Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 50 (1957)

Heft: 2

Artikel: Geologie der Stammerspitze : Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)

Autor: Kläy, Louis

Kapitel: Stammer-Decke

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162219

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.07.2025

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

Geologische Lagerung

Wir beschränken uns auf die Wiedergabe einer Ansichtsskizze (Fig. 12). Aus der Lage der wenigen, eingemessenen Faltenachsen lassen sich durch Vergleiche mit solchen im basalen Schiefer keine klaren Schlüsse ziehen. Entsprechend dem bankigen Charakter des Gesteins weisen die Gaultfalten Radien von ½ bis 10 m auf. Der ganze Komplex sitzt dem Scheitelpunkt der grossen Bündnerschieferantiklinale auf und steigt konkordant dem Schiefer eingelagert ins obere Val Sampuoir (rechtes Nebental des Samnaun) ab, wo als übrig gebliebener Gesteinskomplex die tristelkalkähnlichen Kalke in eine Anzahl Linsen und Züge aufblättern.

ZUSAMMENFASSUNG

Es bestehen zwei Interpretationsmöglichkeiten: a) Die Gesteinsserie wurde innerhalb des penninischen, geosynklinalen Haupttroges nahe einer Schwellenzone (submariner Rücken, wirksam von der ? unteren Kreide an bis ins Tertiär) abgesetzt; b) die rudimentäre Schichtfolge wurde unmittelbar nördlich des unterostalpinen Faziesbezirkes am Abfall gegen die penninische Geosynklinale abgelagert und ist heute den basalen Bündnerschiefern tektonisch eingeschuppt. Wir geben der letzteren Erklärung den Vorzug.

Stammer-Decke

Wir greifen auf W. Paulcke (1913) zurück und definieren als Stammer-Decke jenes tektonische Element, das sich am NW-Rand des Unterengadiner Fensters zwischen unterostalpinem Flysch im Hangenden der basalen Bündnerschiefer und den hochpenninischen Schieferserien einschiebt.

Mit J. Cadisch (1934, a) verstehen wir unter «Stammer-Serie» die von der oberen Trias bis in den oberen Jura, bzw. noch in die Kreide reichende, oberostalpine Schichtfolge der Stammer-Decke.

A. STRATIGRAPHIE

HISTORISCHES

Reizvoll ist es, den Gang der Erforschung dieser kleinen Scholle mesozoischer Gesteine mitten in den penninischen Schiefermassen zu verfolgen. Auf dem Blatt Davos–Martinsbruck der Geologischen Karte der Schweiz 1:100000 (G. Theobald, 1864) suchen wir vergeblich eine Eintragung von älterem Mesozoikum im Bündnerschiefer. Erst 40 Jahre später, im Sommer 1902, entdeckte W. Paulcke die imposante Klippe der Stammerspitze und beschrieb (1904) zum erstenmal ihre Schichtfolge. Über dem Bündnerschiefer und der aus Triasdolomit-Schollen und Spilitschieferlagen bestehenden Überschiebungsbasis unterschied dieser Autor von oben nach unten folgende Schichtglieder:

5. Am Gipfelgrat weiche Mergel und Kalke mit zahlreichen Zweischalern. Rhät.
4. Hauptdolomit. 200–280 m wohlgeschichteter, teils homogener, weissgrauer, splittrig verwitternder, teils brecciöser Dolomit von etwas dunklerer Färbung, fossilfrei.
3. Tonschiefer mit herbstlaubfarbigen Verwitterungsflächen, eingequetscht in Fugen von Kalk- und Dolomitgesteinen = ?Raibler-Niveau,

Kalkbank mit unbestimmbaren Zweischalern und ein in Tonschiefer eingequetschtes Bänkchen mit Brachiopodendurchschnitten;
80 cm mächtige Lithodendronbank.

2. Ein 20 m mächtiger, hellgrauer Dolomit.
1. Ein mannigfacher Wechsel von kalkigen und dolomitischen Bänken, sowie Tonschieferlagen der Schichtfolge des Wettersteinniveaus (150 m). Charakteristische Gesteinsbänke sind ein schwarzgrauer Dolomit mit matter und hellgelber Verwitterungsfläche und eine 80 cm mächtige Kalkbank, die massenhaft Querschnitte unbestimmbarer Brachiopoden enthält.

In einer 1910 (a) erschienenen Schrift ergänzte W. PAULCKE diese Schichtfolge durch fraglichen Lias (eine aus dunklen Kalken und Tonschiefer bestehende Breccie). Im «Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee» deutete W. HAMMER (O. AMPERER und W. HAMMER, 1911) auf Grund eigener Beobachtungen und nach mündlichen Mitteilungen PAULCKES dieses Profil folgendermassen um:

5. Die Zinnenkrönung und der Nordabfall des Stammers bestehen aus schwärzlichen, braun anwitternden, mergeligen Kalkschiefern. Lias.
4. Dolomit, im oberen Teil dickbankig, im unteren mit Breccienstruktur. Nahe der oberen Grenze enthält eine Bank zahlreiche Hornsteinknollen. Hauptdolomit.
3. Dunkelgraue Kalke mit Zweischalern (am Nordgrat mit Fischschuppen) und sehr geringmächtigen, mergeligen Zwischenlagen.
   Lithodendronbank.
2. Lichtgrauer, splittriger Dolomit von geringer Mächtigkeit.
1. Zuunterst eine Folge von gelblich verwitternden, schwarzgrauen Kalken mit mergeligen Zwischenlagen.
   Fossilfunde: *Avicula contorta* PORTL.,
   Anatina praecursor QUENST.,
   Gervilleia inflata SCHAFH.,
   Brachiopoden.
   Von der Nordseite des Bergkammes und von der Südseite erwähnt HAMMER:
   Dimyodon intusstriatum EMMR.
   Von W. HAMMER wird diese ganze, etwa 150 m mächtige Kalk- und Mergelfolge samt dem eingeschalteten, lichten Dolomit und der Lithodendronbank als Aequivalent der Kössener Schichten betrachtet.

Die späteren Untersuchungen von HAMMER (1914), dem damalig besten Kenner des Unterengadiner Fensters, bringen weitere wichtige Resultate. Das in der äusserst sorgfältigen Arbeit publizierte Profil durch die Stammerspitze bildete die Fortsetzung des 1911 gegebenen. Wir zitieren die Ausführungen HAMMER's wörtlich, gliedern aber die Schichtfolge sinngemäss. Von oben nach unten folgen auf der Südseite des Berges:

4. Der Wandgürtel wird durch Tüpfelkalke – in lebhaftem Wechsel mit feinblättrigen Tonschiefern – gebildet.
3. Am Fuss der Wandstufe steht ein schiefrigflaseriges, feinquarzitisches, hellgrünes, selten rötliches Gestein an, auf der Südseite in einzelnen linsenförmigen Anschwellungen, auf der Nordseite als drei ausgedehnte, durch Tonschiefer getrennte Lagen.
2. 3 dm starke Breccienbank.
1. Zone von bleigrauen, feinblättrigen, phyllitischen Tonschiefern, gegen oben Zunahme des Tongehaltes aufweisend, usw.

Zwischen 2. und 3. sind Dolomit- und Grünschiefer-Linsen, sowie längere Rauhwacke-Züge eingeschaltet, von deren Existenz HAMMER nichts wusste, die aber für uns als Gleitflächenindikatoren von grösstem Wert waren. Die obige Serie rechnete HAMMER zu den Bündnerschiefern.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung stellte J. CADISCH (1934, b), der 1917 seine Untersuchungen im Unterengadin begann und in der Folge immer weiter ausdehnte, auf Grund eines 1925 auf der Südseite der Stammerspitze aufgenommenen Profils[11]) eine durch Lias und oberen Jura ergänzte «pseudoostalpine» Schichtfolge auf, die er mit den Schamser-Decken parallelisierte. Die Überschiebungsfläche wurde dadurch an die Basis des Quarzites (?Malm) hinabgedrückt.

R. STAUB (1937) negierte später eine fazielle Analogie mit den Schamser-Decken und betonte dabei ausdrücklich gewisse, nach unseren Untersuchungen nicht stichhaltige Ähnlichkeiten mit der Ortler-Trias (es wird nur auf vage Konvergenzen im Hauptdolomit abgestellt!).

1950 wird von J. CADISCH die Schichtfolge am Stammerspitz (Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk) auf Grund von Vergleichen mit östlichen Anteilen der Scarl-Decke dem oberostalpinen Faziesraum zugewiesen und damit von der rudimentären Basis der höher penninischen Serien im Samnaun abgetrennt.

1. Hauptdolomit (Norien)

Geologisches Vorkommen

Im Bereiche unseres Untersuchungsgebietes kommen Dolomite, die wir in die norische Stufe stellen, an folgenden Örtlichkeiten vor:

a) An der Stammerspitze baut dieses Schichtglied die schroffe Südwand und den senkrechten Absturz gegen das Samnaun auf. Die zackigen Ausläufer des Nordgrates in Form massiger Klötze und Türme bestehen aus der gleichen wandbildenden Felsart. Ein 30–50 m mächtiges Band von hell anwitterndem Dolomit zieht, eingebettet in Rhätschichten, vom Ostgrat in wenig geneigter Lage zum SW-Grat durch und stellt den ausgequetschten Stirnteil einer liegenden Falte dar. Dieser Dolomit wurde von uns im Gegensatz zu früheren Autoren ebenfalls ins Norien gestellt.

b) Die Schubschollen nordöstlich Chè d'Mutt (Samnaun) setzen sich zur Hauptsache aus Dolomitgesteinen mit lithologisch wenig variierendem Gesteinscharakter (Anwitterungs- und Gesteinsfarben, Korngrösse, Strukturen und Texturen etwas verschieden) zusammen und sind vom Hauptdolomit der Stammerspitze nicht unterscheidbar.

c) An den Osthängen des Piz Valpiglia (nordöstlich Piz Valpiglia auf ungefähr 2425 m Höhe) sind einige Dolomitschürflinge an der Überschiebungsnaht zwischen Stammer-Decke und unterostalpiner Basalschuppe eingeklemmt, darunter eine 5–10 m grosse Linse von zerbrochenem Gestein, dessen innere, noch ziemlich unversehrte Partie aus einem innig verzahnten Gemenge von dunkel- und hellgrau anwitternden Dolomitkomponenten besteht. Ähnliche, rein dolomitische Sedimentärbreccien lassen sich in unserem Untersuchungsgebiet nur in der norischen Stufe der Stammer-Serie nachweisen.

Als tektonische Schürflinge und in Gesellschaft von Rauhwacken und Grünschiefern in unterostalpinem Flysch eingeschlichtet, stellen sich an der Basis der

[11]) Herr Prof. J. CADISCH, Bern, stellte in zuvorkommender Weise seine Skizzenbücher zur Verfügung, wofür wir an dieser Stelle aufs verbindlichste danken.

Stammerklippe zahlreiche Linsen aus mehrheitlich stark marmorisiertem Dolomit ein. Es dürfte unterostalpine Provenienz in Frage kommen (vgl. p. 356 und Fig. 5).

Im SW des untersuchten Gebietes scheint sich die Stammer-Decke, die wir, da sie in stark reduziertem Zustand an der Fuorcla Chamins durchzieht, auch «Chaminser Quetschzone» benennen, fortzusetzen. Von J. CADISCH (1934) finden wir im «Geologischen Führer der Schweiz» folgenden Passus: «Nach dem Clünas (nördlich Schuls) hin ansteigend, überschreitet man auf 2190–2265 m Triasdolomit der Stammer-Serie. Das Gestein ist brecciös und enthält Lagen eines grünen, serizitisch-tonigen Schiefers, der an Quartenschiefer erinnert.» Allein die tektonische Stellung erlaubte diesem Autor eine Gleichsetzung mit den Gesteinen der Stammer-Serie. Nach einer neuen Beobachtung (Sommer 1956) von Herrn Prof. J. CADISCH, Bern ist diesem Dolomit bei Ch^{na} da Naluns (2280 m) Lias in Steinsberger Fazies aufgesetzt, so dass eine Verbindung mit der Stammer-Decke dahin fällt.

Lithologie

Die maximale Mächtigkeit beträgt nach unseren Beobachtungen ungefähr 120 m, während W. PAULCKE (1904) 200–280 m, W. HAMMER (1923) 150 m anführen. Diese Abweichungen rühren daher, dass wir es bei der Stammerspitze mit der gegen NW auskeilenden Stirn einer liegenden Falte zu tun haben.

Gegen oben wie gegen unten lässt das Schichtglied kaum eine Entwicklung erkennen. Basale Teile sind im allgemeinen massiger, zeigen gelbliche Farbtöne und wittern manchmal blassorange an, während die oberen Partien des Hauptdolomites feiner gebankt sind und hellgraue Färbungen aufweisen. 2 Detailprofile wurden auf der Südseite des Berges aufgenommen, ohne dass sich markantere Horizonte ausscheiden liessen. Wichtigere tektonische Komplikationen sind demnach auch nicht zu konstatieren. Im Verband bildet der Dolomit hellgraue Felswände, die infolge Wechsels von hell- bis dunkelgrauen Bänken von 1–4 m Dicke eine sehr charakteristische Bänderung erfahren. Das Gestein ist grösstenteils gut gebankt, stellenweise ausgesprochen massig oder auch klotzig-ungeschichtet. Feinplattige, bis 1 cm dünne Schichten kommen nur sporadisch vor. Lokal ist der Hauptdolomit von feinen Haarspältchen und feinsten Dolomitäderchen durchzogen, die wohl infolge mechanischer Beanspruchung entstanden. Auch sind grössere und kleinere Gesteinspartien als zusammenhängende Schollen bewegt, versetzt und gedreht worden.

Die Absonderung ist oft ausgezeichnet splittrig. Örtlich zerfällt der Dolomit in rhomboidale Stücke, was durch diagonal zu einander stehende Kluftsysteme und Ablösung auf den Schichtflächen bewirkt wird.

Im Handstück wittert der Dolomit in allen Grautönen und oft auch mehlig-staubig bis grobsandig an. Kalkige Lagen fehlen. Mitunter sind einzelne Bänke etwas kalkig, ebenso sind tonige Schiefereinlagerungen äusserst selten und höchstens einige cm dick. Auf frischem Bruch ist der Hauptdolomit hell- bis dunkelgrau, wobei die hellen Varietäten meist dichter struiert sind.

Gegen die Kössener Schichten des Rhät angrenzend, sind zwischen den oft unebenen Suturen der Schichtflächen feine, braunrote Beläge von toniger Substanz vorhanden, die bis zu einigen cm eines metallisch anlaufenden Tonschiefers anschwellen können. Die benachbarten Dolomitlagen sind gelb verfärbt. Diese Beobachtungen lassen sich auf der SW-Flanke des Stammerspitz bei 2940 m wie auch

in der unteren Falte und am Stammer-Ostgrat in der obersten Schuppe (siehe Tektonik) machen und sind damit von prinzipieller Bedeutung, indem in der norisch-rhätischen Übergangszeit das rein marine Milieu verlassen wird und küstennahe Bedingungen (Einschwemmung von feinstem, tonigem Material) sich ankünden.

Selten schalten sich gelblich anwitternde, knollige Dolomitbänkchen von 2–50 cm mit geringem Kalkgehalt ein. Intermediäre Erosionsvorgänge bilden sich heute als wieder einsedimentierte Kleinreliefs innerhalb einer Dolomitbank ab. Vermutlich sind diese Erscheinungen subaquatischer Entstehung, wobei an stärkere Wasserströmungen zu denken ist, wie sie in Schelfgebieten ohne weiteres erwartet werden dürfen.

Der Hauptdolomit der unteren Falte des Stammergipfels (siehe Tektonik) zeigte eine etwas abweichende lithologische Beschaffenheit. Er wittert mit sehr hellem Grau und mehlig-staubig an und zerfällt ausgesprochen splittrig. Das Gestein ist von ½–1½ mm grossen, glasig glänzenden, dunkelgrauen Körperchen ganz erfüllt, deren nähere Untersuchung folgendes ergab:

Dünnschliff

Farblose, klardurchsichtige, vollkommen idiomorphe Plagioklaskristalle von bemerkenswerter Reinheit liegen in einer feinkörnigen (ca. 10 μ Korndurchmesser), dolomitischen Grundmasse. In den meist verzwillingten Holoblasten sind winzige, tröpfchenartige Dolomitkörner eingeschlossen. Begleitmineralien fehlen. Kleine Spältchen sind mit grobkristallinem Dolomit verheilt.

Röntgenographische Bestimmung des An-Gehaltes

Die Auswertung des Röntgenspektrogramms wurde nach dem genauere Resultate als die Federow-Methode liefernden Verfahren von F. Claisse (1950) im Mineralogisch-petrographischen Institut (Bradley-Kamera UNICAM, FeK_{α}-Strahlung, 1½ h) durchgeführt, wobei wir uns mit der Ausmessung der Gruppe I (Linien 1, 2, 3 mit den Positionen 2,64; 2,55–2,49; 2,51–2,44 Å), welche allerdings die genaueren Ergebnisse liefert, begnügten. Es ergab in 3 Messungen folgende Werte: $Ab_{97,6}An_{2,4}$; $Ab_{97,8}An_{2,2}$; $Ab_{98,1}$ $An_{1,9}$.

Nach M. Topkaya (1950), der den authigenen Silikaten in den nicht metamorphen Sedimenten des Juragebirges, der Molasse und der Alpen der Westschweiz eine Detailstudie widmete, bilden sich diese «in situ», d. h. unter geringer Gesteinsüberlastung, bei einer Temperatur unterhalb 100° C und ohne Mitwirkung von hydrothermalen oder pneumatolytischen Lösungen.

Den Abschluss gegen das Rhät bildet in der erwähnten unteren Falte eine graue, schwach gelblich verwitternde und kalkige Dolomitbank von 1½ m Dicke, in der Linsen von sehr grobspätigem, dunkelgraublauem Kalk eingebettet sind (Fig. 13).

W. Hammer (1923) erwähnt ausserdem im Hangenden des nach ihm 150 m mächtigen Dolomits eine Bank mit Hornsteinknauern, die von uns aber nie beobachtet werden konnte.

Breccien im Hauptdolomit

Als spektakulärstes Merkmal ist im Hauptdolomit auf die starke Verbreitung von Breccien aufmerksam zu machen, die in mechanisch entstandene und sedimentäre unterteilt werden können. Auch die tektonischen Breccien wollen wir hier des Vergleichs halber mit 2 Beispielen beschreiben.

a) Als Dislokationsbreccie (monomikte Reibungsbreccie) ist ein Tektonit auf der S-Seite, in der Scharte zwischen Ost- und Westgipfel, zu bezeichnen.

Im Handstück ist es ein aus hellgrauen, eckigen Dolomitfragmenten bestehendes, kataklastisches Gestein, das durch eisenschüssigen, kalzitischen Zement sekundär verkittet wird. Der letztere stellt ein Ausscheidungsprodukt zirkulierender Wässer dar. Das brecciöse Gestein begleitet als 1–2 m breite Ruschelzone eine Verwerfung, die Ost- und Westgipfel trennt (Taf. X). Auf den senkrecht stehenden Verwerfungsflächen haben sich dort, wo sie auseinanderklaffen, bis daumengroße Kalzitskalenoeder angesiedelt. So befindet sich im Kamin südlich der beiden Gipfel auf ca. 3020 m Höhe eine hübsche Kristallhöhle, die nicht leicht zugänglich ist und deren Wände ein dicht besetzter Kristallteppich überzieht.

b) Reine Druckbreccien. An Stellen erhöhter mechanischer Beanspruchung wurde der Dolomit in weiten Arealen gleichmässig zertrümmert und durch dolomitische Substanz wieder zusammengekittet. Seine ursprüngliche Kompaktheit hat das Gestein jedoch eingebüsst und zerfällt beim Anschlagen in kleine Stücke. Der der destruktiven Metamorphose folgende Rekristallisationsprozess war hier wenig wirksam.

Fig. 13. Grobspätige Kalkeinschlüsse im schwach kalkigen Hauptdolomit der Stammer-Serie. Südwand des Stammerspitzes in der Rinne zwischen Ost- und Westgipfel (2960 m).

Bei den atektonischen Breccien sind im Hauptdolomit der Stammerspitze 2 Typen zu unterscheiden:

c) Komponente und Grundmasse sind aus demselben Material zusammengesetzt. Eckige bis schwach gerundete, kantengerundete, dunkelgraue Dolomitfragmente schwimmen isoliert in einer ebenfalls dolomitischen, etwas heller verwitternden Füllmasse und berühren sich im allgemeinen gegenseitig nicht. Die Grösse der Komponenten schwankt in weiten Grenzen. Wie auf der Verwitterung ausgesetzten Gesteinsoberflächen zu konstatieren ist, ist das Material der Bruchstücke in Bezug auf Korngrösse, Anwitterungsfarbe, Textur usw. vollkommen identisch.

Dünnschliff einer monomikten, massigen Dolomitbreccie aus der Stammer-Südwand (3160 m): Die u.d.M. farblosen Komponenten setzen sich aus einem sehr gleichmässigen Mosaik schwach verzahnter Dolomitkörner zusammen und liegen in einer Grundmasse aus Dolomitkörnern von derselben Grössenordnung wie in den Komponenten.

Diese Art Breccienbildung erstreckt sich teils über grössere Felskomplexe, teils ist sie auf kleinere Nester innerhalb einer Dolomitbank oder quer zur Schichtung stehende, mehrere Schichtbänke durchbrechende Schlote beschränkt.

In einer Hauptdolomitbreccie vom eben beschriebenen Typus fanden wir in der Runse, die zwischen Ost- und Westgipfel ihren Anfang nimmt und gegen Tschütta sich hinabzieht, auf 3070 m Höhe grössere, völlig gerundete, primärbrecciös texturierte Gerölle, die zweifellos nichts mit Phakoiden gemein haben.

d) Die eckigen oder leicht gerundeten Komponenten sind rein dolomitisch wie der Zement, aber polymikt in Bezug auf Textur (massig bis deutlich geschichtet), Struktur (Korngrösse und in Abhängigkeit davon sandigrauhe bis glatte Anwitterung), Anwitterungsfarbe usw. Dieser Breccientyp ist niveaubeständig, also an bestimmte Horizonte gebunden.

Genetische Deutungsversuche

Diese in der Literatur oft als «Primärbreccien» bezeichneten Gesteine können ihre Entstehung verschiedenen Vorgängen verdanken. Nach A. Carozzi (1953) führt Dolomitisierung von Riffkalken zu Breccien- und Vakuolenbildung. U. Kappeler (1938) beschreibt aus der Trias der Ortler-Zone durch subaquatische Rutschungen gebildete Breccien und wahrscheinlich durch submarine Beben entstandene Erschütterungsbreccien.

Bei c) ist auf Grund des geringen Abrollungsgrades und der monomikten Zusammensetzung ein kurzer Transportweg wahrscheinlich, oder die Breccie bildete sich durch Breccierung aus irgendwelcher Ursache gleich an Ort und Stelle. Auch bei d) ist das Einzugsbiet rein dolomitisch, die Breccie umfasst indessen verschiedene Dolomitvarietäten, so dass daraus auf die allochthone Natur der Komponenten geschlossen werden muss. Auch hier dürfte der Transportweg sehr kurz gewesen sein. Es ist dabei an durch kurzfristige Erosionsvorgänge bewirkte Sedimentationsunterbrüche in Kombination mit Wiederaufarbeitungsprozessen zu denken.

Zusammenfassend können in der lithofaziellen Ausbildung des Hauptdolomites an der Stammerspitze doch geringe Unterschiede in der Vertikalen erkannt werden. Von unten nach oben:

1. Tiefere Partien sind sehr dickbankig und bilden Steilstufen. Helle und dunkelgraue Bänder bis zu 5 m Dicke.
2. Gegen oben, an unteres Rhät angrenzend, Einlagerungen von bunten, geringmächtigen Tonschiefern und gelbliche Verfärbung der benachbarten, etwas tonigen und dünngebankten Dolomitschichten. Gelände flacher.
3. Abschluss der Schichtfolge durch eine dickere, kalkige Dolomitbank mit spätigen Kalkeinschlüssen.

Abgrenzung gegen das Rhät

Während am Gipfelgrat der Stammerspitze das oberste Niveau des Hauptdolomits und das Rhät durch transgressiven Lias abgetragen wurde und im Liegendschenkel der Antiklinale eine tektonische Abschürfung angenommen werden muss, blieb der primäre Verband zwischen Norien und Rhät in der unteren Falte allem Anschein nach erhalten. Er wurde schon auf p. 396 beschrieben.

Ein norisch-rhätisches Grenzniveau als Übergang zum Rhät aufzustellen, ist hier überflüssig, da die dem Hauptdolomit auflagernde dolomitisch-kalkige Wechselfolge mit Mergeleinschaltungen bereits typische Rhätfossilien lieferte. Auch ein Plattenkalkniveau, wie es aus der Scarl- und Umbrail-Decke (Boesch, H., 1937)

beschrieben wird, fehlt am Stammerspitz. Die Grenze Norien/Rhétien wurde bei der ersten im Dolomit auftretenden Kalkbank festgelegt.

