befreien und bestimmen lassen, sind ziemlich selten. F. ELLENBERGER erkannte, ähnlich wie in einem, ins oberste Ladinien gestellten jedoch dolomitischen Niveau der Trias der Vanoise, eine etwas dickschalige *Myophoria Goldfussi* V. ALB., die auch schon F. RABOWSKI (1912) an der Kilchfluh gefunden hatte (Tafel VIII, Fig. 7). Sie unterscheidet sich vom germanischen Typ durch ihre Grösse (15–20 mm), die rundlichere Form, eine kleinere Anzahl Rippen (11–13) und durch die dickere Schale, so dass F. ELLENBERGER (1957) glaubt, diese Eigentümlichkeiten würden das Aufstellen einer besonderen Varietät mit der Bezeichnung «*alpina*» rechtfertigen (ELLENBERGER: pl. 8, 6–7).

Neben Muscheln (Pectiniden, Cypriniden, Aviculiden usw.) und Schnecken (z. B. *Loxonema* sp., Ellenberger: pl. 8, 11) treten auch Trochiten lagenweise in gesteinsbildender Häufigkeit auf. Die einen Durchmesser von 3 bis 8 mm auf-

weisenden Stielglieder stammen wahrscheinlich von *Encrinus cf. liliiformis* GOLDF. Weniger zahlreich sind die schon erwähnten Solenoporen und die oft verkieselten Korallen vertreten. Noch seltener trifft man 2–3 mm dicke, meist nur unvollständig dolomitisierte Röhren, von denen vorläufig nicht gesagt werden kann, ob es sich auch um Diploporen oder ausschliesslich um Dentaliiden handelt. Die ganze Fauna wäre es wert, unter Einbezug eines grösseren Gebietes eingehend untersucht zu werden.

b) Die Dolomite (27–0 m u. L.)

Gegen oben werden die Kalke wieder von Dolomiten abgelöst. Eine bestimmte Grenze lässt sich meist nicht angeben. Die Steilheit des Felshanges und das Fehlen von leicht erkennbaren Leithorizonten verunmöglichen die eindeutige Feststellung, welche Dolomite seitlich noch in Kalk übergehen können, und von welchem Niveau weg nach oben ausschliesslich Dolomite auftreten. Auch nach dem Aussehen der Dolomite ist eine solche Unterscheidung nicht möglich. Im Tal der Grande-Eau sind nach dem Profil von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) und von F. ELLENBERGER (1950b) über der «oberen Rauhwacke» hauptsächlich dolomitische Kalke anzutreffen, die ins Norien gestellt werden. Am Seehorn ist eine analoge Altersbestimmung und Grenzziehung ausgeschlossen. Die Gesteine haben eine gewisse Ähnlichkeit mit den meist dunklen Dolomiten (150–130 m u. L.) im Hangenden der ladinischen Diploporenkalke. Dunkle, feinkörnige, etwas mehlig anwitternde und grobkörnige, rauher anwitternde Dolomite wechseln lagenweise oder in grösseren Bänken mit helleren, fein bis grob zuckerkörnigen Dolomiten ab. Durch Helligkeitsunterschiede oder durch die Anordnung von feineren und gröberen, uneinheitlich geformten Sprenkeln wird in ihnen vielfach eine Schichtung (auch Kreuzschichtung) sichtbar gemacht. Unabhängig von der Körnigkeit des Gesteins lässt sich in einigen Schichten ein schwacher Kieselgehalt feststellen, und zwar am ehesten in feinkörnigen dunklen oder gelblich verfärbten leicht tonigen Dolomiten, die mehlig anwittern. Dabei zeigen sich gelegentlich auf einem Teil der Schichtflächen grünlich-schwarze, schwach kieselige Tonhäutchen. Mergelige Gesteine treten nur äusserst selten und in wenig Zentimeter breiten gelben Schieferlagen auf. Eine in den feinkörnigen dunklen Dolomiten recht häufige Erscheinung sind erbsengrosse und grössere rundliche Gebilde aus grobkristallinem, z. T. gelbgefärbtem Dolomit oder Kalzit, die wie Warzen auf der Anwitterungsfläche vorstehen oder Löcher erzeugen. Sie besitzen eine grosse Ähnlichkeit mit den «Kalziterbsen» in den dolomitischen Anteilen der Kalke. Ihre Kristalle scheinen im Gestein selbst und auf dessen Kosten gewachsen zu sein oder gemahnen, besonders in den grösseren Rundformen, an drusenartige Hohlraumfüllungen.