Fossilführung und geologisches Alter

Der Hauptdolomit zeichnet sich durch grosse Fossilarmut aus. Leider erwies sich eine Bestimmung der spärlichen Fossilreste als undurchführbar. Petrefakten wurden auf der Stammer-Südseite auf 2980 m festgestellt. In schwach kalkigem Dolomit stecken zahlreiche, einige mm grosse Schälchen, deren Feinstrukturen, wie im Anschliff zu erkennen war, verwischt sind. Es wurde in der Literatur (A. CAROZZI, 1953 u. a.) schon oft darauf hingewiesen, dass beim Dolomitisierungsprozess organische Strukturen sukzessive aufgelöst werden.

Eine Einstufung des Hauptdolomits kann nur auf Grund der geologischen Lagerung an der Basis des Rhät, bzw. Lias erfolgen, wobei für den Hauptdolomit der Stammerspitze eher an ein obernorisches Alter gedacht werden muss. Basale Transgressionsbreccien, in den Serien der verschiedenen oberostalpinen Decken häufig beschrieben, fehlen am Stammerspitz. Von typischen Regressionssedimenten des Raibler Horizontes fehlt ebenfalls jede Spur. Diese sind schon aus tektonischen Momenten hier nicht zu erwarten.

Faziesvergleiche mit der oberen Trias anderer Schichtreihen Bündens

Ziel dieser vergleichenden Bearbeitung ist die stratigraphische Zugehörigkeit der Stammer-Serie auf der Basis der lithofaziellen Ausbildung ihrer Sedimente zu ermitteln. Dabei werden wir uns mit einer Zusammenstellung der oberen Trias-Kreide hochpenninischer und ostalpiner Schichtserien der unmittelbaren Nachbarschaft (Tasna-Decke, Unterengadiner Dolomiten, Lad-Schuppe der Scarl-Decke) und der weiteren Umgebung (Schamser-Decken, Ortler-Zone, Tschirpen-Decke usw.) Süd- und Mittelbündens begnügen.

Obschon der Hauptdolomit nach allgemeiner Auffassung als ein atypisches Schichtglied gilt, lässt die Zusammenstellung doch frappante Faziesunterschiede von Decken- zu Deckenelement erkennen:

a) Bei den Schamser-Decken fehlen hauptdolomitähnliche Gesteinskomplexe überhaupt, zum Teil ist die Trias wie in der Surcrunas-Zone (Serie von Crestota nach V. STREIFF, 1939) deutlich dreigeteilt in Quartenschiefer, Dolomit und Rauhwacke unten. Die Mächtigkeiten überschreiten 30 m nicht.

b) Die Ardezer Schichtreihe (J. CADISCH, 1941) enthält schlecht geschichtete, örtlich brecciöse Dolomite von max. 25 m. Keine Übereinstimmung.

c) In den Unterengadiner Dolomiten ist dem NW-Rand der Scarl-Decke besondere Aufmerksamkeit zu schenken. A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) sowie G. BURKARD (1953) erwähnen graue bis schwärzliche, mittel- bis hellgraue, oft orange anwitternde, völlig kalk- und tonfreie Dolomitbänke wie am Stammerspitz. Eine spezielle Ausbildung des Hauptdolomits stellt sich nach G. TORRICELLI (1956) am Piz Lad ein, der eine tektonisch selbständige, der Scarl-Decke randlich aufgesetzte Scholle darstellt. Neben der deutlichen Bankung durch dunkle und helle Bänder ist das Auftreten von sog. «Plattenkalken» (dunkelgraue bis schwarzgraue, dünngebankte bis plattige Kalke voll Fossilbruchstücke) bemerkenswert.

Eine gute Übereinstimmung mit den stirnwärtigen Partien der Scarl-Decke ist unbestreitbar, Plattenkalk wie am Piz Lad fehlte aber am Stammerspitz.

d) Ortler-Zone (W. HAMMER, 1908; U. KAPPELER, 1938). Wie am Ortler liessen sich auch

am Stammer obernorische (dünngebankte Dolomite mit tonigen Zwischenlagen) abtrennen. Ein norisch-rhätisches Grenzniveau wurde aus dem Ortler-Gebiet nicht bekannt.

e) Tschirpen-Decke (Mittelbünden). R. BRAUCHLI (1921) beschreibt aus der Lenzerhorn-Gruppe (im Kar zwischen Weisshorn und Tschirpen) eine kalkig-dolomitische Mischzone an der Grenze zwischen Obernorien und Rhétien. Die Analogie mit dem Hauptdolomit der Stammer-Serie ist gut.

2. *Rhät*

Durch Fossilien belegbares Rhät lässt sich in unserem Untersuchungsgebiet allein an der Stammerspitze nachweisen. Bei Chè d'Mutt sind Linsen eines grobspätigen, blauschwarzen, oft von Schalentrümmern ganz erfüllten Spatkalkes im Schiefer eingekeilt. Einzelne Partien enthalten überdies mm bis cm grosse, gelblich verwitternde, eckige Dolomitpartikel, ein lithologisches Merkmal, wie es nur in der rhätischen Stufe am Stammer beobachtet werden kann. Ohne Zweifel handelt es sich um tektonisch verschleppte Rhätgesteine der Stammer-Serie. Siehe Taf. I.

In der Südwand der Stammerspitze ist das Rhät in zwei gut verfolgbaren Bändern aufgeschlossen, am Ostgrat stellt es sich sogar in dreifacher Lagerung ein. Auf der NW-Seite des Westgipfels desselben Berges schalten sich zwischen dem Hauptdolomit und transgressivem Lias typische Rhätgesteine ein, deren Lagerung allerdings so ist, dass die Entscheidung, ob Rhät oder schon liasisch aufgearbeitetes Rhätmaterial vorliegt, nicht mehr mit Sicherheit zu treffen ist.

Am Stammer selbst konnte das Rhät auf Grund lithologisch-fazieller Unterschiede und der geologischen Lagerung zweigeteilt werden:

Unteres Rhät. Diese Gesteinsfolge grenzt an den eben besprochenen Hauptdolomit und setzt sich aus einem Wechsel von gelblich anwitternden Dolomiten, Kalken, Mergeln und Tonschiefern zusammen. Auffällig stark sind die Tonschiefer vertreten, wodurch die ganze Serie leicht zurückwittert und einen Unterbruch in der Steilheit der Felswände verursacht. Die Bänke sind weniger dick als im Oberrhät, im Durchschnitt 20–40 cm.

Oberes Rhät. Als eine aus massigen Kalk- und Dolomitbänken sowie mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln zusammengesetzte Gesteinsserie begleitet die obere Rhätstufe entweder die unteren Rhätschichten in Form von zusammenhängenden, bis 30–40 m mächtigen Zügen oder liegt als kompakte Linsen in den weicheren, plastischen Unterrhätschichten vgl. Taf. VII, VIII und IX). Charakteristische Merkmale dieser Serie sind Grobbankigkeit (2–3 m dicke Bänke sind häufig) und das Fehlen der bunt anlaufenden Tonschiefer.

Die beiden Unterstufen sind nicht immer leicht auseinanderzuhalten, vor allem dann nicht, wenn eine tektonische Vermischung stattgefunden hat. Bei der Kartierung wurde die Grenze zwischen beiden Schichtstössen an jene Stelle gelegt, wo 1–2 m tiefe Einbuchtungen ein ehemaliges Kleinrelief andeuten. Die oberrhätischen Kalke setzen – zweifellos nach einem kurzen, von ?submariner Erosion gefolgten Sedimentationsunterbruch – ohne beobachtbare Diskordanzen auf dieser Unterlage auf.

a) Unteres Rhät

Ein detailliertes Profil wurde auf der Südseite der Stammerspitze in Nähe des Ostgrates aufgenommen (Fig. 14).

Die hier 17 m starke Serie setzt sich aus Dolomiten, Kalken (teilweise oolithisch), Tonschiefern und untergeordnet aus Kalkmergeln und dolomitischen Mergeln zusammen, wobei die Tonschiefer den Dolomiten und Kalken zwischengeschaltet sind. PAULCKE hat schon deren auffällige Verwitterungsfarben treffend als «herbstlaubfarben» beschrieben. Zwischen den Kalken weisen die Tonschiefer blauschwarze Färbung auf, wie wir es übrigens auch von den Bündnerschiefern

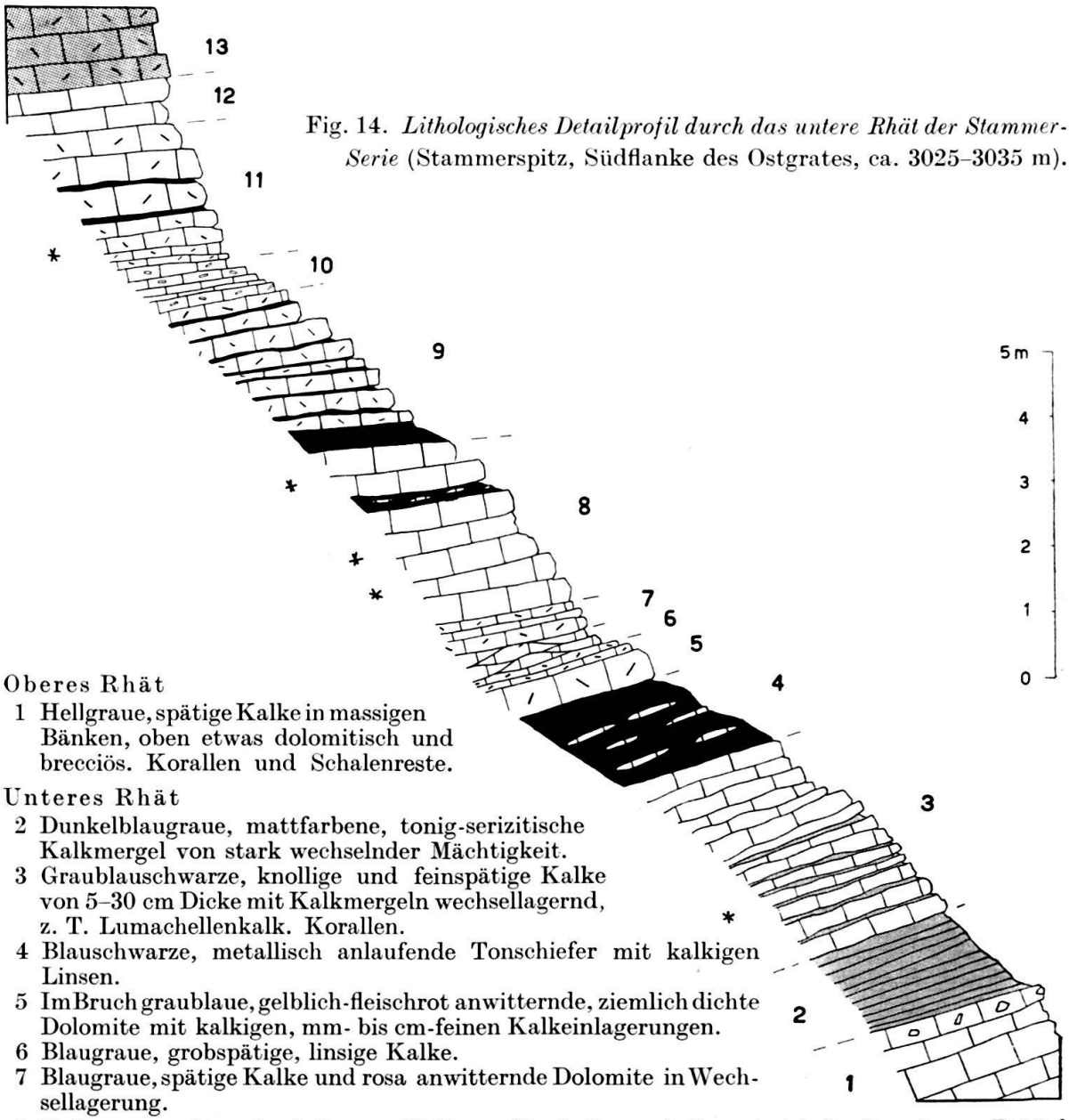


Fig. 14. *Lithologisches Detailprofil durch das untere Rhät der Stammer-Serie* (Stammerspitz, Südflanke des Ostgrates, ca. 3025–3035 m).

Oberes Rhät

1 Hellgraue, spätige Kalke in massigen Bänken, oben etwas dolomitisch und brecciös. Korallen und Schalenreste.

Unteres Rhät

2 Dunkelblaugraue, mattfarbene, tonig-serizitische Kalkmergel von stark wechselnder Mächtigkeit.
3 Graublauschwarze, knollige und feinspätige Kalke von 5–30 cm Dicke mit Kalkmergeln wechsellagernd, z. T. Lumachellenkalk. Korallen.
4 Blauschwarze, metallisch anlaufende Tonschiefer mit kalkigen Linsen.
5 Im Bruch graublaue, gelblich-fleischrot anwitternde, ziemlich dichte Dolomite mit kalkigen, mm- bis cm-feinen Kalkeinlagerungen.
6 Blaugraue, grobspätige, linsige Kalke.
7 Blaugraue, spätige Kalke und rosa anwitternde Dolomite in Wechsellagerung.
8 Hellgrau anwitternde, hellgraue Kalke, z. T. als Lumachelle entwickelt. Im oberen Drittel blauschwarze Tonschiefer mit zerbrochenen Kalkbänkchen.
9 Gelblich bis rosa anwitternder, schwach kalkiger Dolomit in 5–25 cm dicken Schichten. Dazwischen rostrote Tonschiefer.
10 Hellgrauer, spätiger Kalk mit winzigen, eckigen Dolomitpartikeln.
11 Gelblich anwitternde, graue, kalkige Dolomite und metallisch anlaufende, rostrote, fugenfüllende Tonschiefer.
12 Grobspätiger, blaugrauer Kalk.

Norien (Hauptdolomit)

13 Splittrig brechender, hellgrauer, klingender Dolomit in Bänken von 5–100 cm Mächtigkeit.

* Fossilfund.

her gewohnt sind. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalk ist etwa 3:4. Tonschiefer sind reichlich vorhanden.

Ein zweites, instruktives Profil ist am Nordgrat leicht zugänglich (Fig. 15).

Von oben nach unten folgt auf Hauptdolomit eine Schichtreihe von wechsellagernden Dolomitbänken, Tonschiefer und dolomitischen Kalkmergeln in untergeordneten Mengen. Kalke vertreten gegen das Hangende die Dolomite, während die Tonschiefer sich über die ganze Unterstufe verteilen. Im gleichen Grat, jedoch schon in der unteren Schuppe, ist das Rhät auf 5 m reduziert und enthält nur Kalkmergel, mergelige Kalke und spätige Kalke, wovon eine Bank *Pteria contorta* (PORTL.) lieferte.

Ein tektonisch ungestörtes Normalprofil wird an der Stammerspitze kaum vorhanden sein. Wir beschränken uns deshalb auf die Wiedergabe obiger 2 Profile und legen grösseren Wert auf die Besprechung des allgemeinen Charakters dieser bemerkenswerten Schichtfolge.

Auf den ersten Blick fallen die stumpfen, aschgrauen Farben und die leichte Verwitterbarkeit auf. Die härteren Gesteinsbänke machen durchwegs einen gequälten Eindruck und sind örtlich linsenförmig deformiert, manchmal sogar zu tektonischen Geröllen aufgelöst worden. Die Dolomitbänke, im allgemeinen von feinem Korn, wittern gelblich bis rosafarben an. Auf frischem Bruch sind sie graublau. Einzelne, sehr hellgraue und grobspätige Kalkbänke können durch den grossen Reichtum von Schalentrümmern als Lumachellenkalke bezeichnet werden. Die schmutziggrau verwitternden, olivfarbenen Kalkmergel sind sehr fossilreich. Leider zerfallen die Schalen beim Einsammeln rasch in ein feinkörniges Grus.

Die primäre Mächtigkeit ist schwer zu bestimmen, sie dürfte aber 20 m kaum übersteigen.

Gesteinstypen des unteren Rhät

Im folgenden charakterisieren wir einige typische Gesteine aus dieser Serie näher. Die Dolomite des Rhät weisen im Bruch graublaue Färbung auf, wittern ockergelb, rosa und gelblich an und sind demnach vom Hauptdolomit leicht unterscheidbar. Daneben treten dichte, schwach mergelige, orange anwitternde, fast schwarze Kalke auf. Nirgends anstehend gefunden, aber durch die Lage des Fundortes sicher von rhätischem Alter sind hellgraue, oolithische Kalke, von denen ein Dünnschliff angefertigt wurde.

U.d.M. sitzen stark rekristallisierte, 0,3 bis 0,7 mm, maximal 2–3 mm grosse kugelige, ovoidale und längliche Ooide von konzentrischem Schalenbau isoliert in ebenfalls rekristallisiertem, kalkigem Zement. Als Ooidkerne fungieren Muschelschalentrümmer u.a. organische, unbestimmbare Reste.

Ein weiterer, ebenfalls pseudoolithischer Kalk wurde mikroskopisch näher untersucht. Der Dünnschliff wurde vor dem Decken mit Kampesche-Farbholzextrakt angeätzt (p. 351).

Mikroskopischer Befund: Im grobkristallinen, kalzitischen Zement treten massenhaft 0,2–0,5 mm grosse, dolomitische, kugelige Körperchen ohne scharfe Ränder nebst winzigen, stark rekristallisierten und ebenfalls dolomitischen Muschelschälchen auf. Nur selten und undeutlich erkennt man eine konzentrische Anordnung der Schalen, so dass man auf einen ehemaligen Oolith schliessen kann.

Genese dieser Gesteine: Ist die Dolomitnatur dieser Ooide primärer oder sekundärer Natur oder liegen dolomitisierte Kalkooide vor, die in Kalkschlamm

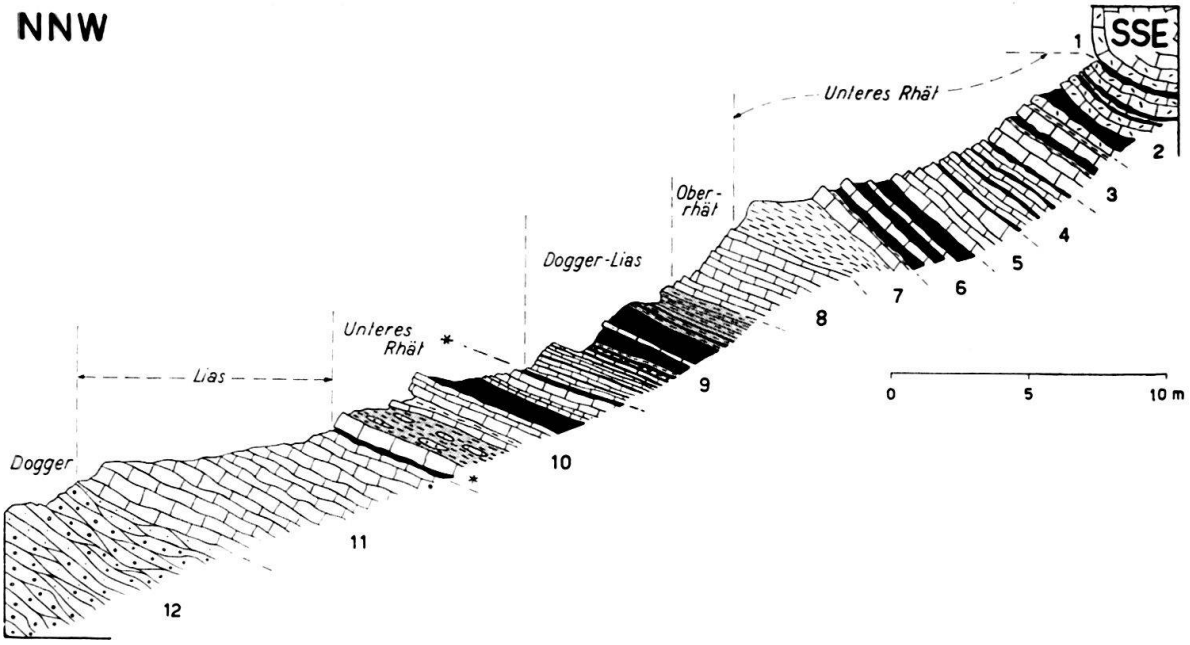


Fig. 15. *Detailprofil durch das Rhät am Nordgrat des Stammerspitzes.*

? Dogger – oberer Lias

12 10—12 m rostbraun anwitternder, flaseriger und getüpfelter Mergelkalkschiefer, sog. «Knötchenschiefer».

11 Dunkelblauschwarzer, feinspätiger Kalk mit mergeligen, mm-feinen Zwischenlagen, gegen 10 etwas brecciös.

Unteres Rhät

10 Herbstlaubfarbene Tonschiefer; spätiger Kalk mit **Pteria cont.* u. a. Muschelresten; Linsen und Knollen von taubengrauem, sehr grobspätigem Kalk und Kalkbreccien in gelbbraun anwitternden, mattgrauen, quarzführenden Kalkmergelschiefern; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer, spätiger Kalk; dichter Kalkmergelschiefer; dünngeschichteter, spätiger Kalkschiefer; blaue Tonschiefer; blauschwarze Kalkschiefer; blauschwarze Tonschiefer.

? Dogger – Lias

9 Wechsellagernde, dünnblättrige Kalk- und Tonschiefer, gegen das Hangende toniger und mit eingeschalteter, blauschwarzer Kalkbank, übergehend in Kalkmergel.

Oberrhät

8 Hellgrau verwitternder, dunkelschwarzblauer, spätiger Kalk von stark variabler Mächtigkeit.

Unteres Rhät

7 Gelbbraun verwitternder, dichter Kalkmergelschiefer; dunkelgrau anwitternder, frisch blauschwarzer, spätiger Kalk; Mergelschiefer.

6 Schwarzblaue Tonschiefer mit bunten Anlauffarben; dunkelgrau anwitternder, blauschwarzer und spätiger Kalk; Tonschiefer; gelborange anwitternder, sehr dichter, dolomitischer Kalk; Tonschiefer.

5 Massige Kalke.

4 Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung; ziegelrot anwitternder, mittelgrobspätiger Kalk; Tonschiefer.

3 Massiger, dichter, dolomitischer Kalk, im Hangenden 10 cm dolomitisch; Kalkmergel; Tonschiefer; gelblichgrau anwitternder, stumpfgrauer, feinspätiger, dolomitischer Kalk; dolomitischer Mergel.

2 Gelblich anwitternde, dunkelgraue und dichte Dolomite und «herbstlaubfarbene» Tonschiefer in Wechsellagerung.

Hauptdolomit

1 Hellgrau anwitternder, dunkelgraublauer, dichter Dolomit, dick gebankt.

einsedimentiert wurden? Einen wertvollen Fingerzeig geben hier die gleichfalls dolomitischen Schalenreste. Pseudoolithische und oolithische Kalke stellen in den ostalpinen Schichtreihen einen weit verbreiteten Typ der rhätischen Stufe dar und werden gelegentlich als Riffschuttsedimente gedeutet.

Von einem hellgrauen, grobspätigen Kalk wurde ebenfalls ein Gesteinsschliff hergestellt, dessen mikroskopische Untersuchung zu folgendem Befund führte:

Schalenreste sind häufig, ebenso 1–1 ½ mm lange und 0,2–0,4 mm breite, gerundete Stäbchen von plumper Form. Wir vermuten, dass es sich um gepresste Ooide handelt, deren Feinstrukturen durch fortgeschrittene Rekristallisation verwischt wurden. *Bactryllien*, wie sie aus der germanischen und auch aus der alpinen Trias bekannt wurden, kommen nicht in Frage. Echinodermenreste konnten in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden.

Fossilführung und Alter

Die Gesteinsbänke weisen stellenweise einen erstaunlichen Fossilreichtum auf. Von den schlecht erhaltenen Petrefakten konnten bestimmt werden:

Gervilleia inflata SCHAFH.
(ARTHABER, G. von, 1906, pl. 49, Fig. 3)

Nur der hintere Flügel der rechten Klappe ist erhalten. Die Schale ist stark gewölbt und die konzentrischen Anwachsstreifen sind recht grob. Fundort: Stammer-Westgipfel, NW-Seite.

Pteria contorta PORTL.
(PFLUECKER Y RICO, L., 1868, p. 408)

Die bandförmigen Radialrippen, zwischen denen sich feinere einschieben, sind sehr charakteristisch. Teile des hinteren Flügels sind erkennbar, und der Wirbel ist stark über den Schlossrand übergerollt.

Fundort: N-Grat der Stammerspitze (Fig. 15). Nur Schalenfragmente.

Nucula sp. indet.
(STOPPANI, A., 1860–1865, pl. 30, fig. 11–21)

Lumachelle aus konzentrisch gerippten Schälchen von 6–7 mm Breite und 5–6 mm Höhe.

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Avicula cf. gregaria STOPP.
(STOPPANJ, A., 1860–1865, pl. 11, fig. 6–10)

Ein ca. 10 mm langes Schälchen (Steinkern) mit glatter Oberfläche (Bestimmung durch Dr. L. PUGIN, Fribourg).

Fundort: Stammer-Südseite, Mitte Südwand, 2980 m.

Thamnastraea rectilamellosa WINKL. *sp.*
(FRECH, F., 1890)

Kleiner, schirmförmiger Korallenstock von elliptischem Umriss (15/30 mm) mit ca. 12 ineinanderfliessenden Kelchen von ungefähr 6–10 mm Durchmesser. 20–25 deutlich alternierende Septen bilden im Zentrum ein Säulchen.

Fundort: Stammer-Ostgrat, 3030 m.

J. FELIX (1890–91) stellt eine Th. Crespoi nov. sp. auf, deren äussere Merkmale mit rectilamellosa übereinstimmen. Neocom von Tehuacan, Mexico.

Thamnastraea delicata REUSS *sp.*
(FRECH, F., 1890)

Kelche auf kleinen Erhöhungen und flach eingesenkt. Zahl der Septen etwas grösser (24–32) als bei Th. rectilamellosa. Eine Pseudocolumella fehlt ganz oder ist nur schwach angedeutet. Die Grössenverhältnisse (6–6,5 mm) der Kelche stimmen mit den Abbildungen überein.

Fundort: Stammer-Südwand, nahe Ostgrat, 2990 m.

Daneben zahlreiche Reste von Krinoiden (fünfzackige Pentacrinusstielglieder), Brachiopodenquerschnitte etc.

In den mergeligen Kalken und Dolomiten dieser Serie sind öfters wenige mm grosse, schwarze Körperchen mit glänzender Oberfläche eingeschlossen, deren genauere Untersuchung die Anwesenheit fossiler Fischreste ergab. In zuvorkommender Weise wurden diese spärlichen Wirbeltierreste durch Herrn Prof. Dr. E. KUHN, Zürich, untersucht und nach Möglichkeit bestimmt, wofür wir ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danken. Es liegen nach brieflicher Mitteilung vom 15. 3. 1956 vor:

a) *Acrodus minimus* Ag. (ein Zähnchen). Die Zähnchen dieses Haies sind nach dem Stand des gegenwärtigen Wissens auf das Rhät-Bonebed beschränkt.

b) Kleines, kugelförmiges Zähnchen (Semionotide). Um zu entscheiden, ob es sich dabei um *Sargodon tomicus* Plien. handelt, wurde ein Dünnschliff angefertigt. Die Zahnstruktur zeigt, dass eine Form vorliegt, die zu *Lepidotus* gehört oder ihr nahesteht.

c) Schuppen von *Ganoiden*. Für eine nähere Bestimmung sind die Schuppenreste zu dürftig erhalten.

Mit Prof. KUHN ist zusammenfassend zu sagen, dass auch die Ergebnisse der Untersuchung der allerdings dürftigen Wirbeltierreste für rhätisches Alter sprechen.

Neben diesen tierischen Fossilien stellen sich häufig Pflanzenreste ein. Herrn Prof. Dr. W. RYTZ, Bern ,der die Gesteinsproben und Dünnschliffe einer näheren Prüfung unterzog, danken wir für seine Beratung bestens. Wir stützen uns im wesentlichen auf seine Angaben.

Makroskopischer Befund: Glänzend schwarze Bruchstücke mit feiner Riefung in der Längsrichtung und deutlicher Quergliederung der Sprossen auf der Oberfläche der Stengel (mit ziemlicher Sicherheit zur Gruppe der *Articulatales* und zwar zu *Equisetineen*, vgl M. HIRMER, 1927).

Mikroskopische Untersuchung von Quer- und Längsschnitten: Es kann im Querschliff ein ca. 2–4 cm grosser, runder Zentralkörper mit Gefässbündelelementen und eine mindestens 2–3 mm dicke Rindenschicht unterschieden werden. Letztere rindenartige Gewebelagen sind mit feinen ?Luftgängen versehen.

Ob die Pflanzenreste zu den *Calamitaceen* oder zu den *Equisetaceen* zu stellen sind, wagen wir anhand von Dünnschliffen nicht zu entscheiden. Die fehlende, sekundäre Holzentwicklung spricht eher für *Equisetaceen*, was auch rein altersmässig wahrscheinlicher ist. Da die Markhöhle von Gefässbündeln erfüllt ist, liegt vermutlich ein Jugendexemplar vor.

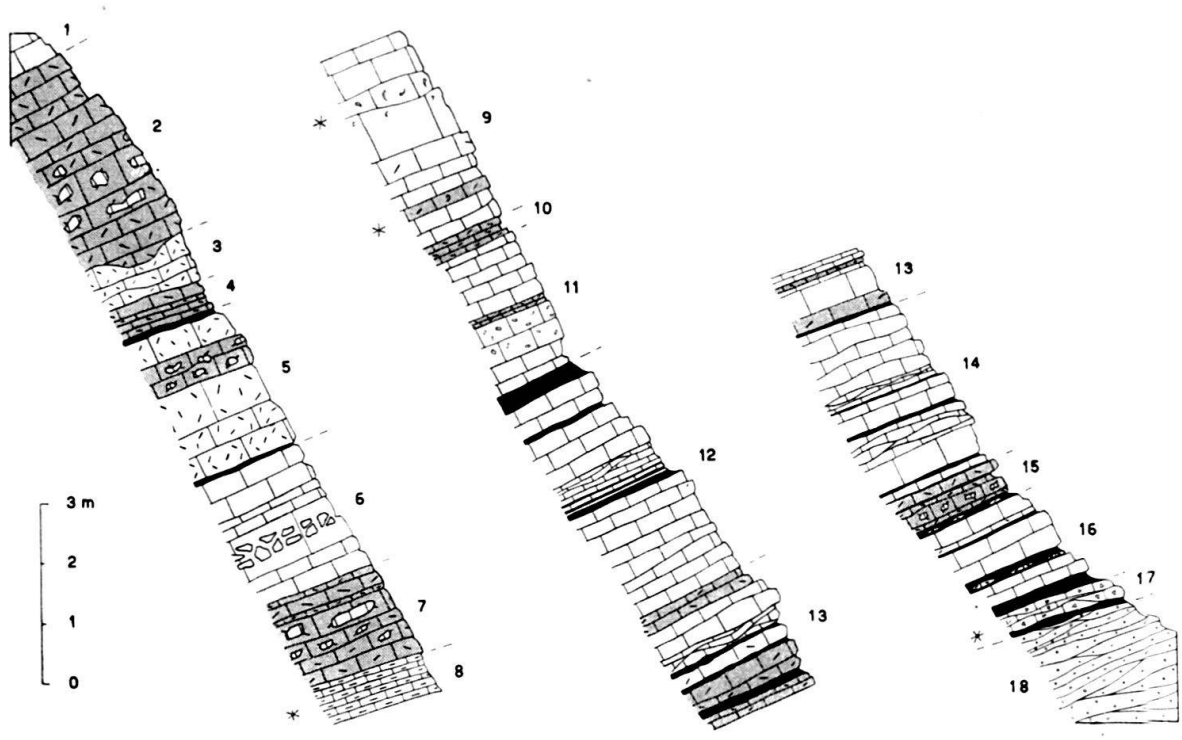


Fig. 16. Lithologisches Detailprofil durch das obere Rhät der Stammer-Serie (Stammerspitze-Südwand, SE Ostgipfel, 2950–2990 m).

? Dogger – oberer Lias

18 Braun verwitternde, mergelige Tüpfelkalkschiefer, gegen oben in massigere Bänke übergehend.

17 Kalkmergel; linsige bis brecciöse Kalke bis Kalkbreccien mit mergeligem Bindemittel. Belemniten (Transgressionsgesteine des oberen Lias).

Oberes Rhät

16 Hellgraue, fein- und grobspätige Kalke, hellgrau anwitternde, mattfarbene Kalkmergelschiefer mit Dolomitknollen, untergeordnet gelblich anwitternde, dolomitische, ziemlich dichte Kalke.

15 Kalkmergelschiefer mit dolomitischen Lagen und Linsen; Dolomit mit kalkigen Einschlüssen; Kalkmergel; Dolomit; Kalkmergel.

14 Hell- und dunkelgraue Spatkalke und Kalkmergel in Wechsellagerung. Kalke, z. T. linsig, flaserig oder knollig texturiert, z. T. etwas mergelig.

13 Kalkmergel; kalkiger Dolomit; hellgrauer Spatkalk; plattiger, dunkelgraublauer Spatkalk mit dolomitischen Lagen von ½–1 cm; kalkiger Dolomit mit dolomitischen Kalkpartien und wechsellagernd mit Kalkmergeln; flaseriger Kalk; hellgrauer Spatkalk; kalkiger Dolomit.

12 Knollige, spätige Kalke; Kalkmergel, gegen oben in flaserige und plattige Kalke übergehend; spätige Kalke und Kalkmergel.

11 Spatkalk; dunkelblauschwarzer Spatkalk mit gelblichen, eckigen Dolomitpartikeln; dichter, dünnschichtiger Dolomit, gelblich anwitternd; Spatkalk.

10 Dünnschichtiger Dolomit, unten kalkig.

9 Spatkalk; kalkiger Dolomit mit Schalenresten; hellgrauer Spatkalk; dolomitischer Kalk, gelblich anwitternd; hellgrauer Spatkalk mit Bruchschill; linsiger, dolomitischer Kalk voll Schalentrümmer; Spatkalk.

8 Mergelige Kalke voll Organismenreste (Muscheln, Crinoidenstielglieder).

7 Splittrig brechender, gelblicher Dolomit mit Einschlüssen aus blaugrauem Spatkalk, oben kalkig.

6 Plattig absondernder, grauer Kalk, stellenweise brecciös.

5 Kalkmergel; sehr grobspätiger, hellblaugrauer und taubengrau anwitternder Kalk; kalkiger Dolomit mit gerundeten, kalkigen Einschlüssen; hellgrauer Spatkalk; Kalkmergel.

Ein in Kalk eingebettetes, stengelartiges Gebilde wurde, um es von dem kalkigen Bindemittel zu befreien, über Nacht in konz. Salzsäure gelegt. Leider liessen sich auf der freigelegten Oberfläche keine weiteren Strukturen unter dem Binocular feststellen. Auf Grund einer Mikroreaktion (siehe F. FEIGL, 1954, p. 345, Prüfung mit Kaliumjodat und Stärkelösung) ergab sich, dass sich das schwarz gefärbte Fossil zur Hauptsache aus freiem Kohlenstoff aufbaut.

b) Oberrhät

Der beste und zugleich ein gut zugänglicher, etwas steinschlaggefährdeter Aufschluss befindet sich auf der Stammersüdseite auf ca. 2950–2990 m Höhe, direkt unterhalb des Ostgipfels (Fig. 16).

Es sind hier spätige Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite nebst mehr oder weniger dolomitischen Kalkmergeln in einer sicher in primären Verband stehenden Schichtreihe und in einer Mächtigkeit von appr. 40 m festgestellt worden. Die Serie beginnt unten mit spätigen, dickbankigen Kalken, darauf folgen einige m Dolomit. Von hier ab nimmt der Kalk- und Mergelanteil auf Kosten des Dolomites zu, und die Gesteine werden gleichzeitig dünnschichtiger. In den hangensten Partien stecken in mattem, auf den Schichtflächen durch einen feinen Serizitbelag glänzendem Mergelschiefer bis 5 cm grosse Dolomitknollen, die rundliche, 0,1–0,4 mm grosse, kalkige Körperchen enthalten. Die Dünnschliffuntersuchung einer solchen Knolle ergab die Anwesenheit von kleinsten, eckigen Quarzfragmenten in der dichten, dolomitischen Grundmasse.

Eine geringmächtige, durch tektonische Vorgänge linsig zerquetschte Spatkalkbreccie, die wir auf Grund von Belemnitenfunden in den Lias stellen, begrenzt das Rhät gegen oben. 5–15 cm dicker Kalkmergel und getüpfelte, mergelige Lagen von ?Doggeralter folgen.

Auf der NE-Seite des Stammer (2930–2945 m) ragen aus Schutt und Firnschnee (Fig. 17) ca. 15 m grobspätige, graublaue, sehr massige Kalkbänke hervor, die kleine und kleinste, gelbliche Dolomitpartikel, zum Teil Dolomit in Form von Bändern und grösseren, unregelmässig gestalteten Einschlüssen enthalten. Es dürfte sich allem nach um eine verkehrte oberrhätische Kalkserie handeln. Ihr sitzt ein ebenfalls dem oberen Rhät angehörender, 2 m dicker, mergeliger, schmutzig gelbbraun verwitternder, auf frischem Bruch graublauer Kalk auf. Dieser enthält 5–10 cm grosse, spätige Kalkknollen und röhrenartige Gebilde von ungefähr 3 cm Durchmesser, die ebenfalls mit dunkelgrau verwitterndem Kalk ausgefüllt sind. Bei den letzteren ist zu vermuten, dass Grabgänge fossiler *Anneliden* vorliegen. Da eine Spreite fehlt, Verzweigungen aber vorkommen, entsprechen diese glatten Röhren am ehesten den Bohrgängen von *Arenicola* oder noch besser von *Balanoglossus*. Beide, *Arenicolites* und *Balanoglossites*, sind Bildungen seichter Sandküsten. Kriechspuren von Würmern kommen nicht in Betracht, da die Gesteinsbänke quer durchsetzt werden. Auch Grabspuren fossiler *Decapoden* sind wenig wahrscheinlich (vgl. O. ABEL, 1935).

---

4 Plattiger, kalkiger Dolomit.
3 Hellgrauer Spatkalk.
2 Dichter Dolomit mit eckigen Fragmenten aus hellem Spatkalk, z. T. etwas kalkig.
1 Grauer, dickbankiger Spatkalk, ca. 10 m.
* Fossilfunde.

Darüber Tonschiefer, Dolomite und Kalke des unteren Rhät.

Typische Gesteinsarten des oberen Rhät

Der Vollständigkeit halber werden einige interessantere Grobgefüge von Kalk-Dolomit-Mischgesteinen aus dem oberen Rhät und einige markantere Gesteinstypen näher beschrieben.

? Mittlerer Lias – unterer Lias

8 Gut gebankte, blaugraue, spätige Kalke mit ockerbraun und rauh anwitternden, mergeligen und eisenschüssigen, streifig angeordneten Kalkpartien, sog. «Streifenkalke», oben sehr grobspätig, z. T. brecciös. Lamellibranchier, zahlreiche Belemniten.

7 Blaugrauer, grobbankiger Kalk mit Knollen aus grobspätigem Kalk, «Knollenkalk» (Schichtdicke der Bänke 5–10 cm). Belemniten.

6 Olivfarbener bis rotvioletter, massiger, grob- bis mittelspätiger Kalk bis Spatkalkbreccie, stellenweise brecciös. Krinoiden- und Echinidenreste.

5 Grüne Tonschiefer.

4 Wie 2, übergehend örtlich in Spatkalkknollen in eisenschüssigem, mergeligem Zement.

3 Braunschwarze, matte Tonschiefer.

Oberes Rhät

2 Blaugrauer, dickbankiger Spatkalk mit charakteristischen Dolomiteinschlüssen (kleinste, eckige Fragmente und grössere, unregelmässig begrenzte Linsen bis zu Apfelgrösse.) Lokal enge Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, «Bänderkalk».

1 Schmutzig braungelb anwitternde, mergelige Kalke mit Knollen aus blaugrauem Spatkalk. Bauten fossiler Würmer.

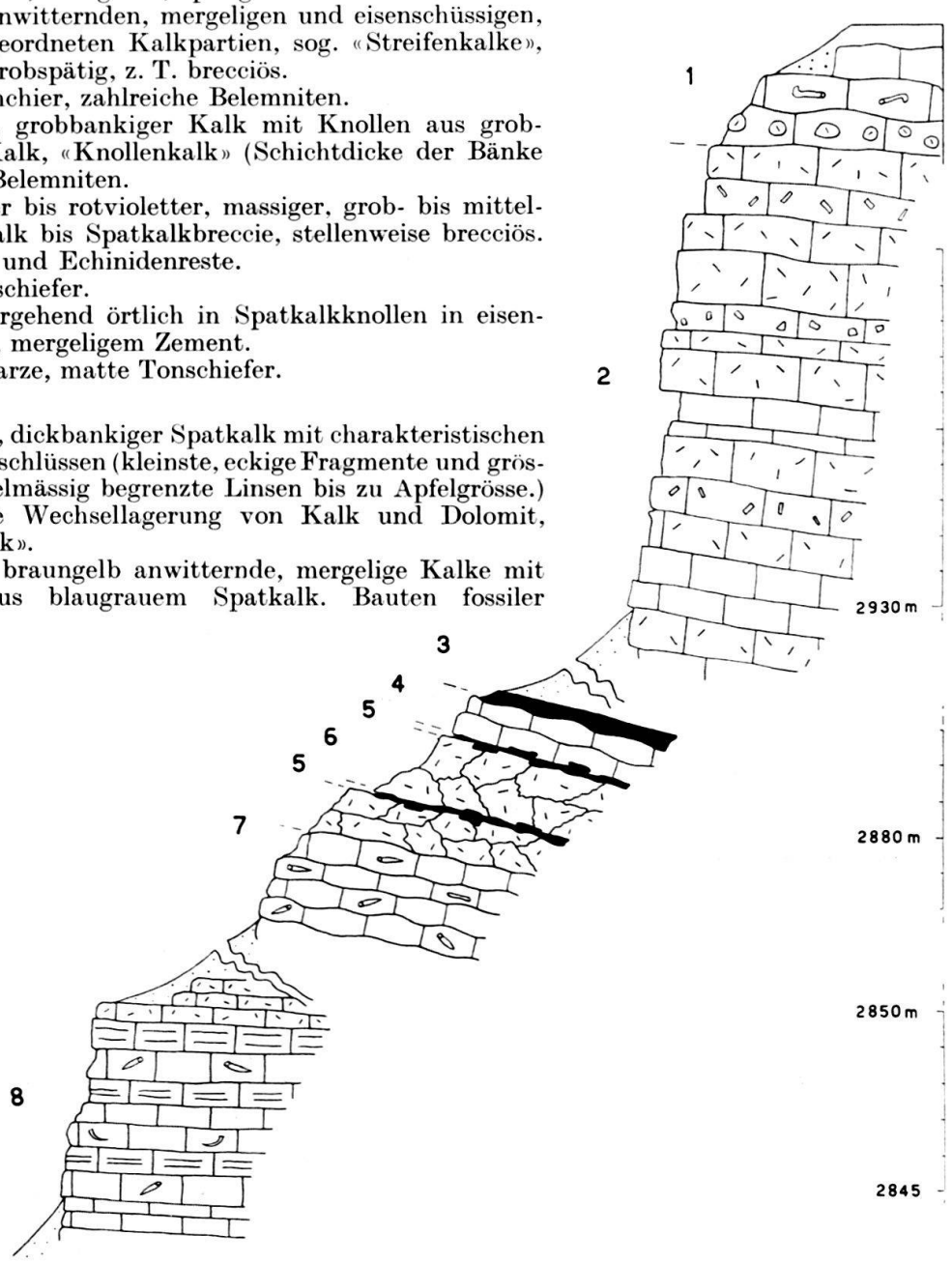


Fig. 17. *Stratigraphisches Detailprofil durch drei isolierte Rhät- und Lias-Aufschlüsse auf der Nordostseite des Stammerspitz-Gipfels* (Koord. 821,25–37/199,02–19).

1. Sehr charakteristisch sind einmal mittel- bis grobspätige, dunkel- bis hellgraue Kalke mit eckigen, seltener rundlichen, gewöhnlich länglichen bis stabförmigen Dolomitpartikeln von gelblicher Anwitterungsfarbe und einer einige mm kaum je überschreitenden Grösse. Die Brocken schwimmen, beliebig orientiert, im Kalk und dürften anorganischen, detritischen Ursprungs sein.

2. Daneben treten gebänderte Kalkdolomitmischgesteine mit mm- bis cm-feiner Wechsellagerung der beiden Gesteinsarten auf, wobei die Kalklagen graublau, die dolomitischen Lagen gelblich anwittern. Auf dem frischen Gesteinsbruch lassen sich keine Texturen erkennen. Einige mit Kampesche-Farbreagens angefärbte Gesteinsanschliffe bewiesen, ,dass nicht reine Dolomit- und Kalkbänder vorliegen, sondern dass es sich vielmehr um ein ruckweises und kurzfristiges Pendeln um einen Sedimentationsgleichgewichtszustand in einem Milieu handelt, das die Abscheidung dolomitischkalkiger Mischgesteine begünstigte.

3. Kalkdolomitmischgesteine mit wabenartiger Durchwachsungstextur sind ebenfalls häufig. Die eckigen oder gerundeten, mit scharfen Konturen aneinandergrenzenden Einschlüsse bestehen je nach Fundstelle teils aus Dolomit, teils aus Kalk.

4. Brecciöse Dolomite: Eckige Komponenten aus geschichtetem Dolomit liegen in einer spärlichen Grundmasse aus Kalk, wobei die Bruchstücke – denkt man sich die kalzitische Grundmasse weg – sich ohne Zwischenräume zum ursprünglichem, kompakten Gestein zusammenfügen lassen. Es handelt sich am ehesten um eine autochthon entstandene Pseudobreccie, deren Genese durch verschiedene Hypothesen erklärt werden kann. Ähnliche Phänomene beschrieb P. CANAL (1947) von Dolomiten aus dem Becken der Aquitaine.

Als weitere Gesteinsvarietäten sind anwesend: Fleischfarbenanwitternde, dichte, frisch graublaue Dolomite; mergelige, knollige Kalke; grobspätige, blaugraue, zum Zeil brecciöse Kalke usw.

Die Mächtigkeit der ganzen Serie beträgt maximal 30 m; meistens erreicht sie, primär oder auch tektonisch reduziert, nicht mehr als 10–20 m.

Fossilführung und Alter

Folgende organische Reste wurden festgestellt: Zahlreiche unbestimmbare Schalenquerschnitte, Pentacrinusstielglieder, schlecht erhaltene Korallenreste.

? *Thecosmilia* sp.

Runde Ästchen von 4–6 mm Durchmesser bilden in paralleler Anordnung kopfgrosse Korallenstöcke. Diese riffbildenden Lithodendren werden im allgemeinen dieser Korallengattung zugeschrieben.

Fundort: Stammer-Südwand, 3000 m, unterhalb Ostgipfel.

Nur auf Grund der geologischen Lagerung zwischen fossilbelegten Rhätschichten und noch zu besprechendem, unterem Lias ordnen wir diesen Schichtstoss dem obern Rhät zu.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Mächtigkeit des Rhät, verglichen mit den anderen Schichtstufen der Stammer-Serie, ist mit maximal 50 m eine erhebliche. Da unmittelbar über dem Hauptdolomit eine typische Rhätfauna gefunden wurde, erübrigt sich die Ausscheidung eines norisch-rhätischen Grenzniveaus. Vgl. W. HEGWEIN (1927). Unsere unterrhätischen Gesteine lassen sich nur annähernd den Kössener Schichten gleichstellen. Überhaupt erscheint uns die Verwendung weithergeholter Lokalbezeichnungen von geringem wissenschaftlichem Wert. Auf Grund lithologischer Unterschiede und die Lagerungsweise berücksichtigend, führten wir eine Zweiteilung der Rhätgesteine ein. Fossilfunde gestatteten die sichere Einstufung der Gesteinsserie.

Rhät in anderen Schichtfolgen Bündens

Abschliessend soll unser so differenziertes Rhät mit den altersmässig entsprechenden Gesteinen einiger Schichtfolgen benachbarter Decken verschiedener tektonischer Stellung verglichen werden.

a) *Schamser Decken.* Über die typisch dreigeteilte Trias der *Serie von Crestota* (V. STREIFF, 1939) legen sich schwarze, rostig anwitternde Tonschiefer, darüber eine wechselvolle Kombination von dunklen Kalken, teilweise oolithischen Dolomiten und dolomitischen Kalken. Die Bänke sind stellenweise sehr fossilreich; schon H. MEYER (1909) wies fossilbelegtes Rhät nach. Mächtigkeit im Ostschams: 2–3 m.

In der *Gelbhorn-Decke* des nördlichen Westschams (H. JÄCKLI, 1941) liegt das Rhät in einer Mächtigkeit von 6–10 m vor und führt Dolomite, grüne und schwarze Tonschiefer, resp. Tonphyllite, Lumachellenkalke und Mergel, der in Quarzit übergehen kann.