Bereich der Dolomitbreccien

a) Die gelben Schiefer (Leitniveau)

Auf der SE-Flanke des Seehorns bildet gelbanwitternder, oft stark verschieferter mergeliger Dolomit einen schmalen, grasbewachsenen Absatz nahe der Oberkante des 70–80 m hohen Felshanges zwischen unterer und oberer Röti. Diese gelben Schiefer sind, solange keine Breccien auftreten, die einzige markante

Grenze zwischen den im Grunde genommen sehr ähnlichen Dolomiten im Liegenden und Hangenden. Sie besitzen am Seehorn und im Mittelteil des Mäniggrates eine Mächtigkeit von ungefähr einem Meter. Am NE-Abhang des Mäniggrates jedoch, wo F. RABOWSKI (1912) sie als über seiner «oberen Rauhwacke» liegend beschreibt («marnes à faciès Keuper»), sind diese Schiefer lokal viel mächtiger, was aber tektonisch bedingt sein könnte. Nach dem Profil von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) zu schliessen, erreichen im Tal der Grande-Eau die wahrscheinlich entsprechenden Mergelschiefer 15–20 m Mächtigkeit. Sie werden von fossilführendem Rhät überlagert, während im Diemtigtal meist 70–80 m Dolomitbreccien folgen und dann bis zu den Mytilusschichten eine Schichtlücke besteht.

Etwa 4 m über den gelben Schiefeln kommt eine zweite, 2–4 m dicke, gelbe Dolomitlage vor, die aber nur ausnahmsweise verschiefert ist. Sie liegt im Gelände zu unterst an der wiederum flachern obern Röti, die ihr Entstehen den Dolomitbreccien und besonders den weichen Mytilusschichten verdankt.

b) Die Dolomitbreccien

Die gleichen Breccien, die schon A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) am Seehorn beobachtet haben, die aber von A. JEANNET in der «Geologie der Schweiz» von ALB. HEIM (1922) nicht mehr erwähnt werden, kommen auf der ganzen linken Seite des Diemtigtales vor. Eine Hebung und Schiefstellung des Untergrundes bewirkte, dass die Breccien an einigen Stellen vor Ablagerung der Mytilusschichten wieder abgetragen worden sind. Ihre heutige Mächtigkeit schwankt daher zwischen null und mehr als achtzig Metern.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. J. CADISCH sehen unsere jüngsten triasischen Ablagerungen den ostalpinen Hauptdolomitbreccien sehr ähnlich. Auch für unsere Gesteine ist, obschon hier das fossilführende Rhät fehlt, ein norisches Alter nicht ausgeschlossen. Ebenfalls gilt in überraschenderweise die allgemeine Beschreibung, die J. DEBELMAS (1952, 1955) von Breccien und Dolomiten aus der obern Trias des Briançonnais gibt.

Die Dolomitbreccien setzen am Seehorn unmittelbar über den gelben Schiefeln, z. T. aber auch erst über der zweiten gelben Lage ein. Tiefer, in den liegenden Dolomitbänken, fehlen eigentliche Breccien, obgleich Ansätze dazu gelegentlich bemerkbar sind. Im grossen betrachtet ist der ganze Breccienkomplex ziemlich gleichartig ausgebildet; im einzelnen jedoch zeigen sich in vertikaler und horizontaler Richtung beträchtliche Unterschiede. Man findet grobblockige Massen neben feinen Breccien, regellose Partien und geschichtete Lagen sowie Breccien mit eckigen oder etwas gerundeten Komponenten und mit viel oder wenig Bindemittel. Komponenten wie Grundmasse bestehen zur Hauptsache aus Dolomit. Nur in den obersten Partien kommen vereinzelt, seltener ausschliesslich, auch Kalkkomponenten in Dolomit- oder sogar Kalkgrundmasse vor. Ein für alle Breccien recht typisches Merkmal sind die, in wechselnder Häufigkeit zwischen den Komponenten, auf Schichtflächen und in Gesteinsfugen auftretenden, mehr oder weniger kiesligen Tonbeläge von meist dunkler aber auch gelblicher, rostbrauner oder grünlicher Farbe.