In der *Kalkberg-Gurschus-Zone* des Ostschams (STREIFF) ist kein Rhät vorhanden, in der *Marmor-Zone* besteht keine Analogie. Es kann also festgehalten werden: In einzelnen Elementen der Schamser Decken ausgezeichnete, in anderen keine Übereinstimmung oder das Rhät fehlt überhaupt.

b) In der unterostalpinen Rahmenzone (*Tasna-Decke*) des Unterengadiner Fensters sind weder aus der SW- (J. CADISCH, 1932, 1941) noch von der NE-Ecke des Fensters (W. HAMMER, 1914 und W. MEDWENITSCH, 1953) rhätische Schichten bekannt geworden.

c) *Scarl-Decke.* In der Stirnregion dieser Decke fehlt eindeutiges Rhät fast zur Gänze, so z. B. vollkommen am Piz Lischana, am Piz S-chalembert (W. SCHILLER, 1904; G. BURKARD, 1953). Nach Untersuchungen von W. SCHILLER (1906) und G. TORRICELLI (1955) zeigen in der westlichen Piz Lad-Gruppe einige zerquetschte, unbedeutende Rhätvorkommen folgenden Gesteinsinhalt: Hell- und dunkelgraue Kalke, graue Mergelkalke, dunkelgrauer Kalk mit Mergel durchsetzt, in dem voll Fossilien (Zweischaler, Crinoidenstielglieder, Seeigelstacheln, Korallen) stecken. In den Mergelkalken der S-chaletta sind Mergelschiefer mit leidlich erhaltenen Bactryllien aufgeschlossen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es bei einigen Fundstellen zu einer mechanischen Mischung verschiedener Schichtglieder – nach der Faunengemeinschaft ziemlich sicher Lias darunter – gekommen ist. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) ist Rhät nicht anwesend. Dagegen tritt nach der schönen Monographie von A. SPITZ und G. DYRHENFURTH (1915) ein gut entwickeltes und unseren Gesteinen am Stammerspitz entsprechendes Rhät in den rückwärtigen Partien der Unterengadiner Dolomiten auf. Es wird durch wechsellagernde Dolomite, schwarze Kalke mit Knollen und Bändern von porösem Hornstein, Mergel und tonigem Schiefer repräsentiert. Weiter sind bemerkenswert metallisch glänzende Tonschiefer und gegenseitige, flecken- und wabenförmige Durchwachsungen von Kalk und Dolomit in ein und derselben Bank. Präzise und leider auch approximative Mächtigkeitsangaben fehlen.

d) Am Piz Quattervals (*Quattervals-Decke*, siehe W. HEGWEIN, 1927) ist das Rhät mindestens 400 m mächtig und setzt sich aus einer Folge gleichmässig geschichteter, tafeliger und tiefschwarzer Kalke zusammen, die regellos mit dünnen Kalkschiefern und schwarzen, schmierigen Mergelschiefern wechsellagern. Primärbreccien sind häufig, Fossilien selten. Die Rhätkalke gehen allmählich aus der Kalk- und Dolomitwechsellagerung der norischen Plattenkalke hervor. Von einer Analogie kann nicht gesprochen werden.

e) In der *Ortler-Decke* (W. HAMMER, 1908 und U. KAPPELER, 1938) geht der Hauptdolomit, dessen Schichtung gegen das Hangende durch Einschaltung von tonigen Zwischenlagen noch akzentuiert wird, durch allmähliche Kalkaufnahme in schwarze Kalke über. Ein «norisch-rhätisches Grenzniveau» und «Plattenkalke» fehlen im Ortlergebiet. Der Gesteinsinhalt (Kalkschiefer und Kalkbänke mit Lumachellen, graue und fossilführende Mergelschiefer mit Korallen, Pelecypoden, Terebrateln, Pentacrinusstielglieder, dunkle Tonschiefer, massige Kalke mit Gastropoden) ist je nach Fundstelle etwas verschieden, stimmt aber in vielen Einzelheiten mit dem Stammer-Rhät überein. Mächtigkeitsangaben sind aus der Literatur nicht erhältlich.

f) *Tschirpen-Decke*, Mittelbünden. Nach R. BRAUCHLI [1921, p. 26), lässt sich eine 20 m mächtige Dolomit-Kalk-Mischzone von fossilbelegtem Rhät abtrennen, das durch schwarze und gelbliche Ton- und Kalkschiefer mit einzelnen eingeschalteten Kalkbänken, Mergeln, korallogenen Kalke mit Lumachellen mit 30–40 m Mächtigkeit vertreten ist. Fossilien: *Bactryllien, Bivalven, Korallen.* Also ganz wie am Stammerspitz.

3. Lias – ? Dogger

Bisherige Untersuchungen: W. PAULCKE (1910) erwähnte erstmals eine aus dunklen ?Rhätkalken und Tonschiefern zusammengesetzte Breccie (ohne Bezeichnung der Fundstelle) vermutlich liasischen Alters. W. HAMMER (O. AMPFERER und W. HAMMER, 1911) fand auf den Halden am

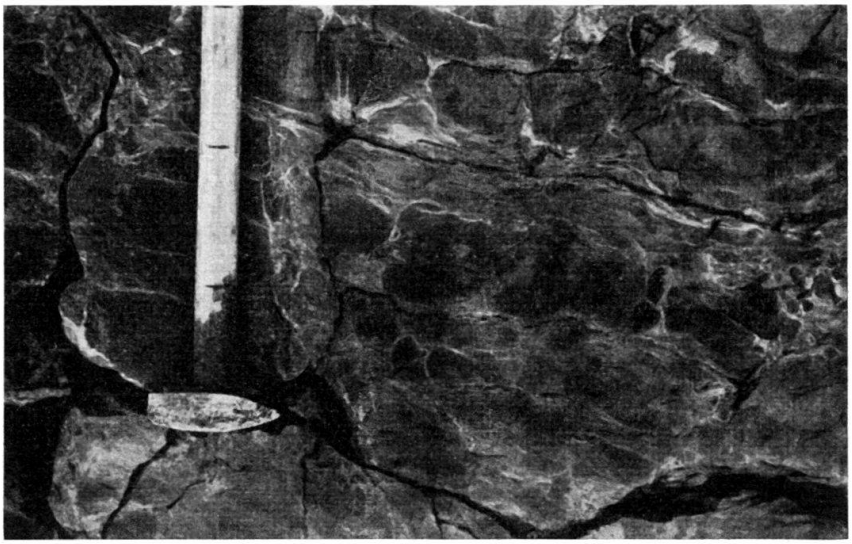
Nordfuss des Stammers in der obersten Val Bolchèras Kalkplatten mit zahlreichen Belemniten und betrachtete deshalb die Kalkschichten am Gipfelkamm und am Nordabfall als liasisch. Durch J. Cadisch (1934, 1950) wurde das Stammerprofil später wieder umgedeutet und die den Hauptdolomit unterteufende Serie in Rhät, Lias (Breccien und Kalke) und fraglichen Malm unterteilt.

Oberostalpiner Lias konnte in unserm Untersuchungsgebiet nur an der Stammerspitze nachgewiesen werden. Als transgressives Schichtglied wechselt er je nach Fundort lithofaziell sehr rasch. Teils sitzt er in diskordanter Lagerung taschenförmig in und auf Hauptdolomit, teils setzt er die Serie der rhätischen Stufe ohne grobklastischen Bildungen fort. Es bleibt deshalb nichts anderes übrig als einige Aufschlüsse näher zu untersuchen, von Fall zu Fall die stratigraphische Einordnung zu diskutieren und schlussendlich die Ergebnisse in einem Sammelprofil (Taf. VI) zu vereinigen.

Charakterisierung einiger typischer Aufschlüsse

1. Im NE-Kar der Stammerspitze, auf 2840 m–2870 m Höhe, ragen aus Gehängeschutt und Firnschnee einige Felsköpfe hervor, deren Detailprofil in Fig. 17 dargestellt ist:

Obwohl die hier verkehrte Serie nur stückweise zugänglich ist, macht sie uns doch mit einer gewissen Abfolge der liasischen Schichtserie bekannt. Belemniten-



Phot. L. Kläy

Fig. 18. Belemnitenführender, spätiger Knollenkalk. Unterer Lias der Stammer-Serie.

führende, bankige, durch mergelige, eisenschüssige, ockerig anwitternde Streifen gekennzeichnete Kalke gehen gegen oben – 15 m davon sind unter dem Firn verborgen – in ebenfalls belemnitenführende, knollige Kalke über, deren Knollen aus blaugrauem, blaugrau verwitterndem, spätigem Kalk bestehen und in mergeligem, braun anwitterndem, geschichtetem Kalk eingebettet sind. Den äusseren Aspekt dieses Knollenkalkes, eines für den Lias der Stammer-Serie sehr bezeichnenden Niveaus, gibt Fig. 18 vorzüglich wieder. Gegen oben folgt bunter Spatkalk, stellen-

weise brecciös und mit Einlagerungen dünnmächtiger, grünlicher Tonschiefer. Spätige Knollenkalke setzen von neuem ein und werden von braunschwarzen, matten Tonschiefern abgelöst. Darüber Schutt.

Wir geben im folgenden eine kurze makroskopische und mirkoskopische Beschreibung einiger bemerkenswerter, in diesem Profil auftretender Gesteine.

Bunter Spatkalk

Von blossem Auge ist es ein massiges, homogenes Gestein mit rotvioletten und grünlich- bis olivgrauen Farbtönen. Gelegentlich kommt durch graue und rötliche Tupfen eine Sprenkelung zustande. Daneben enthält der Kalk auch klastische, eckige Trümmer von roter Farbe.

Mikroskopischer Befund: Transversale, schiefe und longitudinale Schnitte durch Echinidenstacheln und Crinoidenstielglieder, deren Zellwände epigenetisch in Eisenoxyd, vermutlich Hämatit umgewandelt wurden und deren Axialkanäle ebenfalls von Eisenoxyden erfüllt sind; zahlreiche Spirillinen in Axial- und Äquatorialschnitten, deren kammerlose Schläuche durch eisenschüssige Lösungen imprägniert wurden; zahlreiche andere unbestimmbare Foraminiferenreste. Die Organismen liegen in einer grobkristallinen Grundmasse.

Nach der Dünnschliffuntersuchung ist das Gestein als ein bunter, echinodermen- und foraminiferenführender Spatkalk zu bezeichnen.

Detritisch-oolithischer Kalk

Aus dem gleichen Niveau, an die grünlichen Tonschiefer angrenzend, stammt ein graugrünlicher Kalk mit detritisch-oolithischer Struktur.

Dünnschliff: Der Kern der kugeligen bis ellipsoidalen, undeutlich schalig-konzentrischen Ooide besteht zum grössten Teil aus intakten, eisenschüssigen, chloriterfüllten Spirilillinenschälchen und Bruchstücken von Seeigelstacheln und Crinoidenstielgliedern, deren Siebstrukturen durch Imprägnation mit Eisenlösungen vorzüglich erhalten geblieben ist. Ebenfalls häufig anzutreffen sind durchschnittlich 0,3–0,5 mm grosse Ostracodenschälchen[12]). Zum anderen Teil bestehen die Kerne der Ooide aus anorganischen Kalkpartikeln oder aus Muschelschalentrümmern, wodurch im letzteren Falle das Ooid eine längliche Gestalt erhält. Anderen Trümmern fehlt ein schaligstruierter Mantel (Pseudooide). Als Zement figuriert ein dichter Kalk. Schon im Schliffbereich geht dieser stellenweise in feinkörnigen Kalksandstein über, der lokal durch limonitische und chloritische Substanzen verunreinigt und von grösseren Pyritkörnern und -kriställchen durchwachsen ist.

Aus den Dünnschliffbildern, die diese zoogenen, oolithischen Mikrobreccien liefern, ist die litorale Aufarbeitung (A. Carozzi, 1953) der organischen Bruchstücke (gleiche Durchmesser des Detritus! usw.) ohne weiteres offensichtlich und steht im grössten Gegensatz zu dem ruhigen, kalkig-tonige Schlammabsätze liefernden Lebensmilieu der Krinoiden. Das feinkörnige Bindemittel dürfte, angeregt durch reichlich vorhandene, winzige und durch die Brandung oder den Wellenschlag aufgewirbelte Initialkeime direkt als Kalziumkarbonat aus dem übersättigten Meerwasser ausgefallen sein. Nach C. A. Wicher (1952) sind Involutinen (unsere Spirillinen), Trocholinen und Vidalinen Anzeiger für Riff-Fazies im weitesten Sinne, was der Mikrofazies der vorliegenden Gesteine nicht widerspricht.

Etwas weiter westlich stehen mergelige, belemnitenführende Kalkschiefer von flaseriger Textur an, die ihrem makroskopischen Habitus nach ins Hangende der oben erwähnten Knollenklake und bunten Spatkalke gestellt werden müssen. Nach dem mirkoskopischen Befund sind es schiefrige, etwas mergelige Krinoidenspat-

[12]) Herr Dr. H. Oertli, Bern, führte von dieser Gesteinsprobe einen Schlämmversuch durch, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei. Leider liessen sich die Schälchen für eine nähere Bestimmung nicht isolieren.

kalke bis spätig brechende Krinoidenkalksandsteine, deren Verwitterungsoberfläche durch die herauswitternden Echinodermenbruchstücke getüpfelt erscheint.

Im Dünnschliff fallen die runden bis ovalen, mit einem deutlichen Zentralkanal versehenen Krinoidenstielglieder-Durchschnitte sofort auf. Sie sitzen zwischen spärlichem, mergelig-eisenschüssigem Bindemittel nahe beieinander. Bei stärkerer Verschieferung des Gesteins verschwinden durch Umkristallisation Gitterung und Zentralkanal der Echinodermenreste und zurück bleiben zum Teil gerundete, einheitlich auslöschende und zwillingslamellierte Kalzitindividuen.

Die Basis dieser flaserigen, blaugrauen Kalkschiefer bildet ein hier 2 m mächtiger, sehr heller und grobspätiger, massiger Kalk, der von Steinsberger Liaskalk nicht zu unterscheiden ist.

2. Am SW-Grat der Stammerspitze gehen noch zu besprechende (p. 414), verkehrt liegende, mergelige Knötchenkalkschiefer gegen oben (stratigraphisch unten) in massigere, linsig-texturierte Mergelkalkschiefer bis mergelige Kalke über. Dieser geringmächtigen Übergangszone schliessen sich gelblich verwitternde, blaugraue Mergelschiefer an, die metergrosse, taubengrau anwitternde, mittelspätige Kalklinsen (aufgearbeitetes Rhät!) enthalten. Eigentliche Breccien, von Liasbreccien anderer Örtlichkeiten am Stammerspitz nicht unterscheidbar, stellen sich ein. Als Komponenten wiegen wieder dunkelgraue, mittel- bis feinspätige Rhätkalke in mergeligem, gelbbräunlich anwitterndem Bindemittel vor. Ein isoliertes, grösseres Geröll aus hellem, lilafarbig anwitterndem, sehr grobspätigem Kalk voll Muscheltrümmer (Rhätlumachelle) ist erwähnenswert. Darüber folgen Kalke und Tonschiefer des oberen Rhät. Gesteine wie bei 1. treten also nicht auf.

3. Am Gipfelkamm des Stammers folgt über dem Hauptdolomit eine 1–10 m mächtige Breccie, deren Komponenten eine sehr variable Grösse erreichen. Sie sitzt zum Teil taschenfömig und oft deutlich diskordant (Erosionsdiskordanz) in und auf dem Hauptdolomit. Tischgrosse bis 10 m grosse, dolomitische und kalkige Bruchstücke liegen in einem mergeligen bis tonigem Zwischenmittel eingebettet, wobei das Verhältnis Bindemittel-Komponente in weiten Grenzen schwanken kann. Örtlich sind rostig anwitternde, tiefschwarze und blaue Tonschiefer, braun verwitternde, flaserige Kalkschiefer und dickere Kalkbänke angehäuft und spiegeln so die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen trefflich wider. Die genaue Inventarisierung dieses transgressiven Gesteins ergab die alleinige Anwesenheit norischer, rhätischer und unterliasischer Schichtglieder. Wir konnten feststellen:

Graue Primärbreccien und graue Dolomite des Hauptdolomites; spätige und schalendurchsetzte Kalke mit Pentacrinusstielgliedern, gelblich anwitternde, graublaue, ziemlich dichte, oft schwach kalkige Dolomite, oolithische Kalke und gestreifte Kalkdolomitmischgesteine des Rhät; Dolomite mit Fischresten aus dem unteren Rhät; dichte, gastropoden- und spirillinenführende Kalke mit zum Teil onkoidischer Struktur von unterliasischem Alter.

Bemerkenswert ist die völlige Abwesenheit älterer Gesteinstypen wie Buntsandstein, Verrucano, Kristallin. Bündnerschiefer-Typen fehlen durchwegs. Es hat demnach eine stratigraphische Aufarbeitung liasischen bis norischen Untergrundes der Stammer-Decke stattgefunden (marine Transgression). Einschlüsse von Dolomit und spätigen Kalken finden sich isoliert bis 30–40 m über dieser grobklastischen Basis, wobei einzelne Schollen 5–10 m Länge erreichen können. Gelegentlich kommt es zu Rekurrenzen, indem jüngere Breccienlagen mit den hangenden Mergelschiefern wechsellagern (periodische Zufuhr des Grobschuttes).

Mikroskopische Untersuchung dieser Breccien.

Während das Bindemittel keine Resultate lieferte, ergab das Studium der Komponenten die Anwesenheit von kleinen Gastropodengehäusen, Echinodermenresten, kleinen Lageniden und einigen Axial- und Medianschnitten von *Spirillina liassica* (JONES). Kleine, ringförmige Gebilde konnten nicht gedeutet werden. Eine Knolle aus dunkelblaugrauem Kalk, eingelagert in ausgewalztem Tonschiefer, enthielt u.d.M. neben unbestimmbaren organischen Resten eine *Glomaspira* sp. (revidierter Name, früher *Ammodiscus Brady*), eine Kleinforaminifere ohne Leitwert. Im nicht völlig rekristallisierten Kalkanteil ist das Gestein onkoidisch struiert.

Ebenfalls direkt auf dem Hauptdolomit liegt eine Breccie auf dem Nordwest-Abfall dieses Berges auf 2945 m Höhe, dort wo ein horizontales, 30 m hohes Dolomitband aus den weichern, zurücktretenden Kalkschiefern des ? Doggers herausschaut. Als Komponenten sind graue Dolomite, zum Teil primärbrecciös, Kalke und gelblich verwitternde Dolomite mit gebänderter Textur, Kalke mit Korallen und blutrote Spatkalke (Hauptdolomit, Rhät und Liasgesteine aller Wahrscheinlichkeit nach) vorhanden.

Örtlich, z. B. am Stammerwestgipfel verkittet hornsteinartige, dunkelgraue Zementsubstanz das klastische Material. Der Gesamteindruck dieser Transgressions-Serie am Gipfelgrat der Stammerspitze ist ein sehr unruhiger. Eine genaue Aufnahme mittels Detailprofilen wäre ziemlich zwecklos, da sich in horizontaler Richtung die Verhältnisse auf kürzeste Distanz ändern können. Stellenweise ist das klastische Rhätmaterial so stark angehäuft und teilweise noch im primären Verband, so dass die Entscheidung, ob Lias oder noch Rhät vorliegt, im Feld schwer fällt. Mittels Dünnschliffen konnte in Zweifelsfällen ohne Schwierigkeiten die Zugehörigkeit zu Rhät oder Lias ermittelt werden. Echinodermenreste und Ostracodenschälchen sprechen eher für Lias.

Über diesen Gesteinen am Gipfelgrat folgt ein sehr einheitlich ausgebildeter Gesteinskomplex, der nur ausnahmsweise in den unteren Partien vereinzelte grössere und kleinere Linsen und Schollen von älterem, aufgearbeitetem Material (vor allem Rhätkalke und Dolomite des Hauptdolomits) enthält. Er baut im grossen ganzen die nordwestfallende Flanke des Stammers auf und umzieht als Hangendes des Rhät und Lias in lückenloser Folge die Süd- und Westwand in etwa 2850–3000 m Höhe als dunkles Band; im Nord- und Ostgrat tritt er infolge Verschuppung in doppelter Lagerung auf. Das Gestein, ein dunkelbraun anwitternder, frisch graublauer, tonig-kieseliger Knötchenkalkschiefer, ist nur an der Stammerspitze anstehend und fehlt sonst im ganzen Untersuchungsgebiet. Infolge des konstanten lithologischen Charakters ist dieser Horizont mit Leichtigkeit zu verfolgen. Nur gelegentlich wechselt der lithologische Charakter zu hellen, quarzitischen Kalkschiefern, wobei die Knötchen erhalten bleiben. Solche Einlagerungen fanden wir z. B. auf der Südseite des Stammers auf 2950 m in 6–7 m Mächtigkeit, oberhalb Kamm Tschütta, einem breiten Grasrücken südlich des Stammergipfels.

Gegen oben gehen diese Knötchenschiefer allmählich in die radiolarienführenden Quarzite des Malm über. Auf der Südseite dieses Berges, auf 2870 m, in der Mitte der grossen Wand, ist dieser allmähliche Wechsel von mergeligem Kalkschiefer zu reinem Quarzit ausgezeichnet zu studieren. Von hier stammt folgendes Detailprofil (von oben nach unten, d. h. von Älterem zu Jüngerem):

1. Typisch rauh und braun anwitternde, mergelige Knötchenkalkschiefer mit radiolarienführenden Kalkbutzen in zurücktretendem, fein körnigem, kieselig-

mergeligem Zement. Auf den Schichtflächen treten aus der durch Serizit seidenglänzenden Umgebung ca. ½–1½ mm grosse, grauschwarze Knöllchen hervor.

Dünnschliff

In den Kalkknöllchen eingestreut liegen massenhaft gut erkennbare Reste von sekundär verkalkten Radiolarienskeletten (*Spumellarien* von 80–110 μ Durchmesser). Eine feine Lage von mittelkörnigem, kalkig-tonigem Kalksandstein ist der feinkörnigen, etwas tonig verunreinigten, quarzitischen Grundmasse eingeschaltet. Wir verweisen auf die von W. HAMMER (1914) publizierte Dünnschliff-Photographie (Taf. XXIII, 2) und auf deren Erläuterung im Text.

2. 20 cm graublauer, quarzitischer Kalkschiefer mit braunen und grauen Anwitterungsfarben. Die Tüpfelung ist noch wahrnehmbar.
3. 20 cm hellgrauer (mit schwachem Stich ins Grünliche), kalkiger Quarzitschiefer mit tonig-serizitischen Zwischenhäuten auf den Schichtflächen. Dünngeschichtet.
4. 3 m tiefer:
   Reiner, lichtweisser Quarzitschiefer. U. d. M. durchwirken feinste Serizitschüppchen das fein- bis mikrokristalline Aggregat von Quarzkörnchen. Der Kalkgehalt ist verschwunden.

Mächtigkeit: Schätzungsweise 50–60 m.

Ein kontinuierlicher Übergang von Rhät in Lias, d. h. ohne Sedimentationsunterbruch und ohne Einschaltung einer Breccie konnte an einigen Stellen, so in der Stammersüdwand beobachtet werden. Tektonische Reduktion ist hier aber nicht ausgeschlossen, wie überhaupt die Kleintektonik die Klärung der Stratigraphie ausserordentlich erschwert.

Gegen die Basis zu werden diese Knötchenschiefer, dort wo die grobklastischen Bildungen fehlen, massiger und kalkiger, wobei die mergeligen, bräunlich verwitternden Kalkschieferpartien ausgeschwänzte Linsen von dunkelgraublauem, etwas spätigem Kalk umschliessen. Die Tüpfelung ist auf den Schichtflächen, wenn auch unauffällig geworden, noch erkennbar. Dünnschliffe durch die spätigen Anteile dieser massigen Knötchenschiefer ergaben die völlige Abwesenheit organischer Reste (keine Echinodermengitterung!).

Von grösserem Interesse war die Beobachtung eines lateralen Überganges von typischen Knötchenschiefern zu massigeren, belemnitenführenden Partien auf der NNE-Seite des Stammerspitz-Gipfels, 2910 m [821,24/199,25]. Noch besser werden die stratigraphischen Zusammenhänge im Lias durch einen Aufschluss am NW-Abfall unseres Gipfels erhellt, wo in 2950 m Höhe in verkehrter Lagerung auf Hauptdolomit und Rhät bunte, in den unteren Lias zu stellende Spatkalke und belemnitenführende Knollenkalke folgen. Anschliessend kam es zu einem unruhigen Sedimentationsverlauf, der zu grobklastischen Einlagerungen in tonig-mergeligem Füllmittel führte. Es ist kaum anzuzweifeln, dass dieselben Transgressionsbildungen wie am Gipfelgrat vorliegen, wenn auch durch tektonische Überprägung die Komponenten in der plastischen Grundmasse brotlaibförmige Gestalt angenommen haben. Es folgen gegen unten jüngere mergelige Knötchenschiefer.

In der unteren Falte der Stammer-Klippe (siehe Tektonik, p. 430) fehlen bei der Örtlichkeit Mitte Stammer-Südwand, 2960 m, ziemlich sicher primär brecciöse Einlagerungen zwischen Rhät und unterliasischen Knollenkalken, d. h. mit anderen

Worten, es findet hier ein kontinuierlicher, durch keinen Hiatus irgendwelcher Art unterbrochener Übergang von Rhät in Lias statt.

Fossilführung und geologisches Alter

Nach Besprechung einiger ausgewählter Detailprofile wollen wir uns dem Fossilinhalt dieser Schichten zuwenden.

a) Die bunten Spatkalke (p. 412) im Hangenden der Rhätschichten lieferten[13]):
Nautilus sp. *Sinémurien*?,
Liogryphaea sp. (?), Sinémurien – mittlerer Lias,
Chlamys sp. s. l. (*Pectinidae*),
Liostrea cf. *arietis* (Qu.), vgl. F. A. Quenstedt, 1858, Taf. 10, Fig. 10.

In Dünnschliffen wurden festgestellt:

Echinodermen (Echiniden- und Krinoidentrümmer). Auch makroskopisch sind bei den letzteren die fünfseitigen Trochiten mit ihren fünfblättrigen Rosetten und gebuckelten Artikulationsflächen (Pentacrinen) häufig zu beobachten. Der Zentralkanal kann rundlichen oder fünflappigen Querschnitt aufweisen.
Ostracoden.
Spirillina (*Involutina*) *liassica* (Jones).

Über Spirillina liassica

Die völlig rekristallisierten Schälchen, deren Kammerlumina von ferritischer Substanz erfüllt sind, besitzen bei einer Dicke von 0,3–0,4 mm einen Durchmesser von 0,5–0,9 mm. Vergleichen wir unser Material mit den Mikrophotogrammen, die H. Hagn (1955) aus den Bayerischen Alpen und M. Reichel (1955) aus dem unteren Lias von Pratteln (Pl. XV, Fig. 5) veröffentlichten, so fällt die unterschiedliche Grösse auf. Abgesehen von der Kleinwüchsigkeit unserer Formen, stimmen die Beschreibungen von J. Schweighauser (1950), der den Spirillinen von Arzo (Tessin) eine sorgfältige Detailstudie widmete, gut mit unseren Untersuchungsergebnissen überein. Zahl der Windungen, Quotient aus Breite und Höhe des Kammerquerschnittes, Grösse des Proloculums und andere Eigenschaften entsprechen sich an beiden Fundorten. Die unterschiedliche Gehäusegrösse kann auf ungünstige Lebensbedingungen wie sie (im Gegensatz zum südalpinen Schelfmeer des heutigen südlichen Tessins) auf den flachen Antiklinalrücken des oberostalpinen Geosynklinalraumes geherrscht haben mögen, erklärt werden. Infolge starker Umkristallisation liessen sich die Schälchen nicht isolieren und die äusseren Merkmale nicht erkennen, so dass deshalb der Bestimmung eine nicht zu vermeidende Unsicherheit anhaftet.

Nach den heutigen Kenntnissen geht *liassica* von den carnischen Cardita-Schichten bis höchstens in den Lias beta (Lotharingien der Franzosen). Gleichzeitiges Auftreten mit *Trocholinen* spricht nach C. A. Wicher (1952) für Lias beta.

Wie in den Bayerischen Alpen weisen unsere Formen ein über den inneren Windungen ausserordentlich stark entwickeltes, sekundäres Schalenmaterial auf. Dieses massive Pfeilerwerk ist nach Wicher als Indiz für Anpassung an einen ganz bestimmten Biotop mit starkem Wellenschlag zu bewerten. Nach diesem Autor, der bei unserer zur Diskussion stehenden Foraminiferengattung auf den von L. G. Bornemann (1874) irrtümlicherweise verwendeten Namen *Involutina liasina* (Jones) zurückgreift, stellen die drei Gattungen *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina* eine lückenlose Entwicklungsreihe und Riff-Anpassungsformen des schon seit dem Paläozoikum bestehenden Foraminiferengenus *Cornuspira* dar. Wenn sich dies bestätigen lässt, so werden diese bisher selbständigen Gattungen in den Rang von Subgenera absinken und sich der Name «*Spirillina*» für unsere Formen erübrigen.

Die teilweise starke Überkrustung der Gehäuse durch körnigen Kalk hängt mit der Ooidbildung zusammen und erfolgte nach dem Absterben des Organismus.

---

[13]) Bestimmung der Makrofossilien durch Herrn Dr. L. Pugin, Fribourg.

b) In den Knollenkalken stecken massenhaft Belemniten (Belemnitenschlachtfelder). Da diese im allgemeinen wenig präzise stratigraphische Anhaltspunkte geben, wurden sie nicht näher untersucht. Sie lassen sich übrigens im Feld nur mit grossen Schwierigkeiten aus dem massigen Fels herauslösen.

c) Die Transgressionsgesteine am Gipfelkamm lieferten:

Harpoceras sp.

Ein Externteil mit glattem Kiel und S-förmig geschwungenen, einfachen und ungeteilten Sichelrippen. Wir zitieren Herrn Dr. L. Pugin, Fribourg (briefliche Mitteilung vom 15. 3. 1956), der die Bestimmung der schlecht erhaltenen Lias-Fossilien durchführte, der Einfachheit halber wörtlich: «C'est une empreinte d' Harpoceras typique, probablement de la zone à Harpoceras falcifer. Il peut s'agir aussi d'un Hildaites du genre serpentinus, mais ceci est moins probable et ne changerait rien à l'âge.» Unteres Toarcien.

Zeilleria sp. (Terebratellacea).

Die Bestimmung (eine spezifische war, da sich der Armfüsser ohne Zerbrechen nicht aus dem Gestein lösen liess, leider nicht durchführbar) verdanke ich Herrn Prof. Dr. F. Lieb, Basel. Lias – unterer Dogger.

und zahlreiche andere unbestimmbare Lamellibranchier.

Stratigraphische Zusammenhänge und Zusammenfassung

Was schon durch die geologische Untersuchung (Studium der Lagerungsverhältnisse, der lateralen und vertikalen Übergänge, Untersuchung der Breccien am Gipfelkamm usw.) wahrscheinlich gemacht wurde, fand damit paläontologisch eine eindeutige Bestätigung: Wir können in der Stammer-Serie einen unteren und oberen Lias unterscheiden, während mittlerer Lias nicht nachzuweisen war. Für die Knötchenschiefer, welche ausser Radiolarien keine Fossilien enthalten, den oberliasischen Transgressionsbildungen unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen folgen und die Schichtfolge bis zu den noch zu besprechenden Kieselgesteinen (p. 419) im Hangenden kontinuierlich fortsetzen, folgern wir aus Analogieschlüssen mit ähnlichen Serien aus Nachbargebieten oberliasisches bis Doggeralter.

Der Kürze halber verweisen wir auf das kombinierte Sammelprofil (Taf. VI). Es wurde, wie schon erwähnt, aus zusammenhängenden Aufschlüssen zusammengestellt.

Die stratigraphischen Ergebnisse unserer Untersuchungen seien im folgenden noch einmal kurz in Form eines Schemas zusammengefasst:

3. Knötchenschiefer (braune Mergelkalkschiefer mit kleinen, radiolarienhaltigen Kalkbutzen).
   Im Hangenden normalstratigraphischer Übergang in die quarzitischen Gesteine des ? Malm.
   ? Oberer Lias–Dogger.
2. Nach Sedimentationsunterbruch und etwaigen, schwachen Verstellungen im mittleren Lias folgen über unterm Lias Transgressionsbildungen, am Gipfelkamm des Stammerspitzes bis auf Hauptdolomit transgredierend. Ammoniten,

Bivalven usw. Gegen oben Beruhigung des stürmischen Sedimentationsverlaufes und Übergang zu 3.

Oberer Lias (Toarcien).

1. Bunte Spatkalke, Knollen- und Streifenkalke mit Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Echinodermenresten etc. in normalstratigraphischer Auflagerung (ohne Breccien und Diskordanzen) auf Rhät.

Unterer Lias (Sinémurien nachgewiesen).

Faziesvergleiche

a) Bei den verschiedenen Teilelementen der Schamser-Decken sind nur bei der Gelbhorn-Decke (H. JÄCKLI, 1941) schwache Analogien mit dem Lias der Stammer-Serie zu konstatieren, während in der Marmor-Zone des Ostschams und in der Serie von Crestota (V. STREIFF, 1939) der Lias eine abweichende Ausbildung aufweist.

b) Tasna-Decke. Auf kursorischen Begehungen in der unteren Val Triazza und Val Lischana (südlich Schuls), sowie bei Ardez und bei Kartierungsarbeiten im Fimbertal hatten wir Gelegenheit die unterostalpinen Liasgesteine näher kennen zu lernen. Sehr helle, krinoidenführende Spatkalke (J. CADISCH, 1941), wie sie für die Tasna-Decke charakteristisch sind, konnten am Stammerspitz nur an einer Stelle beobachtet werden. Belemnitenführende Sedimentärbreccien und polygene, kristallinführende Konglomerate, bzw. Breccien fehlen überhaupt. Es besteht ein deutlicher fazieller Gegensatz im Lias der beiden Serien.

c) Unterengadiner Dolomiten. In der Lad-Scholle (G. TORRICELLI, 1955) fehlen liasische Absätze völlig, während der Lias in der Piz S-chalembert- und in der westlichen Piz Ladgruppe (Scarl-Decke) eine enorme Mächtigkeit erreichen kann (W. SCHILLER, 1904 und 1906; G. BURKARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Wie am Stammerspitz transgrediert hier der Lias diskordant auf Hauptdolomit, arbeitet Hauptdolomit und Rhät auf und geht gegen oben in Kalke und Kalkschiefer über. Mehrmalige Transgressionen sind in der Stammer-Serie nicht festzustellen, was indessen kaum als ein abweichendes Faziescharakteristikum zu bewerten ist. Wohl fehlen in der Piz S-chalembertgruppe Schiefer vom Typus «Allgäuschiefer» oder unserer Knötchenschiefern, in der Ladgruppe werden aber den Allgäuschiefern ähnliche, dünne, gelbliche bis dunkelgraue, mergelige und tonige Schiefer mit kohligen Resten von SCHILLER angeführt, deren Mächtigkeit aber eine unbedeutende ist.

In der Lischana-Gruppe setzen nach W. SCHILLER (1904), A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) über einer sehr mächtigen, basalen Liasbreccie und auflagernden bunten Kalken und roten Tonschiefern schwarzgraue, kalkarme bis kieselig-tonige Schiefer mit charakteristischen rostbraunen Flecken ein, die sich von Allgäuschiefern nur durch ihre Kalkarmut unterscheiden.

d) Bessere Übereinstimmung besteht mit der Schichtfolge der Tschirpen-Decke. Leider unterscheidet sich die in der stratigraphischen Tabelle von R. BRAUCHLI (1921) gegebene Einteilung etwas mit der im Text gegebenen, so dass man nicht genau weiss, woran man sich zu halten hat.

e) Aus der Ortler-Decke werden Lias und Dogger in der Fazies der Fleckenmergel (bis 500 m mächtig, in den tieferen Partien mit Hornsteinkalken, Konglomeraten, Krinoiden- und Kieselkalken) beschrieben (W. HAMMER, 1908; H. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Auch hier ist eine deutliche Zweiteilung in differenzierte unterliasische Absätze und eine monotone Schichtfolge des oberen Lias – ?Doggers festzuhalten.

ZUSAMMENFASSUNG

Trotz eingehender, mühseliger Vergleichsanalyse kann eine bestimmte Zuordnung des Lias der Stammer-Serie zu einem benachbarten Element ähnlicher tektonischer Stellung nicht gegeben werden. Werden indessen die grossen Züge der faziellen Ausbildung ins Auge gefasst, so lehnen sich Lias und Dogger am Stammerspitz an diejenige anderer oberostalpiner Einheiten an.

4. *Quarzite, Radiolarite, quarzitische radiolarienführende Kalkbreccien, Kalkschiefer' Kalkmergel und Tonschiefer (?Malm)*

Geologisches Vorkommen

Diese wechsellagernden und sich seitlich vertretenden, recht verschiedenartigen Gesteine fassten wir im Felde zu einem einheitlichen Komplex zusammen. Dieser bildet den lotrechten, nur an wenigen Stellen durchsteigbaren Wandgürtel, der den Stammerspitz im S, W umzieht und im NW von einigen Schuttrinnen unterbrochen wird. Auf der Samnauner Seite ziehen diese Sedimente, allerdings grösstenteils unter Gehängeschutt und Eis verborgen, ebenfalls durch. Am Stammerspitz ist die Schichtfolge am mächtigsten entwickelt und scheint im primären Gesteinsverband vorzuliegen.

Gesteinsabfolge

Ein Detailprofil (Fig. 19) gibt über die vertikale Verteilung der Gesteine Auskunft. Makro- und Mikrofossilien mit Ausnahme von Radiolarien fehlen. Von dichteren Kalkschiefern wurde eine Anzahl Dünnschliffe angefertigt, in denen aber keine Organismenreste zu erkennen waren. Das Karbonat ist zur Hauptsache rekristallisiert, der primäre feine Kalkschlamm, der bei nicht metamorphen Gesteinen eine schleierartige Trübung der Dünnschliffe verursacht, wurde durch Sammelrekristallisation grobkörniger und klar durchscheinend.

Wir stellen beim Betrachten einiger Profile, die wir hier aber nicht alle wiedergeben können, eine gewisse Gesteinsabfolge fest:

Kontinuierlich gehen die mergeligen, braun anwitternden Knötchenschiefer des Doggers in eine ca. 10 m mächtige Serie von grasgrünen, kalkfreien und plattigen Quarziten über, die im oberen Drittel (in den Profilen, da die Schichtfolge verkehrt ist, unten) eine 20 cm dicke Quarzitlage mit den auffälligen, kalkigen, radiolarienhaltigen Fragmenten enthält. Anschliessend kommt es wieder zu kalkigen Absätzen: Kalkschiefer, kalkige Mergel, aber auch Tonschiefer gelangen in Wechsellagerung zur Ablagerung. Unten wird das Profil tektonisch abgeschnitten ohne dass eine Diskordanz festzustellen wäre.

Ein zweites, abweichendes Profil wurde auf der NE-Seite des Stammerspitzgipfels auf ca. 2870–2930 m aufgenommen:

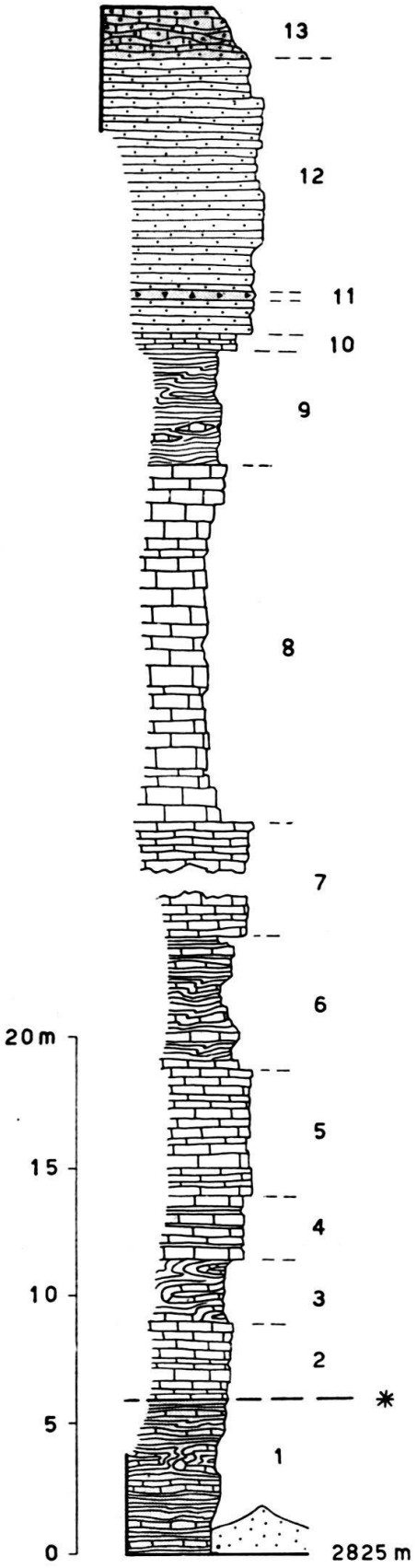
Auf die mergeligen Knötchenschiefer folgen die Quarzitschiefer mit den radiolarienführenden Kalkkomponenten. Nach ungefähr 1 m setzen kalkfreie bis manchmal etwas kalkige Quarzite ein, die nach etwa 25 m wieder dieselben bemerkenswerten, roten Knöllchen aufweisen. Graue, rekristallisierte Kalkschiefer setzen die Serie nach oben fort, werden aber schon nach einigen m durch Firnschnee der weiteren Beobachtung entzogen. Da keine Beweise für eine Verschuppung vorliegen, sind Rekurrenzen in der Sedimentation anzunehmen.

Mächtigkeit: 40–70 m.

Lithologischer Charakter einiger Gesteinstypen

QUARZITISCHE RADIOLARIENKALKFEINBRECCIEN

In allen Profilen erscheinen rosarote bis dunkelrotviolette und grünliche, plattige, manchmal massige Quarzite bis Quarzitschiefer mit Linschen und selten eckigen Fragmenten von tiefrotem Radiolarienkalk. Wir vermuten in den stark gepressten, schwach epimetamorphosierten Gesteinen quarzitische Kalkbreccien, also klastische Ablagerungen.



Unterostalpine Basalschuppe

1 Feinblättrige, halbphyllitische Ton- und Kalkschiefer in mm- bis cm-feiner Wechsellagerung (unterostalpiner Flysch).

Stammer-Serie

Malm

2 Atypische, graue Kalke in 5–15 cm dicken Bänken.

3 Dünnschichtige Kalk- und Tonschiefer in Wechsellagerung.

4 Dunkelblaugrauer Kalk in 10–15 cm dicken Lagen und mit eingelagerten Tonschiefern.

5 Orangegelb anwitternde, frisch hellgraue, rekristallisierte Kalkschiefer in Lagen von 1–3 cm.

6 Blauschwarze Ton- und Kalkschiefer. Schichtung unregelmässig.

7 wie 5, untergeordnet Kalkmergel- und Tonschiefer, 19,5 m.

8 Dunkelgrauer, getüpfelter Kalk, orangegelb und blaugrau anwitternd.

9 wie 3, mit Linsen von massigem, rekristallisiertem Kalk. Östlich der Profillinie mit faust- bis nussgrossen Geröllen aus gestreiftem, dichtem Dolomit (schwach kalkig und mittelgrobspätig).

10 60 cm rekristallisierte Kalkschiefer.

11 Rotvioletter, 20 cm mächtiger Quarzit mit roten, radiolarienführenden Kalkknöllchen.

12 Grasgrüne, reine Quarzitschiefer in 1–3 cm feinen Lagen.

? Dogger

13 Braune, quarzitische Kalkmergelschiefer, getüpfelt, sog. «Knötchenschiefer». Übergang von 10 zu 11 allmählich.

Fig. 19. *Lithologisches Detailprofil durch den Malm der Stammer-Serie am Stammerspitz (oberste Val Bolchèras).*

Mikroskopischer Befund: In einer gleichmässig feinkörnigen, kieseligen Grundmasse mit vereinzelten Kalzitrhomboederchen schwimmen bis 4–7 mm grosse, meist lebhaft rot gefärbte Kalkfragmente, die zum grösseren Teil linsig flachgedrückt sind, zum Teil aber noch ihre primär eckigen Umrisse behalten haben. Im Kern dieser Linsen aus dichtem, durch braunrotes, ferritisches Pigment gefärbtem Kalk sind Reste von rundlichen Radiolariengerüsten (Spumellarien; mützen- und helmförmige Durchschnitte konnten nicht beobachtet werden) als lichte Flecken ausgespart. Die Radiolarienskelette sind sekundär karbonitisiert. Durchmesser der Radiolariengehäuse: 0,06–0,15 mm.

CHLORITFÜHRENDER, KALKIGER QUARZSANDSTEIN

Ein grüngetüpfeltes, quarzreiches Gestein von der Nordostseite der Stammerspitze erwies sich u.d.M. als ein chlorit- und serizitführender, kalkiger Quarzsandstein. Die Chloritblättchen sind von Glimmer vollständig durchwachsen. Im quarzitischen Zement frei schwimmende Karbonatrhomboeder sind durch nachträgliche Rekristallisation zwischen xenomorphen Quarzkörnern entstanden.

RADIOLARITE

Tiefrote, echte Radiolarienhornsteine von einigen cm Dicke sind in der Stammer-Serie nur auf der Südseite der Stammerspitze auf Kote 2880 gefunden worden. Auf den Schichtflächen ist das verschieferte, mit grünen Quarziten wechsellagernde Gestein stark verglimmert.

Dünnschliff-Untersuchung: In blass- bis dunkelroter, opaker Grundmasse von ineinander verzahnten Quarzkörnern von 0,01 mm Durchmesser sind massenhaft lichte, rundliche bis ovale Flecken in Grösse (0,10–0,17 mm) und Form der Radiolarien ausgespart. Die leuchtende Rotfärbung kommt durch ein äusserst fein verteiltes, in der Reflexion intensiv rot gefärbtes, ferritisches Pigment zustande, das die Grundmasse stellenweise völlig verdeckt. Mützen- und helmförmige Durchschnitte fehlen, ebenso Stacheln und Fortsätze, zum Teil dürften die feinen Anhängsel durch den Rekristallisationsprozess aufgelöst worden sein. Grobe Poren der ursprünglichen Gitterstruktur sind dann und wann noch sichtbar. Spumellarien (nach der Systematik von E. HÄCKEL) sind vorherrschend.

«HYÄNENMARMOR»

Auf dem NW-Abfall der Stammerspitze stehen marmorisierte, linsig ausgebildete und rötlich geflammte Kalkschiefer mit feinen, grünlichen Serizit-Zwischenlagen an, die eine starke Ähnlichkeit mit den aus der Platta-Decke als «Hyänenmarmor» beschriebenen Gesteinen besitzen.

Im NW der Stammerspitze sind die apfelgrünen, plattigen Quarzitschiefer mit Flecken eines tiefgrünen Minerals belegt.

Chemische Diagnostizierung: Unter CO_2-Bildung löste sich der grüne Belag in Salpetersäure auf. Versetzen mit Kaliumferrocyanid ergab einen rotbraunen Niederschlag von Cu_2 $[Fe(CN_6)]$. Die Mikroreaktion mit Kaliumquecksilberrhodanid war gleichfalls positiv (R. L. PARKER, 1941).

Diese malachitischen Anflüge sind wohl mit den Ophiolithintrusionen, im speziellen mit der Einwanderung von spilitischem Material zwischen unterer und mittlerer Schuppe der Stammer-Klippe (vgl. p. 447) in genetische Beziehung zu bringen.

Geologisches Alter

Da ausser Radiolarien Fossilspuren nicht vorhanden sind, sind wir auf Vergleiche mit Serien anderer tektonischer Einheiten angewiesen. Radiolarite und Radiolarienhornsteine und damit wechsellagernde Gesteine werden auf Grund einer

reichhaltigen, bestimmbaren Fauna der darüber einsetzenden Aptychenkalke im Gebiete der heutigen Scarl-Decke wie auch in Mittelbünden in den Malm, gelegentlich die liegenden Anteile noch in den Dogger gestellt.

Näher lässt sich das geologische Alter für die besprochene Gesteinsserie nicht präzisieren. Wie weit die hangenden, kalkigeren Schichten in der Zeitskala hinaufreichen, ist ebenfalls nicht zu ermitteln.

Im Zusammenhang mit der Altersfrage ist ein kurzer historischer Rückblick lehrreich:

Bei W. PAULCKE (1904, 1910) finden wir keine Angaben über diesen markanten Horizont. W. HAMMER (1914) schlug diese Serie zu den basalen Bündnerschiefern und wollte von den Tüpfelschiefern im Sockel der Stammerspitze bis zu diesem Komplex eine vollständige Übergangsreihe feststellen. Die scharfe tektonische Trennung an der Basis der Stammerklippe konnte dieser Autor nicht erkennen. Seine Dünnschliff- und Gesteinsbeschreibungen haben indessen ihren Wert behalten, wir nehmen stets Bezug auf sie. Im «Geologischen Führer der Schweiz» spricht J. CADISCH (1934, b) erstmals die Vermutung aus, dass es sich um jurassische Schichtglieder (Oberjurakalke und fragliche Radiolarite) handeln könnte. W. MEDWENITSCH (1953, b) fand diese Serie in einer Mächtigkeit von 10–20 m am Pezid-Kamm auf 2770 m aufgeschlossen und stellte sie als stark reduzierten permo-skythischen Horizont an die Basis der hochpenninischen Bündnerschiefer. Bezugnehmend auf die Schweizer Untersuchungen erwägt letzterer jedoch die Deutung dieser Gesteine als Oberjura-Radiolarite. Ausser einer kurzen Angabe über die Gesteinsfarbe (weiss, apfelgrün und violett) wird aber leider keine genauere Gesteinsbeschreibung gegeben, die zu Vergleichszwecken von Nutzen gewesen wäre.