Innerhalb der Breccien trifft man einzelne Bankstücke und grössere Schichtpartien, die keinen Brecciencharakter aufweisen. Es handelt sich um die gleichen

Gesteine, die die Komponenten und möglicherweise auch das Bindemittel der angrenzenden Breccien geliefert haben. Am häufigsten kommen grau- bis bräunlichbeige und leicht mehlig anwitternde, ziemlich dunkle feinkörnige Dolomite vor. Hellere und dunklere Schichten und Lagen wechseln miteinander ab. Bei günstiger Anwitterung lassen sich ebenfalls Feinschichtung sowie gelegentlich Kreuzschichtung und kleinere Fließstrukturen erkennen. Sehr verbreitet ist ein gewisser Ton- und z. T. auch Kieselgehalt. Dünnbankige, gelblich anwitternde mergelige Dolomite mit zahlreichen tonigen bis kiesligen feinsten Lagen und Adern sind besonders in der oberen Hälfte stark vertreten. Seltener beobachtet man dunkle, etwas bräunliche Schichten mit schwarzen Tonbelägen. Im mittleren Bereich treten auch grobkörnigere, ursprünglich oolithische Gesteine auf, deren Feinstruktur aber bei der Umkristallisation weitgehend zerstört wurde. Einige Lagen enthalten hier, neben vereinzelt kleinen Gastropoden, äusserst zahlreiche Schalenreste, die wahrscheinlich von der, aus der germanischen Trias bekannten, *Myophoria goldfussi* V. ALB. stammen. In den obersten Partien, besonders im NE-Teil der Röti (602050/157510/1900), kommen grau anwitternde untypische dunkle Kalke vor. Sie können teilweise oder völlig in Dolomit umgewandelt sein. Das gleiche gilt für die Grundmasse und Komponenten der brecciösen Anteile.

Der ganze Bereich der Breccien könnte infolge wechselnder lithologischer Zusammensetzung, so z. B. schwankender Häufigkeit kiesliger Tonhäute, aber auch auf Grund der vorherrschenden Komponentengrösse – beide Faktoren sind von Einfluss auf das Anwitterungsprofil – in drei bis vier Untergruppen aufgeteilt werden. Dieser Gliederung käme jedoch nur eine geringe, örtlich beschränkte Bedeutung zu.

Am NE-Ende der Röti kommen innerhalb der Breccien und zwar besonders in den oberen, Kalkkomponenten enthaltenden Partien Rauhacken vor. Die Rauhackenbildung, die nach allgemein verbreiteter Ansicht durch die Anwesenheit von Gips oder sulfathaltigen Lösungen mitbedingt wird, kann hier durch eine vorgängige tektonische Zerrüttung des Gesteins begünstigt worden sein. Vertikale Verstellungen sowie Diskordanzen an der Liegend- und Hangendgrenze des Rauhackenvorkommens sind feststellbar. Merkwürdigerweise führen die Quellen im Bereich der Breccien kein sulfathaltiges Wasser; ebenfalls lässt sich in Gesteinsproben kein Sulfat nachweisen. Gipsvorkommen treten erst in 1,3 km Entfernung in der Zone zwischen Spillgerten-Teildecke und Twierienhorn-Schuppe auf. Sie sind durch einen grossen Bruch an der Wehri, wo mächtige Rauhackemassen anstehen, nahezu bis auf das Niveau der Breccien emporgehoben worden. Der zur Rauhackebildung notwendige Sulfatgehalt könnte, jedoch mit geringer Wahrscheinlichkeit, auch aus später wieder abgetragenen, während der Regressionsphase abgelagerten lagunären Sedimenten herkommen.

c) Bemerkungen zur Entstehung der Breccien

Die in der «Geologie der Schweizeralpen» von J. CADISCH (1953) gegebene Beschreibung der Hauptdolomitbreccien der Aroser Schuppenzone ist auch für unsere Breccien weitgehend zutreffend. Sie scheinen in ihrer Hauptmasse aus sog. Primärbreccien zu bestehen, d. h. sie sind durch ein Zerbrechen und Zerfallen

der mehr oder weniger verfestigten ursprünglichen Ablagerungen entstanden. Von den bei A. CAROZZI (1948, 1953) in übersichtlicher Weise zusammengestellten Entstehungsmöglichkeiten ähnlicher Ablagerungen erklärt dagegen keine den Charakter unserer Gesteine vollständig; ebenso sind auch die von J. DEBELMAS (1952, 1955) geäußerten Ansichten nicht vorbehaltlos zu übernehmen.

Anhaltspunkte über den Mechanismus der Breccienbildung lassen sich am ehesten in wenig gestörten Bezirken gewinnen. Insbesondere finden sich gute Beobachtungsmöglichkeiten im leichter zugänglichen SW-Teil der oberen Röti.

Ruhig gelagerte, kompakte Bänke können nach der Seite hin verbogen und zerbrochen sein (Tafel VII, Fig. 1), ineinander verkeilen und schliesslich in eine wirre Trümmermasse übergehen. Diese Erscheinung lässt sich durch ein Abgleiten von Schichtpaketen auf schiefgestellter Unterlage mit gleichzeitiger Zertrümmerung erklären. Wenn die Schichten unter sich gleiche Festigkeit aufwiesen, so wurden ihre Bruchstücke ohne viel Bindemittel wieder miteinander verkittet. Bestanden aber Festigkeitsunterschiede, was während der Gesteinswerdung in nicht völlig gleichartigen Sedimenten möglich erscheint, so übernahmen die plastischeren Anteile die Rolle des Bindemittels.

Die bei der Hebung und Schiefstellung in den stärker verfestigten, älteren triasischen Ablagerungen aufgetretenen Spannungen erzeugten senkrecht zur Schichtung verlaufende Bruch- und Kluftsysteme. Es ist somit nicht weiter verwunderlich, dass auch im Bereich der Breccien die am stärksten zertrümmerten Partien vielfach in vertikalen Zonen angeordnet sind.

Bei günstiger Anwitterung erkennt man, dass die Breccienbildung, auch ohne tektonische Beanspruchung an Bruchrändern oder Zerbrechen infolge Schichtgleitung, sogar innerhalb ruhig gelagerter Schichten stattfinden konnte. Zur Veranschaulichung sollen im folgenden einige Beobachtungen angeführt werden.

Eine hellanwitternde, ca. 10 cm breite Bank (601880/156950/1980) kann auf kürzere oder längere Strecke in einzelne Brocken zerfallen sein (Tafel VII, Fig. 2). Die Bruchstücke sind entweder nur wenig aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang verschoben oder schwimmen als Breccienkomponenten in dem unterlagernden dunklen Dolomit. Ein zweites, noch deutlicheres Beispiel (601610/156830/1910) findet sich im Liegenden der gelben Schiefer (Tafel VII, Fig. 3). Aus einer 7–10 cm dicken dunklen Dolomitlage ist ein ungefähr daumengrosses, durch senkrecht zur Schichtung verlaufende Risse losgetrenntes Stück in den darunterliegenden hellen Dolomit abgeglitten. Der helle Dolomit seinerseits ist in die entstandene Lücke eingedrungen, in der einige dunkle Splitter zurückblieben. Die Annahme, dass in beiden Fällen die obere Schicht fest, die untere dagegen zähflüssig gewesen sein muss, erklärt noch nicht, warum die einzelnen, offensichtlich spezifisch schwereren Bruchstücke nicht beliebig weit in die flüssig-breiige Masse absanken. Diese muss nach dem Zerbrechen der Schichten, das durch erdbebenartige Erschütterungen bewirkt worden sein könnte, jeweils ziemlich rasch zu einer festen Substanz erstarrt sein.