Nach unseren Untersuchungen, insbesondere nachdem ein normal-stratigraphischer Übergang zwischen den in den Dogger zu stellenden Knötchenschiefern und den Quarziten, Radiolariten und quarzitischen Radiolarienkalkbreccien im Hangenden gesichert werden konnte und mittels Vergleichen mit anderen bündnerischen Vorkommen von Kieselgesteinen oberjurassischen Alters können wir die von J. CADISCH (1934, b) ausgesprochene Zuordnung zum Malm bestätigen. Zahlreiche Gesteinsschliffe durch die relativ dichteren Kalkpartien lassen auch nicht die geringste Spur von Mikrofossilien (Calpionellen!) erkennen.

Fazieller Vergleich mit Malmgesteinen anderer Schichtreihen

a) Schamser-Decken. Aus der Marmor-Zone beschreibt V. STREIFF (1939) einen zum Malm gestellten Serizitmarmor, dem eine frappierende Ähnlichkeit mit marmorisierten Kalkschiefern am Stammer nicht abzusprechen ist. Darüber hinaus fehlt jedwelche Analogie mit den pseudoostalpinen Schamser-Decken. Auch die Untersuchungsresultate von H. JÄCKLI (1941) bringen in dieser Beziehung nichts Neues. Faziesanklänge an unterostalpine Serien werden von letzterem verschiedentlich betont.

b) In der Tasna-Decke, dieser der Falknis-Sulzfluh-Decke Nordbündens äquivalenten tektonischen Einheit im Unterengadin, fehlen oberjurassische Radiolarite und quarzitische Radiolarienkalk-Feinbreccien, dagegen treten im Gegensatz zur Stammer-Serie rote Schiefer mit kalkigen Lagen, polygene Breccien (analog der Falknis-Breccie), massige Kalke vom Typus Sulzfluh-Kalk auf. Beiden Serien gemeinsam sind aptychenkalkähnliche Gesteine und ihre schwach metamorphen Produkte wie marmorisierte Kalke mit grünlichen, serizitischen Lagen («Hyänenmarmore» des Oberengadins), weisse Quarzite, wenig typische sandig-kieselige Schiefer und graue Kalke.

c) Ebenso lassen sich gegenüber den Malmgesteinen der Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke mit Lad-Scholle) eine Reihe von Unterschieden fazieller Natur zusammenstellen, so am Piz S-chalembert: a) Rote Mergelkalke mit Aptychen und einer artenreichen Fauna, sowie Vererzungserscheinungen fehlen in der Stammer-Serie; b) echte Radiolarite sind am Stammerspitz äusserst spärlich; c) am Piz S-chalembert transgrediert der Malm direkt auf Lias, resp. auf Hauptdolomit; d) quarzitische Radiolarienkalkbreccien, ein sehr leicht kenntliches Gestein,

werden weder von W. SCHILLER (1904) noch von G. BURKARD (1953) erwähnt; e) der Acanthicus-Kalk fehlt am Stammerspitz; f) die Gesteinsfolge der Stammer-Serie ist gleichförmiger und variiert zwischen grauen, tonigen Schiefern-Kalken-Quarziten (resp. Radiolarienhornsteinen).

In beiden Gebieten unterlagern die kieselreichen Gesteine die karbonatischen Bildungen. Beiden Schichtreihen sind marmorisierte, aptychenkalkähnliche Gesteine und Radiolarite gemeinsam, am Stammer allerdings in verschwindender Mächtigkeit.

Im übrigen Teil der Unterengadiner Dolomiten werden von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1915) Malmgesteine aus der Lischana-Gruppe zitiert, die mit der Stammer-Serie nur generelle Übereinstimmung aufweisen. Weder bunte, schieferreiche Radiolarite, bzw. Hornsteine, noch bunte Aptychen- und Acanthicus-Kalke mit artenreicher, gut erhaltener Fauna sind am Stammerspitz vorhanden. Auch ist die Lagerung des Malm im Lischana-Gebiet stellenweise transgressiv, und es überlagern im Gegensatz zur Stammer-Serie die kieseligen die kalkigen Schichtgesteine.

Mit anderen mittel- bis oberostalpinen Deckeneinheiten Mittel- bis Südbündens ist die Analogie in Bezug auf Lithologie und Mächtigkeiten ebenfalls nur vage und allgemeiner Natur.

ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Die Stammer-Serie reicht von der oberen Trias bis in den Malm (vgl. Taf. VI). Als älteste und mächtigste Bildung ist der Hauptdolomit das hervorstechendste Glied unserer Schichtreihe. Es fehlen ihm aus tektonischen Gründen basale Anteile. Das Rhät liess sich in zwei faziell etwas abweichende Unterstufen gliedern und konnte durch eine leidlich erhaltene Fauna belegt werden. Auch beim Lias konnte eine verfeinerte Stratigraphie aufgestellt und die verschiedenen Gesteinsfolgen in einen zeitlichen Zusammenhang gebracht werden. Es liess sich dabei ein das Rhät ohne Sedimentationsunterbruch überlagernder, unterer Lias von einem bis auf Hauptdolomit transgredierenden, oberen Lias unterscheiden. Diese Transgression erfolgte von S her. Mit den Verhältnissen in der Stirnpartie der Scarl-Decke steht dies im Einklang (vgl. W. SCHILLER, 1904 und 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915, G. BURKHARD, 1953; G. TORRICELLI, 1955). Durch einen kontinuierlichen Sedimentationsverlauf im Hangenden des Lias musste für einen zeitlich nicht näher abgrenzbaren Komplex Doggeralter angenommen werden. Das Malmalter für die Quarzit- und Radiolaritgesteine und die dazwischen geschalteten Kalkschiefer konnte nur durch Vergleiche mit benachbarten ostalpinen Schichtreihen wahrscheinlich gemacht werden. Ob die Stammer-Serie noch Teile der unteren Kreide umfasst, wissen wir nicht.

ZUR BILDUNGSGESCHICHTE DER STAMMER-SERIE

Die bedeutende Mächtigkeit des lithologisch sehr einheitlichen Hauptdolomites kann nur durch andauernde Senkung des Meeresuntergrundes während einer Inundationsphase erklärt werden. Ruckartige Bewegungen und damit verbunden submarine Rutschungen sind in der Literatur vielfach für die Entstehung der Primärbreccien verantwortlich gemacht worden. Allgemein gilt der Hauptdolomit als Flachsee-Absatz, abgelagert in einem relativ ruhigen Schelfgebiet und ohne jedwelche Beeinflussung vom Land her. Teilweiser chemischer Niederschlag von Kalk, bzw. Dolomit ist nicht ausgeschlossen.

Die Fossilarmut wird von manchen Autoren auf einen sekundären Dolomitisierungsprozess zurückgeführt. Gegen oben wird der Hauptdolomit schwach tonig, feinste Tonlagen beginnen sich einzuschalten, und erste Kalke stellen sich ein. Der Übergang zum Rhät ist trotzdem ziemlich scharf, das Rhétien ist schon nach we-

nigen Metern durch Leitfossilien sicherzustellen. Das reichliche Auftreten von tonigem Material und die Funde von lagunären oder terrestrischen Pflanzen im unteren Rhät sprechen für Landnähe, die zahlreichen Korallenstöcke, die Oolithbildung usw. lassen auf geringe Meerestiefe schliessen. Im oberen Rhät gewinnt die rein kalkige Fazies die Oberhand. Neben Molluskenschalen, oft zu fossilem Schill angehäuft, charakterisieren riffbildende Korallen das Ablagerungsgebiet als tropisches Schelfmeer. Bunte Spat- und Knollenkalke mit typischer Mikrofazies (Ooide, Echiniden- und Krinoidenreste, Spirillinen usw.) lassen ein Andauern der Riffbildung bis in den untern Lias annehmen. Diese Gesteine lassen sich am Stammerspitz nur sporadisch feststellen. Sie sind in der Stammer-Serie, nachdem es zu einer Kippung der Unterlage kam, fast durchwegs einer von Süden fortschreitenden Transgression zum Opfer gefallen. Über diesen grobklastischen Transgressionsbildungen, deren Einordnung in den oberen Lias sich auf leitende Fossilien stützen konnte, folgen kieselige, kalkig-tonige Knötchenschiefer des Doggers, die wir, da Fossilien fehlen, den «Allgäuschiefern» und den «Fleckenmergeln» anderer oberostalpiner Faziesräume gleichsetzen. Die Lithofazies deutet auf ein allmähliches Absinken des Meeresbodens während der Doggerzeit hin. Im Malm gelangen rein kieselige Gesteine (Quarzite und Radiolarite) mit kalkigen und mergeligen Zwischenlagen zur Vorherrschaft. In kieseliger Grundmasse einsedimentierte Radiolarienkalkpartikel lassen auf minime Bewegungen an der Jura-Kreide-Wende schliessen. Jüngere Bildungen sind wohl infolge tektonischer Einflüsse nicht vorhanden.

Ohne Mühe lässt sich aus dem geschilderten Sedimentationsverlauf ein rhythmischer Zyklus (vgl. P. Arbenz, 1919) erkennen: Inundation im mittleren, Regression des Meeres im oberen Norien und im Rhät, die wahrscheinlich sogar bis zur Trockenlegung und Abrasion des Festlandes im mittleren Lias führte. Anschliessend erfolgte eine tiefgreifende Transgression im oberen Lias und allmähliche Absenkung des Meeresbodens im oberen Lias und fraglichen Dogger. Dichte Kalkschiefer, geringmächtige Radiolarite und Quarzite, deren Ablagerungstiefe kaum eine bedeutende gewesen sein kann, schliessen die Stammer-Serie ab.

ERGEBNISSE UNSERER VERGLEICHSSTUDIEN

Schon J. Cadisch (1934, a) hielt Vergleiche ostalpiner Trias-Serien für problematisch, da die Fazies in diesen karbonatischen Ablagerungen ausserordentlich rasch wechsle. Als erschwerender Umstand erwies sich im weiteren die auf komplizierter Lagerungsweise und Fossilarmut zurückführende, mangelhafte Kenntnis der Stratigraphie benachbarter, zum Vergleich herangezogener Gebiete. So kommt es oft zu einer blossen Aufzählung verschiedener Gesteinstypen und -aufschlüsse, deren gegenseitiger Zusammenhang nicht ermittelt werden konnte und oft leider auch nicht versucht wurde. Die Methoden der verschiedenen Bearbeiter sind nicht die gleichen, die oft recht willkürliche Redaktion wissenschaftlicher Publikationen und insbesondere das Fehlen von Mächtigkeitsangaben und Sammelprofilen erleichtern das Literaturstudium keineswegs. Den Faziesschwankungen innerhalb einer tektonischen Einheit wird nicht immer die nötige Beachtung geschenkt, vielfach sind sie auch aus tektonischen Gründen nicht mehr rekonstruierbar. Bei sehr raschem Fazieswechsel wie solcher als Folge einsetzender orogenetischer Bewe-

gungen im Lias der ostalpinen Decken die Regel ist, wird der Wert einer Gegenüberstellung überhaupt illusorisch. Nur das generelle Faziesbild und nicht aberrante Gesteinstypen dürfen für Vergleichszwecke herangezogen werden.

Im folgenden seien die einzelnen in Frage kommenden Faziesräume und ihr Sedimentinhalt noch einmal streiflichtartig der Stammer-Serie gegenübergestellt und zusammengefasst.

Schamser-Decken

Wir stützten uns zur Hauptsache auf die Detailuntersuchungen von R. STAUB (1934, a), V. STREIFF (1939) und H. JÄCKLI (1941). Die Aufnahmsergebnisse des südlichen Westschams (Zürcher Schule) standen leider nicht zur Verfügung. Ungeachtet der noch bestehenden Meinungsverschiedenheiten über die tektonischen Zusammenhänge konnten brauchbare Vergleichsergebnisse gewonnen werden. Um die Wiederholungen zu vermeiden, verweisen wir, was die tektonischen Zusammenhänge betrifft, auf obige Autoren, sowie auf J. CADISCH (1953).

Ein unserem Hauptdolomit entsprechendes Gestein fehlt in den Schamser-Decken gänzlich, hingegen zeigt das Rhät teilweise gute Übereinstimmung, obwohl es in der Stammer-Serie differenzierter ausgebildet ist und grössere Mächtigkeit aufweist. Im Lias ist eine Parallele nur insofern vorhanden, als gegen oben einförmige, tonigere Absätze sich in beiden Serien einstellen. Ausser einigen wenigen ähnlichen Gesteinstypen lässt sich auch im Malm eine Analogie der Gesteinsfolge nicht erkennen. In den konfrontierten Schichtreihen finden sich nähere Übereinstimmungen lithologischer und fazieller Art nur in der «Serie von Crestota» (V. STREIFF, 1939) und in der sog. «Gelbhorn-Decke» H. JÄCKLI's (1941) und zwar auch nur in den tieferen Niveaus. Aber selbst da sind diese zu wenig überzeugend als dass weitgehende tektonische Schlüsse gerechtfertigt wären. Die Schamser-Decken weisen nach JÄCKLI zum Teil unterostalpine Faziesüge auf. Wir können sie deshalb nicht mit der Stammer-Serie parallelisieren. Es sind innerhalb des penninischen Raumes fremdartig wirkende Bildungen, deren grosstektonische Stellung keineswegs von allen Bearbeitern gleich gedeutet wird.

Tasna-Decke

Lithologie und Mächtigkeit des Triasdolomites der Tasna-Serie weichen stark ab, Rhät fehlt. Typische Steinsberger Spatkalke und polygene Breccien des Lias fehlen anderseits am Stammerspitz, Radiolarite und quarzitische Radiolarienkalkbreccien des Malm dagegen in der Schichtreihe von Ardez. Von einer faziellen Gleichstellung kann keine Rede sein.

Tschirpen-Decke

Zwischen Hauptdolomit und Rhät schaltet sich in der Tschirpen-Decke im Gegensatz zur Stammer-Serie eine 25 m mächtige, fossilleere, kalkig-dolomitische Zone (norisch-rhätisches Grenzniveau) mit roten und gelben, mergeligen Bänken ein, in der Stammer-Serie halten dagegen die Dolomiteinschaltungen bis ins obere Rhät an. Lias und fraglicher Dogger haben in beiden Serien grosse Ähnlichkeit. Der am Tschirpen bis auf Hauptdolomit transgredierende Malm überlagert an anderen Örtlichkeiten den Lias mit dichten Kalkschiefern, Radiolariten und Tonschiefern. Wenn sich auch im einzelnen fazielle Divergenzen zeigen, so weicht die Stratigraphie der beiden, zur Diskussion stehenden Decken nirgends erheblich von einander ab. R. BRAUCHLI (1921) kommt, basierend auf stratigraphischen Vergleichen, bei der Beurteilung der tektonischen Zuordnung der Tschirpen-Decke zu keiner eindeutigen Lösung. Sie wurde von J. CADISCH (1934, a) unter Vorbehalt als nördliche Abspaltung der Silvretta-Decke ins Oberostalpin gestellt.

Ortler-Decke

In beiden Schichtreihen stimmen obere Trias bis Malm auffallend gut überein. (K. ZOEPPRITZ, 1906; A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, 1915; W. HEGWEIN, 1927; F. ROESLI, 1927; U. KAPPELER, 1938). Hauptdolomit, obernorische Dolomite und Rhät weichen faziell überhaupt nicht ab. ZOEPPRITZ u. a. wiesen in grauen Kalken am Monte Motto (Livigno-Lappen der Ortler-Decke) unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) nach. Der obere Lias- ?Dogger ist als sehr mächtiger Allgäuschiefer (Fleckenkalke und -mergel) entwickelt (ROESLI). Im Malm der Ortler-Decke folgen

über grünem Hornstein roter Radiolarienhornstein und Kalke in Wechsellagerung (ungefähr 20 m mächtig in der Casana-Serie von ROESLI und bei HEGWEIN).

Quattervals-Decke

Der Hauptdolomit der Quattervals-Decke, der mit dem der Stammerspitze einigermassen übereinstimmt, geht gegen oben in einen Komplex von wechsellagernden Kalken und Dolomiten über (Obernorien). Der Ausdruck «norisch-rhätisches Grenzniveau» wurde von SPITZ und DYHRENFURTH (1915) geschaffen, die darunter einen Gesteinskomplex mit einer Mischfauna aus norischen und rhätischen Elementen verstunden; er wird von W. HEGWEIN (1927) mit Recht abgelehnt. Das Rhät weist grössere fazielle Gegensätze auf. Jüngere Stufen fehlen in der Quattervals-Gebirgsgruppe (Schweizerischer Nationalpark).

Unterengadiner Dolomiten (Scarl-Decke und Lad-Scholle)

Hauptdolomit und Rhät beider Decken stehen sich recht nahe. Bemerkenswert ist allerdings die geringe Verbreitung des letzteren in den stirnwärtigen Partien der Scarl-Decke. Auch die liasischen Bildungen und der Dogger stimmen im wesentlichen faziell überein. Im Malm sind stärkere Abweichungen vorhanden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schamser-Decken und unterostalpine Einheiten im Rhätikon, Mittelbünden und Unterengadin (Falknis–Sulzfluh-Decke, Tasna-Decke) besitzen nur vage Analogien mit der Stratigraphie der Stammer-Serie. Im speziellen ist die dürftige Ausbildung der Trias und des Lias in der Tasna-Decke bezeichnend, während die Aroser Zone (vgl. Sammelprofil von H. GRUNAU, 1947) eine eher vermittelnde Stellung zwischen Falknis–Sulzfluh-Decke einerseits und Aroser Dolomiten und Ortler-Decke anderseits einnimmt. Mit der Tschirpen-Decke besteht ziemlich gute Übereinstimmung. Dagegen lässt sich eine nur auf stratigraphische Vergleiche sich stützende, direkte Ableitung der Stammer-Serie von der Scarl-Decke nicht rechtfertigen. Eine beinahe identische Ausbildung vom Hauptdolomit bis zum Malm und weitgehend übereinstimmende Mächtigkeiten zeigt die von R. STAUB (1924) ins Mittelostalpin gestellte Ortler-Decke. Der letztere bezog 1937 die Stammer-Klippe aus dem Ortlergebiet. Aroser Dolomiten (vgl. R. BRAUCHLI, 1921)[14]) und Bergünerstöcke (vgl. E. OTT, 1925 und F. FREI, 1925) zeigen – abgesehen von bedeutenderen Mächtigkeiten – in ihrer Faziesentwicklung enge Verwandtschaft mit der mittelostalpinen Ortler-Decke. Mit dem Rhätikon besteht generell gute Übereinstimmung (siehe D. TRUEMPY, 1916; P. ARNI, 1926; W. LEUTENEGGER, 1928 u. a.). Ein Plattenkalkniveau fehlt jedoch am Stammerspitz. Die normal Silvretta-Kristallin aufruhenden, oberostalpinen Sedimentmassen des Landwasser–Hochducan-Gebietes unterscheiden sich durch enorme Mächtigkeiten und das Fehlen jüngerer Schichten als Rhät. Faziesanklänge an südalpine Triasbildungen sind nach H. EUGSTER (1923, b) vorhanden.

Die Stammer-Serie weist mittelostalpine Faziesentwicklung (betr. Abgrenzung des Mittelostalpins von oberostalpinen Schichtreihen siehe J. CADISCH, 1953, p. 242) auf. Eine direkte Beziehung zu einem benachbarten Deckenelement kann nicht nachgewiesen, aber wahrscheinlich gemacht werden. Faziell steht die Stammer-Serie der Schichtserie der Ortler-Decke am nächsten.

---

[14]) STAUB stellt die Aroser Dolomiten seit 1937 ins Oberostalpin.

B. TEKTONIK

Bisherige Untersuchungen

Seit ihrer Entdeckung im Sommer 1902, erfuhr diese Klippe mesozoischer Gesteine mannigfache tektonische Umdeutungen. W. PAULCKE (1904) bezeichnete sie als «riesige, auf jüngere Bündnerschiefer überschobene Triasscholle», an deren Basis er eine mit Triasgesteinen verknetete und verquickte Spilitlage auffand. Weiterhin verband dieser Verfasser die Stammergesteine über das Gipsvorkommen von Chè d'Mutt oberhalb Ravaisch (Samnaun) hinaus mit den reduzierten Triaseinspitzungen und Spilitlagen am Munt da Cherns und Fliesserberg im nördlichen Samnauntal und bezeichnete diese grosse, innerste Störungszone im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters als «Stammerüberschiebung». In einer späteren Publikation werden von W. PAULCKE (1910) an der Stammerspitze 3 verschiedene tektonische Elemente auseinandergehalten:

3. Eine wahrscheinlich zweigeteilte Decke mit ostalpin entwickelter Fazies als höchstes tektonisches Element.
2. Die sogenannte «Rhätische Decke» wird nach PAULCKE durch die basischen Eruptiva repräsentiert. Grünliche und rötliche, zum Teil kalkige Schiefer (unsere Malmgesteine!) werden als Eruptivkontaktgesteine gedeutet.
1. Als Basis figuriert die sogenannte «Bündner Decke», die unserem heutigen basalen Bündnerschiefer entspricht.

Auf die damalige Deckenterminologie einzugehen, verzichten wir und verweisen auf die treffliche Darstellung der geschichtlichen Entwicklung von R. STAUB und J. CADISCH (1921).

W. HAMMER (1911) verneint als «Antinappist» entschieden und mit stichfesten Argumenten die Einschaltung einer «Breccien-Decke» am Stammerspitz und betrachtet im weiteren das Bündnerschiefergebiet im Unterengadin als ein Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen und Übereinanderschuppungen. Nach diesem Autor ist der Stammerspitz aus Schollen zusammengeschoben.

10 Jahre später interpretieren R. STAUB und J. CADISCH (1921) die mesozoischen Gesteine der Stammerspitze als eine verschleppte, linsenförmig anschwellende, triasisch-liasische Basisscholle einer mittleren Schuppe der mächtigen, unterostalpinen Schuppenzone. Das von R. STAUB (1926) nach Herausgabe des «Bau der Alpen» (R. STAUB, 1924) gezeichnete Querprofil durch diesen Alpensektor stützt sich offensichtlich auf diese Anschauungen.

Im «Geologischen Führer der Schweiz» kommt J. CADISCH (1934, b) zu einer wesentlich anderen Auffassung, vergleicht er doch die Stammer-Serie mit den «pseudoostalpinen» Schamser-Decken Mittelbündens und stellt sie als deckentrennendes Element in die penninischen Bündner Schiefer des Fensterinnern, wodurch erstmals eine tiefgreifende Zweiteilung am Nordrand der Schiefermassen erreicht wird. Der Westgipfel der Stammerspitze selbst wird als einheitliche, NW vergierende Stirn einer liegenden Falte aufgefasst, diskordant auf jüngere, vermutlich kretazische Bündnerschiefer aufgeschoben. Dieser Auffassung entsprach das im Postroutenführer «Unterengadin-Samnaun» der PTT, Bern (1948), enthaltene tektonische Kärtchen mit der Gliederung des Penninikums in eine oberpenninische Stammer-Serie und einen basalen Bündnerschiefer-Komplex.

R. STAUB (1937) zitieren wir der Kürze halber mit seinen eigenen Worten: „Könnte hier (am Stammerspitz) nicht ein verlorenes Verbindungsstück zwischen Ortler- und Allgäu-Decke oder ein Schubsplitter aus dem Ortler selber vorliegen?» Gestützt wird diese Hypothese durch dürftige Faziesanalogien mit der Ortler-Trias. Im beigegebenen Profil (Taf. II) skizziert STAUB den Stammerspitz-Gipfel als einen nach Norden verfrachteten und ins Unterostalpin von oben eingespiessten Schubspan und Ableger der mesozoischen Sedimentbedeckung der im Süden der Unterengadiner Dolomiten sich mächtig entwickelnden Campo-Decke s. l.

In einer neuen Studie finden wir von J. CADISCH (1950) erneut einige kurze Notizen, die für uns wieder von grösstem Interesse sind. Wir zitieren wörtlich:

Einige Schwierigkeiten bietet die tektonische Heimweisung der Klippe des Stammerspitz-Gipfels in der hinteren Val Sinestra. Hauptdolomit, fossilführendes Rhät, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk ruhen hier verfaltet und verschuppt den penninischen Schiefern diskordant auf. Die von W. PAULCKE seinerzeit angenommene Verbindung mit dem

Triaszug Chè d'Mutt–Munt da Cherns (Samnaun), das heisst mit unserer Champatsch-Serie besteht nach unseren neuern Aufnahmen nicht zurecht. Auf Grund von Vergleichen mit den jüngeren Schichtgliedern der Scarl-Decke in den östlichen Unterengadiner Dolomiten betrachten wir die Stammerklippe als Abkömmling dieser Einheit. Damit sehen wir uns vor die Frage gestellt, weshalb im Liegenden der Stammerserie die Tasna-Decke fehlt. Zukünftige Aufnahmen werden ergeben, ob diese Lücke durch Abscherung entstanden ist oder ob eine Reliefüberschiebung vorliegt.»