Die Eigenschaft, dass plastische Massen durch Erschüttern (Schütteln, Umrühren) flüssig werden und nach einer bestimmten Zeit wieder erstarren können (Gel-Sol-Gel-Umwandlung) wird nach T. PETERFI (1927) mit dem Namen Thixotropie bezeichnet. Wie die Untersuchungen von H. G. F. WINKLER (1938) und

P. G. H. BOSWELL¹⁰⁾ (1949) ergeben haben, scheinen mit Ausnahme von groben, reinen Sanden und Kiesen alle nicht völlig verfestigten Sedimente fähig zu sein, den thixotropen Zustand anzunehmen. Der Grad der Thixotropie ist dabei abhängig vom Wassergehalt und der stofflichen Zusammensetzung, d. h. vom Mineralbestand, von der Grösse, Form und Sortierung der Körner, vom Elektrolytgehalt und von der Anwesenheit organischer Substanzen oder anderer Kolloide. In den beiden von uns angeführten Fällen könnten ein wechselnder Gehalt an Tonmineralien und organischen Kolloiden sowie verschiedene Korngrösse zur Hauptsache das unterschiedliche Verhalten einzelner Schichten bewirkt haben. Diese Annahme lässt sich aber an den heute vorliegenden Gesteinen durch Laboratoriumsuntersuchungen nicht mehr eindeutig bestätigen. Beobachtungen in stratigraphisch tiefern Schichten, vor allem in dolomitischen Gesteinen, sprechen dafür, dass auch diese während der Diagenese thixotrope Eigenschaften aufwiesen.

Ein weiteres Beispiel (601880/156980/1980) zeigt, dass durch das Einbrechen einer tragenden Lage auch die Gleichgewichtsverhältnisse in den hangenden Schichten gestört worden sein müssen (Tafel VII, Fig. 4). Sie konnten nachrutschen und dabei ihrerseits sich verbiegen, zerbrechen und sich z. T. auch für einige Zeit verflüssigen. Eine derartige Deutung der Schichtgleitungen, die somit über keine grösseren Distanzen stattgefunden haben müssen, erklärt einen grossen Teil des raschwechselnden Formenreichtums unserer Breccien.

Aufhellungserscheinungen, die am deutlichsten in dunklen Dolomiten zu beobachten sind, weisen darauf hin, dass an Schichtfugen und Haarrissen und von diesen ausgehend auch in beliebiger räumlicher Ausbreitung, Stoffumsetzungen innerhalb der Gesteine möglich waren. Es lässt sich zwar nicht stets feststellen, ob es sich dabei, ähnlich wie an Verwitterungsoberflächen, um jüngere Ausbleichungen handelt, oder ob diese Veränderungen, wie in einigen Fällen angenommen werden kann, mehr oder weniger gleichzeitig mit der Breccienbildung erfolgt sind. Besonders rege Stoffaustauschvorgänge scheinen in den zeitweilig wieder flüssig gewordenen Anteilen stattgefunden zu haben. Die im zuletzt erwähnten Beispiel in die «Einbruchstelle» abgeglittene Bank besitzt dort, wo sie an ihrer Untergrenze wieder aufgeweicht worden ist, eine hellere Anwitterungsfarbe (Tafel VII, Fig. 4). In einem anderen Falle (601870/157000/1990) beobachtet man, dass eine dunkle Dolomitbank von der unter ihr liegenden hellbeige anwitternden Breccie her verändert worden sein muss (Tafel VII, Fig. 5). Die Aufhellungen greifen als Ausbuchtungen in den dunklen Dolomit und umschliessen dabei öfters komponentenartige Schollen. Diese Komponenten sind nachträglich aus ihrer Lage verschoben worden, so dass man vermuten möchte, die vorgängige Stoffumwandlung habe in den aufgehellten Gesteinspartien das thixotrope Verhalten, die Wiederverflüssigung begünstigt. Mit Ausnahme der obersten unveränderten Relikte haben auch die Komponenten ihre dunkle Färbung verloren. Sie unterscheiden sich in ihrer Anwitterungsfarbe kaum mehr von der hellen Grundmasse. Eine gleichartige Breccienbildung, aber in kleinerem Ausmasse und von Schichtfugen ausgehend, findet man auch innerhalb der dunklen Dolomitbank selbst.

¹⁰⁾ Historisches und weitere diesbezügliche Literaturangaben siehe bei P. G. H. BOSWELL (1949, 1955).

Die Angleichung der Anwitterungsfarbe zwischen ursprünglich dunklen und hellen Dolomitkomponenten und ihrer Grundmasse ist eine häufige Erscheinung. Vielfach sind zugleich auch andere, den ungestörten Ablagerungen eigene Unterscheidungsmerkmale, wie beispielsweise Unterschiede in der Körnigkeit, viel weniger ausgeprägt.

Sobald in den oberen Lagen der Breccien Kalkkomponenten und kalkiges Bindemittel auftreten, erkennt man, dass Dolomitierungserscheinungen weitverbreitet sind. Eine bestimmte Grenze zwischen reinen Dolomitbreccien und solchen, die Kalk enthalten können, lässt sich nicht angeben. Es scheint vielmehr, dass hier die Unterschiede nur durch eine örtlich wechselnde Intensität der Umwandlung in Dolomit bewirkt worden sind. Wann die Dolomitisation stattgefunden hat (primäre Ausscheidung, früh- oder spätdiagenetische Umwandlung) und ob nicht mehrere Phasen aufeinandergefolgt sind, lässt sich nicht endgültig entscheiden. Wahrscheinlich hat, besonders in der durch Hebung und Schiefstellung des Untergrundes bewirkten Regressionsphase, das Auflockern des Schichtgefüges bei der Breccienbildung eine Zirkulation magnesiumhaltiger Lösungen begünstigt. Umgekehrt hat möglicherweise die Dolomitisation, zusammen mit andern Stoffersatzvorgängen, gleichzeitig die thixotropen Eigenschaften der Sedimente noch verstärkt und damit die Bereitschaft zur Breccienbildung erhöht. Die Festlandsperiode zwischen Trias und Mytilusschichten wird später eine neuerliche Dolomitierung, eine Gelbverfärbung der obersten Breccienpartien sowie die Verkieselung der Schichtfugen, Haarrisse und Komponentengrenzen bewirkt haben, wodurch ältere Einflüsse teilweise überprägt worden sind.

DIE MYTILUSSCHICHTEN

Einleitung

In der neuesten monographischen Bearbeitung der Mytilusschichten des östlichen Teiles der Préalpes romandes ordnet H. H. RENZ (1935) die ausschliesslich den südlichen Regionen der Klippendecke angehörenden Vorkommen von N nach S in vier tektonische Zonen ein. Die beiden mittleren, die Zone II oder Gastlosenzone und die Zone III oder Rüblizone, enthalten in meist mergeligen Gesteinen die eigentliche, reiche Fauna der Mytilusschichten, während die Zone I oder Heitizone im Norden und die Zone IV oder Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone im Süden vorwiegend kalkig ausgebildet sind und, ausser einem von RABOWSKI (1918) bei Wildenberg (Zone I) aufgefundenen Ammonitenhorizont, eine weniger reichhaltige Fauna aufweisen. Die Gliederung der Mytilusschichten in die fünf von oben nach unten mit den Buchstaben A bis E bezeichneten stratigraphischen Niveaus von H. SCHARDT und P. DE LORIOI (1883) wird, mit Ausnahme der Bezeichnung, von H. H. RENZ übernommen und mit einigen Einschränkungen auf alle vier Zonen angewendet. Die Benennung erfolgt aber von unten nach oben mit den Ziffern I bis IV derart, dass das unterste Niveau I dem Niveau E, das oberste Niveau IV dem Niveau A entspricht.

Die Mytilusschichten der Zone IV oder Seehorn–Spillgerten–Gummfluh-Zone, bespricht H. H. RENZ anhand eines einzigen, als typisch ausgewählten Profiles (Nr. 20) vom E-Abhang des Seehorns. Daran anschliessend beschreibt H. WEISS