Die durch die salinare Trias von Chè d'Mutt und in der lateralen Fortsetzung nach NE und SW durch Dolomite, Radiolarit-, Quarzit- und Grünschieferlinsen getrennte höhere Abspaltung der penninischen Schiefer, kann nach diesem Autor als Oberpenninikum mit der Schuppenzone des Piz Champatsch nördlich Schuls in Zusammenhang gebracht und mit der Platte-Decke Südbündens in Beziehung gesetzt werden. Diese höheren penninischen, der Margna-Decke äquivalenten, ausserordentlich einförmigen Kalkschiefermassen werden am Piz Roz, wohl durch Verschuppung bedingt, bis 1000 m stark.

Trotz mannigfacher tektonischer Umdeutungen und verschiedener stratigraphischer Beheimatung, die die imposante Stammer-Klippe im Laufe der Zeit erfuhr, erkennen wir aus diesem kleinen Kapitel alpingeologischer Forschung eine trotz aller Widerstände sich durchsetzende Konstanz im Fortschreiten unserer Erkenntnis über die geologischen Zusammenhänge im Gebirgsabschnitt des Unterengadiner Fensters.

1. Der Bau der Stammerspitze

Im folgenden besprechen wir die wichtigsten Strukturelemente der Stammer-Klippe.

a) Die basale Schubfläche

Der Kontakt zwischen oberostalpinen Schichtgliedern der Stammer-Serie und Flysch der unterostalpinen Basalschuppe ist ein tektonischer und weist keine grösseren tektonischen Komplikationen auf. Von einer Diskordanz ist nichts zu bemerken. Begleitet von Rauhwackezügen und Linsen von Dolomit und Ophiolithen, konnte diese Schubfläche in 2800–3000 m Höhe rings um den Stammer herum verfolgt werden. Gegen die Samnauner Seite wird sie durch Firnschnee, Gehänge- und Moränenschutt auf grössere Erstreckung überdeckt, und nur grössere Überschiebungsschürflinge gestatten den ungefähren Verlauf der Deckengrenze zu ermitteln. Auf 2795 m Höhe entspringt auf der Südwest-Seite der Stammerspitze am Fusse der überhangenden Malmquarzitwand eine von Gemsen gerne aufgesuchte Quelle von ca. 6 l/min (gemessen im August–September 1952 nach einigen Wochen trockenen Wetters und geringer Schneebedeckung). Andere winzige Wasseraustritte, ebenfalls alle an der Basis der klüftigen Stammergesteine, begleiten die Schubfläche auf der Südseite des Stammerspitz-Gipfels.

Durch die Erstellung einer Isohypsenkarte (Fig. 20) konnte die Sohlfläche der Klippe rekonstruiert werden. Auf diesem Kärtchen erkennt man ohne weiteres die langgestreckte, wannenförmige, nach ENE abtauchende Mulde, in der heute die Sedimente der Stammer-Decke eingebettet sind. Diese Struktur steht dem Baucharakter der penninischen Schieferaufwölbung fremd gegenüber (Richtung und Achsialgefälle weichen voneinander ab). Im SE der Stammer-Klippe ist deren Unterfläche an mindestens drei Stellen wellig verbogen, ohne dass es zu einer Zerschneidung der vermutlich älteren Struktur gekommen wäre. Diese schwachen Verbiegungen sind auf unserer Figur nicht dargestellt worden.

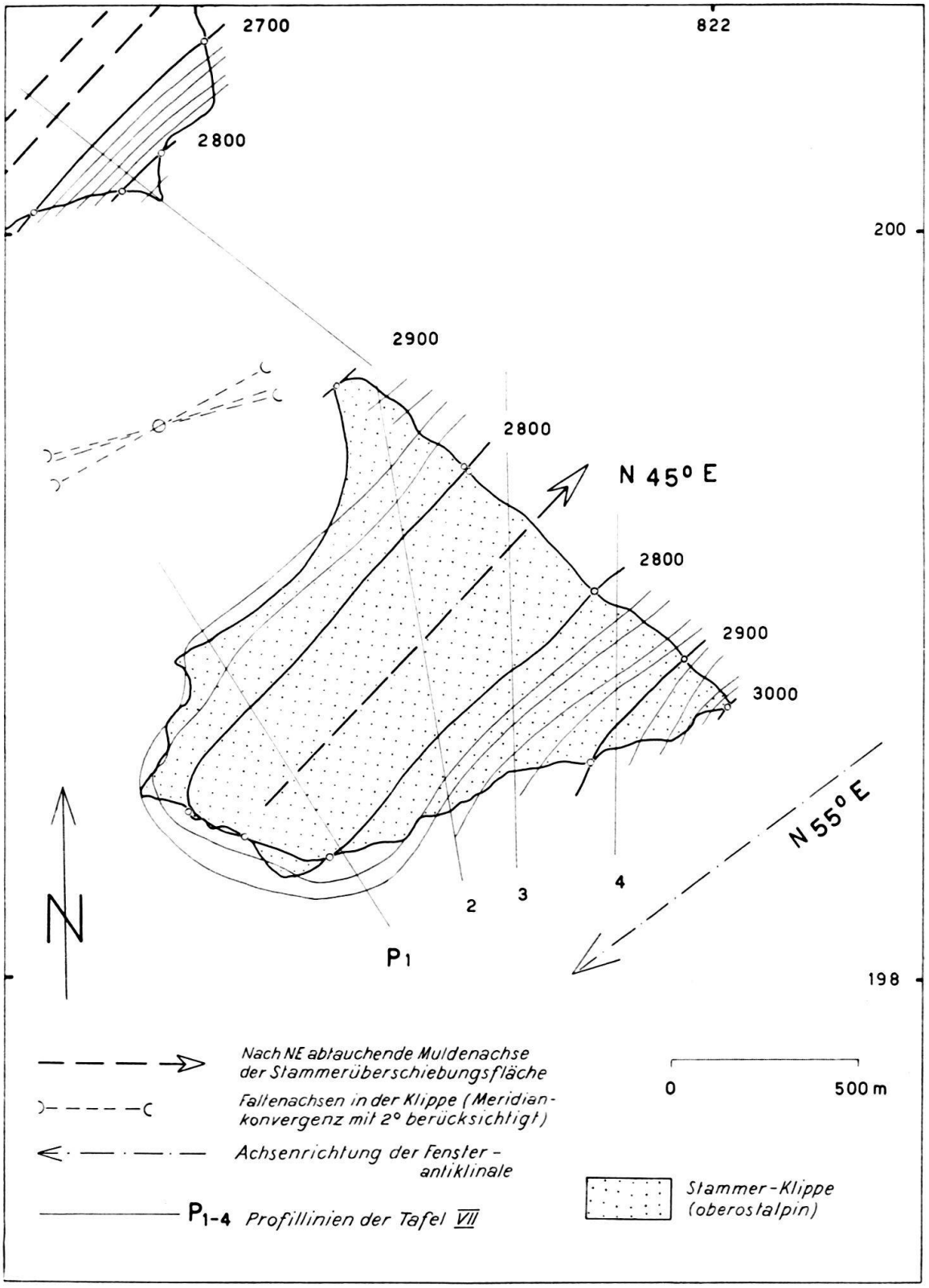


Fig. 20. Isohypsenkarte der Stammer-Schubfläche am Stammerspitz (Unterengadin), 1:20000. Äquidistanz = 20 m.

b) Die Verschuppung

Im Ostteil und am Nordgrat ist die Stammer-Decke durch einfache Verschuppung zweigeteilt. Über verkehrt liegendem Malm, Dogger, Lias und Rhät folgen wiederum Dogger, Lias und ältere Gesteine in gleichfalls verkehrter Lagerung. An der Gleitfläche konnten, wenn auch in geringen Mengen, grüne Spilitgesteine (vgl. p. 447 und Taf. X) festgestellt werden. Ophiolithe gelten allgemein als Gleitflächenindikatoren. Hier, ebenfalls an der Bewegungsfläche, erregte eine zerrüttete, etwa 40–60 cm mächtige Zone mit orientierten, tektonischen Geröllen unsere Aufmerksamkeit. Schwarze, glattpolierte, faust- bis über kopfgrosse Kalk- und Dolomitphakoide von ellipsoidischer Gestalt liegen zwischen Dogger-Knötchenschiefern oben und Rhätschichten unten. Die Längsachsen dieser brotlaibförmigen Körper wurden gemessen:

Streichen 310–320° E, Fallen 5–10° NW (Durchschnitt).

Im Westen der Klippe konnte eine Verschuppung nicht nachgewiesen werden. Das Gestein ist zu extrem verknetet, als dass eine sichere Diagnose noch möglich gewesen wäre. Da der Malm, obschon in längliche Schollen von Hausgrösse (Boudinage im grossen) deformiert, den Zusammenhang bewahrt hat, muss die Verschuppungsfläche höher oben durchgehen. Auch die westliche Partie der Klippe ist verschuppt, wenn auch ein eindeutiger Beweis dafür nicht zu erbringen ist (Fig. 22).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Stammer-Decke am Stammerspitz in zwei Schuppen vorliegt:

I. Eine obere, Norien bis Lias-Dogger umfassende Schuppe, verfaltet.

II. Eine untere Schuppe mit verkehrter Schichtfolge (Rhät bis Malm) bildet eine einfach gestaltete, 40–80 m dicke Platte.

c) Der Faltenbau

Ein weiteres Strukturelement sind die Faltenstirnen, deren Achsen mit der unter a) erwähnten Mulde ungefähr konform verlaufen. Wie schon J. Cadisch (1934, b) erkannte, wird die Stammerspitze im grossen ganzen durch eine aus Hauptdolomit, Rhät und Lias gebildete, liegende Falte mit gegen NW vergierender Faltenstirn von beträchtlichem Radius aufgebaut, an deren Basis sich nach unseren Untersuchungen von SSE her eine zweite kleinere einzuschieben beginnt. Eine sichere Umbiegung in der oberen Falte konnte infolge Schuttüberlagerung und erosivem Abtrag leider nirgends konstatiert werden, und die Frage, ob tatsächlich eine liegende Falte oder ein aus Hauptdolomit und Lias bestehender Schubspan vorliegt, konnte nicht mit der wünschenswerten Sicherheit beantwortet werden. Beim Vormarsch der Stammer-Decke wurden, durch mechanisch verschieden reagierendes Baumaterial bedingt, die Falten verschert (nicht durch Antiklinal-Längsscheitelbrüche, sondern an der Basis des starren Hauptdolomits). Siehe Fig. 21.

Diese beiden Falten entsprechen allem Anschein nach auch der Deckenstirn der Stammer-Decke. Wir können sie zwanglos verbinden. An der Basis des oberen Hauptdolomit-Vorkommens setzen am Ostgrat (3030 m) unterrhätische Kalke, Mergel und Tonschiefer ein, deren Schichtflächen örtlich von kleinen unbestimmbaren Muschelschälchen dicht übersät sind, deren Konvexseiten ausnahmslos

gegen das Liegende gerichtet sind. Nach der Einkippungsregel von R. RICHTER (1942) sind diese Schichten überkippt und bilden damit das normale Hangende des Hauptdolomits. Für verkehrte Lagerung im Liegendschenkel der oberen Falte sprechen ebenfalls einige muschelführende Horizonte in der westlichen Stammerpartie.

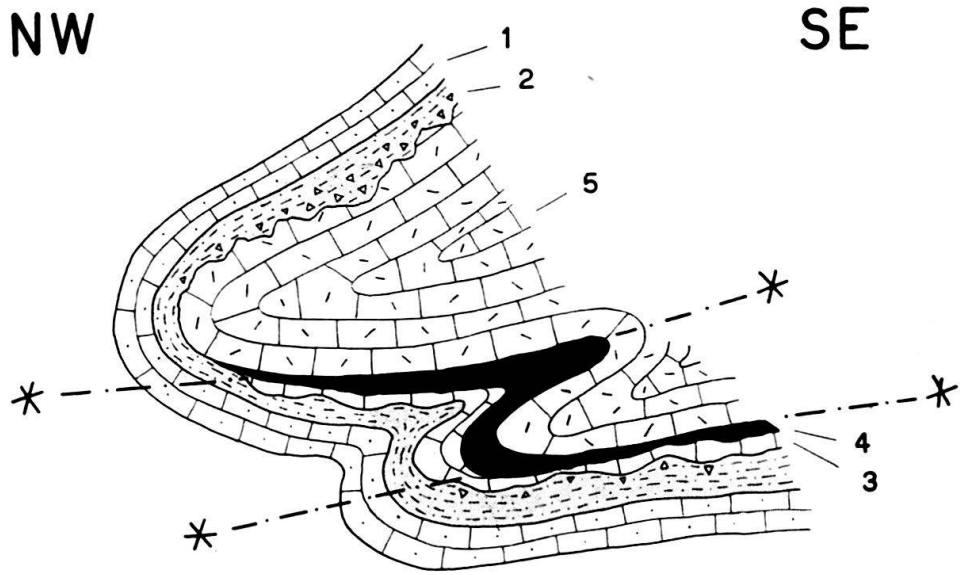


Fig. 21. Schema der Faltenverscherung am Stammerspitz.
Legende: 5 Hauptdolomit 2 Oberer Lias, z. T. transgressiv
4 Unterrhät 1 Malm
3 Oberrhät

d) Querbrüche (Blattverschiebungen)

Ein weiteres, sehr charakteristisches Strukturelement stellen steil SW-fallende (80–85°) Querbrüche dar, welche die oben erwähnten Falten im rechten Winkel zerschneiden. Die Bewegungen verliefen zur Hauptsache horizontal in südöstlich-nordwestlicher Richtung, obschon waagrechte Gleitstreifen (Harnischstriemung) nicht beobachtet werden konnten. Allein in der westlichen Hälfte der Stammer-Klippe konnten 4 Rupturen dieser Art erkannt und teilweise ausgemessen werden (Fig. 22).

Schubweiten:

Bei	Bruch	I	wurde	der	E-Flügel	ca.	1–2 m	gegen	NW,
»	»	II	»	»	»	»	10 m	»	NW,
»	»	III	»	»	»	mindestens	30 m	»	NW,
»	»	IV	»	»	W-Flügel	ca.	7 m	»	NW.

vorgeschoben. Bei IV ist, wie die Lagerung der Schichten zwischen Ost- und Westgipfel erkennen lässt, die nordöstliche Scholle nach N gekippt worden.

Die Malm- und Doggergesteine wurden durch diese Querbrüche weniger betroffen. Immerhin sind auf der Südseite des Stammergipfels (Taf. X) vertikale Sprünge von einigen Metern nachzuweisen.

In der östlichen Stammerhälfte streichen die beobachteten und vermuteten Blattverschiebungen etwas verschieden von den soeben erwähnten, nämlich un-

gefähr NNW–SSE (Str. N 16–17° W). Bei VI wurde der Ostflügel vermutlich 5–6 m gehoben.

Schon im Winter 1952/53 ist uns beim stereoskopischen Betrachten von senkrecht aufgenommenen Fliegerbildern («Photoatlas der Schweiz» der Eidg. Landestopographie, Bern) die regelmässige Zerstückelung der Gesteinsbänke durch saiger stehende Klüfte aufgefallen. Eigentümlicherweise wiesen die nordöstlichen, gegen die Val Maisas schauenden Partien der Stammer-Klippe (Hauptdolomit) eine abweichende Kluftrichtung auf. Das Kluftsystem streicht nämlich ungefähr N 20–30° E, in der westlichen Gipfelpartie N 330–340° E.

e) Der Schollenbau

Für eine statistische Auswertung liegen zu wenig Messungen vor. Immerhin erlauben unsere Aufnahmen den Schluss, dass in der oberen Schuppe zwei relativ starre Klötze vorliegen (Fig. 22). Der westliche Block A wurde dem östlichen B an- und aufgeschoben, wodurch der erste eine Drehung im Uhrzeigersinne erlitt. Auch bei der angeschobenen Scholle kam es zu einer schwachen, entgegengesetzten Abdrehung. Die Lage der Gleitfläche macht diese gegenseitige Beeinflussung sehr plausibel. Ebenso kann durch diese Annahme die etwas abweichende Streichrichtung der Querbrüche im Ostgrat eher verstanden und die Entstehung dieser Rupturen einem einmaligen Akt zugeschrieben werden.

Wenn man vom Gipfel über den Nordgrat herabsteigt, stösst man am Grund der ersten Scharte (ca. 3030 m, Koord. [821,17/199,01]) auf eine kleine Linse von dunkelbraun anwitternden, tonigen Schiefern, deren Anwesenheit mitten im Hauptdolomit überrascht. Für eine direkte Verbindung mit den hangenden, auf Hauptdolomit transgredierenden Liasgesteinen liegt sie zu tief. Beim Abstieg durch die steile, von Schutt erfüllte Furche NW des erwähnten Punktes fiel uns der feuchte, brecciöse Zustand des örtlich blossliegenden, aus Hauptdolomit bestehenden Runsenbodens auf. Durch die Beobachtung der in Hauptdolomit eingeklemmten, tonigen Schiefer des ?Rhät und der tektonischen Breccie wird der präzise Verlauf dieser Bewegungsfläche von eher lokalem Interesse präzisiert.

NE gerichtete Aufschiebungstendenzen machen sich am westlichen Gipfelgrat bemerkbar. An einer ziemlich steil NW einfallenden Bruchfläche wurde der NW-Flügel auf ungefähr 15 m nach NE bewegt. Eingeklemmte, liasische Transgressionsgesteine lassen darüber keine Zweifel aufkommen. Obschon die Auswirkungen ohne Bedeutung sind, machen sie uns mit NE gerichteten Schubkräften bekannt. An der Basis der oberen Hauptdolomit-Falte kam es zudem zu Abschürfungen und Drehbewegungen von grösseren und kleineren Hauptdolomitpartien, so auf der Südseite der Stammerspitze direkt unter dem Ostgipfel.

Kleintektonische Komplikationen aller Art erschwerten die Abklärung der Lagerungsverhältnisse ausserordentlich. Insbesondere im Rhät mit seiner ausgeprägten Wechsellagerung von starreren und plastischeren Schichten spottet die Lagerungsweise jeder Beschreibung. Die Kalk- und Dolomitbänke zerbrachen vielfach unter der Druckeinwirkung zu Breccien, wobei das bildsame, tonige Material als Zwischenmittel fungierte. Sekundärem, tektonisch bedingtem Anschwellen und Ausdünnen bis Abreissen der Gesteinsbänke und Schichtkomplexe begegnet man auf Schritt und Tritt. So sind z.B. die starren, oberrhätischen Kalkkomplexe in linsenförmige Schollen zerteilt worden und in das beweglichere Unterrhät eingedrungen.

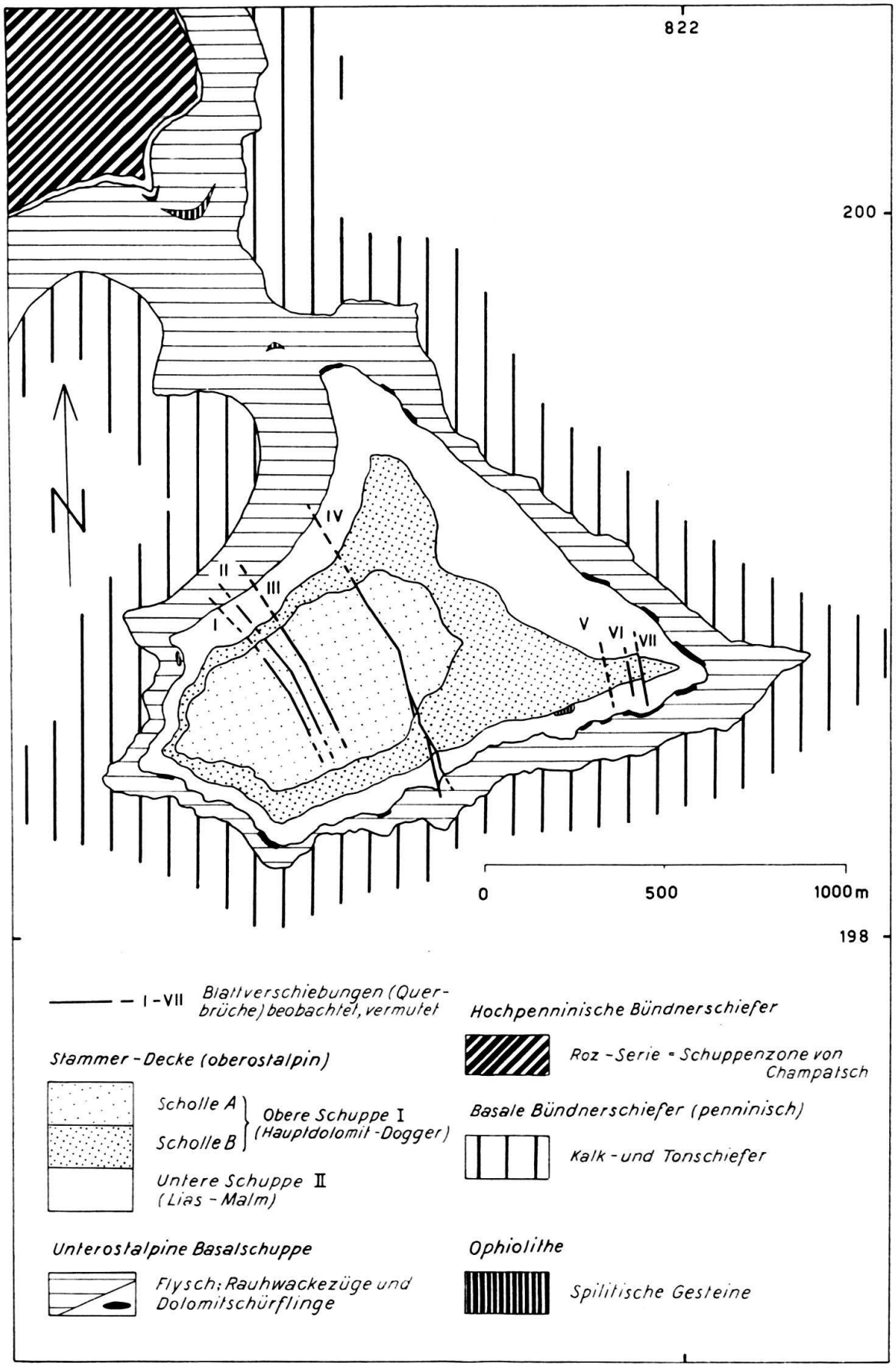


Fig. 22. Tektonische Kartenskizze des Stammerspitzes (Unterengadin). Maßstab 1:20000.

Die von HAMMER am Gipfelgrat beobachtete Diskordanz zwischen Lias und Hauptdolomit ist hingegen keine tektonische, sondern eine primär-stratigraphische. Aber auch tektonische Diskordanzen fehlen nicht. So ist der Hauptdolomit der unteren Falte in spitzwinkliger Diskordanz über die liegenden Rhätschichten hinweggeschoben worden. Anderseits mussten wir aus bestimmten tektonischen Überlegungen heraus durch völlig konkordante Schichtkomplexe Gleitflächen legen, die im Gelände auch bei genauester Beobachtung nicht festzustellen waren.

ZUSAMMENFASSUNG

Die konkordant auf jüngere, unterostalpine Flyschschiefer aufgeschobene, oberostalpine Klippe der Stammerspitze besteht aus einer unteren Schuppe (II) aus verkehrt liegenden Rhät-, Lias-, Dogger- und Malmgesteinen und einer Hauptdolomit bis Lias-Dogger umfassenden, oberen Schuppe (I), wobei die letztere aus zwei NNW vergierenden, liegenden Faltenstirnen unterschiedlicher Schubweite aufgebaut wird. NW–SE streichende, saigere bis sehr steil SW fallende Querbrüche schneiden die Falten in annähernd rechtem Winkel. NW gerichtete Schubkräfte verschoben gleichzeitig die einzelnen Segmente staffelartig in vornehmlich horizontaler Richtung (Blattverschiebungen). In der unteren Schuppe sind diese horizontal sich auswirkenden Kräfte mangels Bezugsmarken schwieriger festzustellen, sind aber ebenfalls vorhanden. Die obere Falte, vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut, weist Schollenbau auf. Die westliche Scholle (A) ist an einer etwa 45° westfallenden Schubfläche von lokaler Bedeutung an die östliche (B) geringfügig an-, resp. aufgeschoben.

Der Bewegungsablauf

Ohne eine Phasenfolge der gebirgsbildenden Kräfte im Gebirgssektor des Unterengadiner Fensters aufstellen zu wollen, können wir den Bewegungsablauf, der den fein ziselierten Bau des Stammergipfels entstehen liess, annähernd rekonstruieren. Es liessen sich folgende Einzelvorgänge auseinanderhalten:

1. Eine gegen NW gerichtete Aufschiebung und Einpressung der Stammer-Decke auf und in ein etwa 100 m starkes unterostalpines Flyschpolster.
2. Vermutlich gleichzeitig Verschuppung im basalen Teil und Eindringen von spilitischem Magma an der Gleitfläche. Schubrichtung unsicher, Bewegung wahrscheinlich nach NE.
3. Ausbildung NW–SE streichender Querstörungen (und Klüfte). Sie verstellen am Ostgrat die Verschuppungsgleitfläche, sind also jünger als diese. Schubkräfte gegen NW gerichtet.
4. Als letzter Akt kann die Entstehung des Schollenbaues im oberen Teil und das gleichzeitige Abdrehen der einzelnen Blöcke durch einen gegen NE gerichteten Schub (evtl. auch Querschub, der gleichzeitig wie 1. und 2. zur Auswirkung kam) gelten. Als weitere Indizien für eine NE gerichtete Schubtendenz sind die kleine, aber nichtsdestoweniger prinzipielle Bedeutung beanspruchende seitliche Verschiebung am westlichen Gipfelgrat und die Querverbiegungen der Klippen-Unterfläche auf der Südostseite der Stammerspitze zu bewerten.

Die Schichtglieder der Stammer-Klippe lassen sich, wie bereits in der Einleitung (p. 330) ausgeführt wurde, in stark reduzierter Form nach NE und SW verfolgen. Wir nennen diese Zone der Einfachheit halber *Chaminser Quetschzone*. Teilweise in zusammenhängenden Zügen und Bänken, mehrheitlich aber als linsenförmige

Schürflinge, stellen sie ein vorzügliches Mittel dar, basales Penninikum, bzw. unterostalpinen Flysch von den hochpenninischen Roz-Schiefern zu trennen. Es war uns deshalb sehr daran gelegen, diese isolierten Schollen als Deckenscheider aufzuspüren und, wenn immer möglich, die rudimentäre Stratigraphie der Stammer-Serie am Stammerspitz zu ergänzen. Diese Quetschzone enthält nur extrem ausgewalzte, oft völlig zertrümmerte Gesteine, deren Risse nachträglich durch Quarz und Kalzit verheilt wurden.

2. Die Fortsetzung der Stammer-Decke gegen Nordosten

10 m nördlich Fuorcla Chamins stehen Schichtglieder der Stammer-Serie wieder an. Wie Taf. VII erkennen lässt, sind die Lagerungsverhältnisse einfach gestaltet. Unweit nordwestlich des Passüberganges fanden wir die charakteristischen rotviolettgesprenkelten, quarzitischen Radiolarienkalkbreccien (Malm der Stammer-Serie!) wieder.

Die Stammer-Decke setzt sich in Form grösserer Gesteinszüge, mehr noch als isolierte Schollen aller Kaliber (einzelne Linsen sinken in ihrer Grösse bis auf einige Zentimeter Durchmesser ab) und aus wenig variierendem Gesteinsmaterial (Quarzite und atypische Kalke des Malm) auf der ganzen Länge der Val Chamins fort. Von der Fuorcla Chamins sinkt diese Quetschzone, von Spiliten begleitet, auf der linken Flanke des genannten Tales rasch abwärts, durchquert westlich Val Musauna bei P. 1982 den Schergenbach und streicht unter dem Schutt auf der rechten Talseite des Samnaun in die Gegend oberhalb Ravaisch. Ein kleiner Felskopf bei Mutals [821,62/203,20] gibt, ohne dass Schürflinge sichtbar wären, einen Anhaltspunkt, wo die Überschiebungslinie durchzieht. Von der mittleren Val Chamins bis nach Ravaisch konnten tektonisch verschleppte Gesteine der Stammer-Serie – das Gelände ist fast durchgehend von Moränen- und Alluvialschutt überdeckt – nicht beobachtet und die tektonische Grenzlinie zwischen unterostalpinem Flysch und hangenden Roz-Schiefern nur durch den lithologisch markanten Unterschied der beiden Serien verfolgt werden.

Im Wäldchen nordöstlich des Weilers Ravaisch, 1840–1880 m, Koord. [823,6/204,8] stecken einige grössere, perlschnurartig angeordnete Schollen im Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe, die folgende Gesteine enthalten:

Dunkelgraublaue Kalkschiefer mit gelbbraunen Belägen (analog Unterrhät am Stammerspitz); Kalke mit Zentimeter bis Millimeter grossen, eckigen Dolomitstückchen wie sie für das oberrhätische Niveau der Stammer-Serie typisch sind; dunkelgraublaue, massige Kalkbänke mit Schalenresten (Lumachelle).

Es besteht kein Zweifel, dass es sich um tektonisch verschürfte Rhätkomplexe der Stammer-Decke handelt.

Bei Chè d'Mutt liegt eine einfache Verschuppung vor (Fig. 4). Gips unterostalpiner Herkunft (vgl. p. 355) trennt eine ihrer lithofaziellen Ausbildung nach hochpenninische Lamelle von den hochpenninischen Roz-Schiefern ab.

Nordöstlich Chè d'Mutt steigt die Chaminser Quetschzone (inkl. Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) auf der linken Talflanke des Samnaun, gekennzeichnet durch zahlreiche Linsen fremdartigen Gesteins, weiter an. Wie die geologische Lagerung dieser oft zu beträchtlicher Grösse anschwellenden Schollen ergibt, liegt eine Schuppenzone vor. Im Tälchen nordwestlich Laret tritt auf dessen

rechter Seite eine kleine Quelle über einer Dolomitlinse zutage, die ebenfalls als Anzeiger stark gestörter Lagerung gelten kann.

Während einer eintägigen Begehung wurde der Gesteinsinhalt dieser Schollenzone einer sorgfältigen Prüfung unterworfen (von Tschischanader bis etwa zum Mühlbach nördlich Laret):

1. Als Hauptmasse treten Dolomite auf, deren Korngrösse, Gesteins- und Anwitterungsfarbe, texturelle Eigenschaften stark variieren. Eine sichere Zuordnung zum Hauptdolomit oder zur unterostalpinen Trias ist nicht möglich.
2. Hellgrau verwitternde, dichte Kalke von 1–2 m Bankdicke. Fossilleer. Tektonische und stratigraphische Zugehörigkeit unsicher.
   Kalkmarmore von hellgelblich zu hellgrün wechselnder Farbe erinnern stark an Steinsberger Lias (Tasna-Decke),
3. Kristallin (vgl. p. 354),
4. Spilite.

Das Gebiet befindet sich z. Z. in Bearbeitung durch Prof. J. Cadisch, Bern.

Anlässlich einer im Sommer 1956 vom Berner Institut durchgeführten Exkursion stellten wir am Burgschroffen (1614 m) südöstlich Prutz (vgl. Geologische Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal, W. Hammer, 1914) folgende Verhältnisse fest:

Geringmächtige, von Hammer nicht kartierte Gipslagen stehen östlich P. 889 auf Kote 1065 (nordöstlich Ried, Tirol) an und trennen «bunte Bündnerschiefer» (nach unserer Auffassung Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe) von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» (nach uns hochpenninische Serie). Auf dieser tektonischen Naht entragen von 1300 m an aufwärts eine Anzahl Dolomitkeile dem waldbestandenen Gelände, die ausschliesslich aus einem grauen Dolomit zusammengesetzt sind und deren Unterlage durch grobblockigen, dolomitischen Gehängeschutt leider verdeckt ist. Am Fuss des Burgschroffen, dieser markanten Felsklippe, nordwestlich P. 1614 unterlagert auf 1560 m eine einige m starke, hauptsächlich aus grünlichweissem, sehr hellem, plattigem Quarzitschiefer (ziemlich sicher Malm der Stammer-Serie), atypischen Kalkschieferstücken und Dolomitkomponenten bestehende Breccie den Dolomitklotz. Grüne Diabasschiefer (Spilite) und Rauhwacken sedimentärer Abkunft sind gleichfalls dieser Breccie, die tektonischer Entstehung sein dürfte, eingeschlichtet. Die Zugehörigkeit dieser dolomitischen Schollen zur Stammer-Decke ist wahrscheinlich, ein eindeutiger Entscheid kann aber nicht gefällt werden.

Nachtrag

Am Burgschroffen, der höchsten Erhebung, verwittert der Dolomit örtlich mit späroidaler Absonderung. Kopfgrosse Kugeln mit brecciöser Innenstruktur werden von einer schalig zerfallenden, braunrot verwitternden Rinde aus ?mylonitisiertem Dolomit umschlossen. Diese Gebilde, deren Entstehung wir auf tektonische Vorgänge zurückführen, sind auf Scherzonen innerhalb der Dolomitmasse beschränkt.

Um unsere Auffassung zu stützen, führte Herr S. Schilling, Meersburg/Bern, eine Differential-Thermo-Analyse durch, wofür ihm, wie auch für die Unterstützung bei der Interpretation des Diagramms an dieser Stelle bestens gedankt sei. Eine lufttrockene Probe des tonartigen Schalenmaterials, das positiv auf die Hepar-Probe reagierte, ergab bei der Auswertung der Thermokurve neben einem geringen Gehalt an Pyrit, bzw. Limonit, etwas Kalzit, wenig Terra rossa ähnlichen Substanzen als wichtigere Bestandteile Dolomit, resp. Magnesit ($< 20\%$). Der thermisch inerte Hauptbestandteil konnte mit Hilfe dieser Methode nicht identifiziert werden.

Den Magnesit könnte man sich am ehesten aus dem Dolomit entstanden denken, indem das Kalzium bei der intensiven mechanischen Zertrümmerung weitgehend abwanderte.

Es wäre nicht uninteressant das ungelöste Problem weiter zu verfolgen.

W. HAMMER gab 1914 eine schematische Übersicht der Randzonen des nordöstlichen Teiles des Unterengadiner Fensters, die wir heute, unter Berücksichtigung der Arbeiten von W. MEDWENITSCH (1951, 1952, 1953a und b), wie folgt umdeuten:

Die von Triasschollen begleitete, sog. «innere Zone bunter Bündnerschiefer» ist mit dem Flysch unserer unterostalpinen Basalschuppe und der dieser NW Pfunds verschuppten Zone aufruhende Komplex von «grauen, kalkigen Bündnerschiefern» mit unseren hochpenninischen Roz-Schiefern zu parallelisieren (siehe auch die tektonische Karte von HAMMER, S. 512).

Auch im Nordostteil des Unterengadiner Fensters zeigen die tektonischen Einheiten tiefgreifende Verschuppung.

3. Die Fortsetzung der Stammer-Decke im Westen und Südwesten

Entsprechende, zu dieser Einheit gehörende Gesteine stehen in der hinteren Val Roz bei Cuogn Pedra Grossa, 2590 m an. Es sind bis auf wenige dm ausgewalzte Linsen aus grünem Quarzit. Koord. [819,9/199,92].

Bei Alp Chöglias (500 m NNE P. 2054) in der hinteren Val Chöglias ragt auf 2180–2290 m Höhe ein mächtiger, massiger Kalkkomplex aus den umhüllenden Schiefern hervor (Fig. 23). Eine Repetition der Malmkalke (Verschuppung) ist wahrscheinlich, da eine geringmächtige Ophiolitheinlagerung und brecciöse Lage eine Scherzone andeuten.

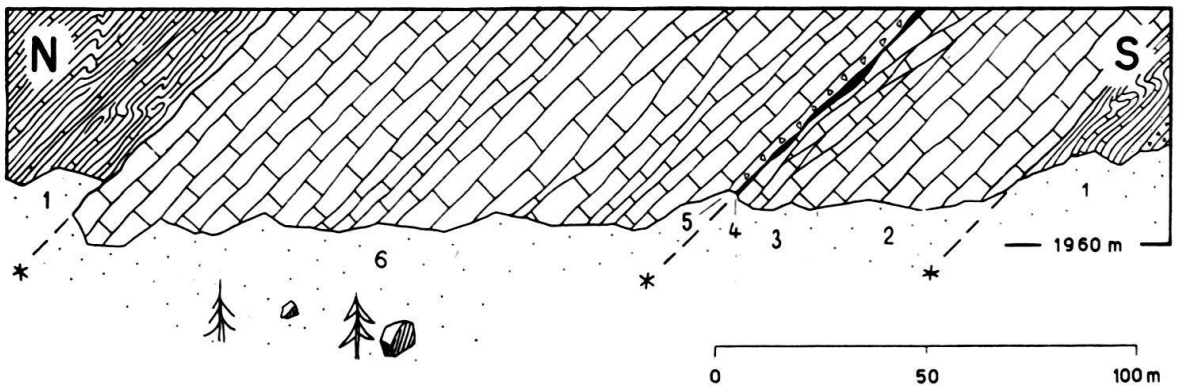


Fig. 23. *Ansichtsprofil des tektonischen Schürflings der Stammer-Decke bei Alp Chöglias* (500 m NNE P. 2054).

Stammer-Decke (Malm)

6 Hellgrauer, ziemlich dichter, mergeliger Kalk.

3 Lichtgrauer, etwas flaseriger, ziemlich dichter Kalk.

2 Auf dem Bruch schwarzblauer, braun verwitternder, feinspätiger Kalk.

5 Einige Zentimeter mächtige Kalkbreccie tektonischer Entstehung.

Ophiolithe

4 Ausgewalzter Spilitschiefer, einige cm, lokal anschwellend.

Unterostalpine Basalschuppe

1 Epimetamorphe, feinblättrige, wechsellagernde Kalk- und Tonschiefer, durch Serizit- und Chloritgehalt etwas grünlich gefärbt. Mit Breccien und Sandsteinen (unterostalpiner Flysch).

Weiter westwärts schneidet die Deckengrenze zwischen unterostalpinem Flysch und hochpenninischer Serie die Brancla westlich Alp Chöglias (P. 2054) und gewinnt an den Osthängen des Piz Valpiglia rasch an Höhe. Bei 2340–2380 m sind einige bis 5 × 10 m grosse, zerbrochene Dolomitlinsen im Schiefer eingebettet (Koord. [818,075/197,975]), deren Kern von stärkerer Kataklase verschont blieb und eine primärbrecciöse Struktur zeigt, wie sie uns nur aus den Dolomiten der Stammer-Serie bekannt wurde.

Der Chaminser Quetschzone wurde von der leichten Geländedepression P. 2564 auf der Spi da la Muranza nach SW bis in die Gegend von Tiral in der hinteren Val Lavèr nachgegangen. Auf dieser ganzen Strecke fehlen Elemente der Stammer-Decke.

Nach freundlicher, mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, Bern, ist im ganzen südwestlichen Fensterteil kein Vorkommen sicher identifizierbarer Gesteine der Stammer-Decke bekannt. Auch dem bei der Ch^{na} da Naluns (2280 m) nordwestlich Schuls durchziehenden Triasdolomit sitzt nach neuesten Beobachtungen von Prof. Cadisch Lias in Steinsberger Fazies (Tasna-Decke) auf. Der Dolomit kann also nicht mit der Stammer-Decke in Zusammenhang gebracht werden (vgl. J. Cadisch, 1934, b).

4. Tektonische Beziehungen zu Nachbarelementen

Durch stratigraphische Vergleiche wurde die Herkunft der Stammer-Serie aus dem oberostalpinen Faziesbereich wahrscheinlich gemacht. Im folgenden sei der Versuch unternommen, durch Vergleich der transportierten, d. h. von primären Strukturelementen der Stammer-Klippe mit denen anderer tektonischer Einheiten die Stammer-Decke auch tektonisch heimzuweisen.

Eine Verbindung nach N, d. h. mit den nördlichen Kalkalpen wie sie R. Staub (1937) postulierte, soll hier nicht diskutiert werden.

Im S stossen wir auf die uns in erster Linie interessierenden Stirnteile der Scarl-Decke. Hier unterschied W. Schiller (1904, 1906) als erster Bearbeiter schon früh zwei sich kreuzende Systeme von Faltenzügen, von denen das erste ENE–WSW, das zweite und schwächere winkelig dazu (SSE–NNW) streicht. Die faltenwerfende Kraft kommt nach Schiller aus SE (Oetzmasse!) und wurde in zwei Komponenten zerlegt (?). H. Eugster (1923), der sich mit dem SE-Rand des Unterengadiner Fensters beschäftigte, sei wörtlich zitiert: «Durch SE–NW-Schub entstanden NE streichende Falten, die später durch einen SW–NE gerichteten Deckenschub, wahrscheinlich in der spätpenninischen Phase, in die NW–SE-Richtung umgedreht wurden.» Von noch grösserem Interesse sind für uns die Detailarbeiten von G. Burkhard (1953). Im sog. Unterbau der S-chalembert-Gruppe herrscht ungefähr die gleiche Streichrichtung der Faltenachsen wie im mächtigen Gewölbe des Unterengadiner Fensters, nämlich N 60° E. Der Oberbau, Hauptdolomit und einen Teil des Lias umfassend, ist wie am Stammerspitz durch Schuppen- und Staffelbruchtektonik gekennzeichnet. Falten mit ähnlichem Streichen wie im Unterbau fehlen nicht. Im Dachstock wurden unter der aus E–NE heranschiebenden Oetztal-Decke[15]) NW–SE streichende Malm-Rollfalten zusammengeschoben. Ver-

[15]) G. Torricelli (1955), dessen Untersuchungsgebiet unmittelbar östlich an dasjenige von Burkard anschliesst, kennt diese Schubrichtung nicht.

schiedene Indizien lassen eine NW–SE streichende Querfaltung im Innern der S-chalembert-Kette vermuten, die mit der von EUGSTER angegebenen, sekundären Schubrichtung übereinstimmt. Nach G. TORRICELLI (1955) ist in der Lad-Gruppe (Scarl-Decke) weder eine Phasenfolge der verschieden gerichteten Massentransporte noch ihre relative Bedeutung erkennbar. Ebenso ist eine saubere Trennung der verschiedenen Bewegungsrichtungen nicht durchführbar. Bei den wellenförmigen Verbiegungen im Oberen Gneiszug kann nicht entschieden werden, ob transportierte oder am Platze entstandene Strukturen vorliegen. Im Unterbau wurden ENE–WSW uud vereinzelte W–E streichende, im Oberbau und Dachstock SW–NE streichende Faltenachsen gemessen. In der Lad-Scholle sprechen Schubflächenlage und Lage der Schichten selbst für einen Schub aus S, die Lage der Scholle für eine Bewegung gegen NW und W–E gerichtete Rutschstreifen in den Dachstock-Sedimenten und die postulierte Blattverschiebung in der obersten Val d'Ascharina für einen Schub in westlicher Richtung. Das Oetztal-Kristallin wurde nach diesem Bearbeiter wahrscheinlich aus E bis SE über die Sedimente der Scarl-Decke und Lad-Scholle geschoben.

Nicht nur die Stirnanteile, sondern auch die zentralen Partien der Unterengadiner Dolomiten (H. BOESCH, 1937) weisen dieselbe Überschneidung west- und ostalpiner Faltenelemente auf.

Es lässt sich trotz anfänglich verwirrender Vielfalt aus diesen Angaben ein Hauptfaltenelement herauslesen, dessen Streichrichtung je nach Bearbeiter und Geländeausschnitt zwischen WSW–ENE und SW–NE pendelt, mit dem SE-Rand des Fensters also annähernd parallel verläuft. Ein weniger ausgeprägter und jüngerer Schub aus SW bis WSW macht sich im Gebiet der Lischana-Gruppe und in den zentralen Unterengadiner Dolomiten bemerkbar. In der gegen NE auskeilenden Scarl-Decke sind im Gebiet des Piz Ajüz und Piz Lad die Verhältnisse aus leicht begreiflichen Gründen schwieriger zu entziffern. TORRICELLI kennt weder in der Scarl-Decke noch in der Lad-Scholle einen Schub aus SW. N bis NNW und W bis WNW gerichtete Kräfte machen sich stärker geltend.

Vergleicht man diese Ergebnisse aus den Unterengadiner Dolomiten mit den in der Stammer-Klippe gewonnenen, so überrascht die Übereinstimmung der strukturellen Elemente (vgl. Fig. 20) und der Phasenabfolge (p. 434) in beiden Einheiten.

5. Die tektonische Stellung der Stammer-Decke

Wird das Baumaterial der Stammer-Decke aus der Scarl-Decke bezogen, taucht sofort die Frage auf, welchen Vorgängen die erste ihre heutige tektonische Stellung verdankt.

M. RICHTER (1930) betrachtet das Unterengadiner Fenster, das er nach C. W. KOCKEL als «tektonisches Reissfenster» bezeichnet, durch eine Deckenzerreissung entstanden, d. h. von der ostalpinen Decke, die als Ganzes nach N wanderte, rissen sich nördliche Deckenteile los, so dass sich eine tektonische Bresche bilden konnte. Zu ähnlichen Überlegungen führen die Untersuchungsergebnisse von E. WENK (1934, b), der die Zusammenhänge des Gneiszuges Pra Putèr – Nauders («Oberer Gneiszug» der alten Geologen) mit der Silvretta-, Ötztal- und Umbrail-Decke (Uinakristallin + Scarl-Decke) überprüfte. Nach WENK keilt der Obere Gneiszug nach N

aus, der Silvrettagneiskeil ist hingegen von oben eingespitzt. In die geschaffene Bresche, die vielleicht von einem Seitenarm des oligomiocänen Ur-Inn in ihrer Anlage mitbestimmt und später erweitert wurde (R. STAUB, 1934, b), drang bei der spätalpinen Aufschiebung der Ötztalmasse auf Silvretta- und Scarl-Decke ein stirnwärtiges Schichtpaket der letzteren Decke. Gleichzeitig wurden Flyschanteile der liegenden Tasna-Decke von ihrer Unterlage abgeschert und nach NW verfrachtet, während die kristalline Unterlage der Scarl-Decke im SE zurückblieb. In diesem Sinne könnte der von J. CADISCH (1950) ausgesprochene Gedanke einer Reliefüberschiebung an der Basis der Stammer-Klippe verstanden werden.

Ist die Stammer-Decke – die Faziesvergleichsstudien lassen dies wahrscheinlich erscheinen – ein Abkömmling der Ortler-Decke, so ist die Verbindung an der Basis der Scarl-Decke und des Oberen Gneiszuges zu suchen. Tatsächlich könnten der Triasdolomitzug von Munt della Bescha (südlich Crap Putèr) und andere Dolomitschürflinge an der Basis der Silvretta-Decke als zurückgebliebene und aus dem Verband gerissene Verbindungsglieder eines mittelostalpinen Elementes angesprochen werden. Das periklinale Umbiegen der Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe wie auch der hochpenninischen Schiefermassen in der nordöstlichen Fensterecke lässt sich indessen ebenso wenig wie im ersten Fall ohne Widersprüche erklären (vgl. W. HAMMER, 1914, p. 512 und J. CADISCH, 1953, p. 413).

Wird die Deckenrepetition im Fenster in eine frühorogene Phase vorverlegt, gestaltet sich deren Deutung wesentlich einfacher. Folgendes Schema des Bewegungsablaufes wäre denkbar:

a) Ein stirnwärtiger Anteil des oberostalpinen Ablagerungsraumes (mittelostalpine Stammer-Decke) wandert, bzw. gleitet über unterostalpines und penninisches Faziesgebiet nach Norden. An der Basis der Schubmasse wird unterostalpiner Flysch (Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) als Gleitmittel mitverschürft.

b) Unterostalpine und penninische Elemente gehen nun ihrerseits auf Wanderschaft, und ein mittlerer Teil des oberostalpinen Sedimentationsbezirkes (heutige Scarl-Decke), ebenfalls im Vormarsch begriffen, überfährt die nördliche Abspaltung der eigenen Decke und kommt auf der Linie Zernez–Nauders zum Stillstand, während die hochpenninischen Schiefer im NW eine enorme Stauchung erleiden. Innerhalb der Tasna-Decke wird deren jüngste Bildung, der Flysch, unter dem Einfluss der Silvretta-Überschiebung (heutiges Flyschgebiet vom Fimbertal–Zeblas–Höllenkar) von älteren Bildungen abgeschert und nach Norden verfrachtet.

c) Die endgültige Aufwölbung der Fensterantiklinale und die An- und Aufschiebung des Ötztal-Kristallins auf Scarl- und Silvretta-Decke vollzog sich nach J. CADISCH (1953) in spätorogener Zeit.

Da der tirolische Südostrand des Fensters, insbesondere der Abschnitt südöstlich Prutz, noch zu wenig erforscht ist, verzichten wir auf jeden weiteren Versuch, den Phasenablauf zu rekonstruieren.

Ophiolithe

Aus Raumgründen legen wir das Hauptgewicht unserer Darstellung auf die geologischen Gesichtspunkte. O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) haben sich mit der Petrographie der Ophiolithe des Fensterinnern