

Wilh. Hammer, Bemerkungen zu R. Staubs „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler“.

Gegen den geologischen Bauplan, den R. Staub in seinem Werke „Bau der Alpen“ für das Gebiet zwischen oberem Inn und dem Eisack aufgestellt hat, sind von Sander, Schmidegg, Dal Piaz und dem Schreiber dieser Zeilen Einwendungen erhoben worden. Für das Gebirge zwischen Engadin und Ortler haben auch schweizerische Geologen (Cadisch, Hegwein, Leupolt, Wenk) z. T. abweichende Ansichten zur Geltung gebracht. R. Staub gibt nun in der im Titel genannten Abhandlung, die 1937 in den Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Gesellschaft (72. Bd., Abh. 1) erschienen ist, um jenen Einwendungen Rechnung zu tragen, unter Aufrechterhaltung seiner Einteilung in ober-, mittel- und unterostalpine Decken eine neue Untergliederung und Abgrenzung der Decken für den genannten Raum.¹⁾

Die oberostalpine Ötztaleraldecke umfaßt nun die ganzen Ötztaleralpen bis zur Etsch und setzt sich gegen Osten zusammenhängend durch einen schmalen Korridor über Mauls, Vord. Ahrntal in das Altkristallin des oberen Drautales fort. Gegen Westen setzt sich das Oberostalpin sehr stark eingeeengt entlang der Judikarielinie in das obere Nocetal und über den Tonalepaß in die Bergamaskeralpen fort. Die mittelostalpine Campodecke beschränkt sich dementsprechend auf den Bereich südlich der Linie Meran—Prad—Piz Lad i. Münstertal—Quatervals. Was nördlich dieser Linie und westlich des Westrandes der Ötztaleraldecke liegt, wird nun als Scardecke zusammengefaßt und dem Oberostalpin, der Silvrettadecke im weiteren Sinne, zugeordnet. Die Scardecke wird als ursprünglicher Kopfteil der Silvrettadecke aufgefaßt, der von der Kernmasse der Silvrettadecke überfahren worden ist. Staubs Profilschema (Fig. 6) zeigt die Scardecke als unterste der drei gleitbrettartig übereinandergeschobenen Teilschubmassen der Silvrettadecke im weiteren Sinne.

Die dergestalt verkleinerte Campodecke setzt sich nach Staub im besprochenen Bereiche zusammen aus der Umbrail- und der Ortlerdecke.

Die Abtrennung der Umbrail- von der Scardecke ist aber weder stratigraphisch, bzw. petrographisch noch tektonisch begründet. Das Kristallin beider Decken ist das gleiche Ötztalerkristallin: Biotitparagneise, größtenteils in der Fazies der Phyllitgneise, Glimmerschiefer und Orthogneise (Augen- und Flasergneise, auch Muskowitgranitgneise), wenig Amphibolit; das quantitative Verhältnis entspricht dem in den südlichen Ötztaleralpen. Die Triasserie des Unterbaues der Engadiner Dolomiten setzt sich, wie die Karte von Spitz und Dyrenfurth klar zeigt, von der Lischannagruppe über Buffalora und Piz Turettas unmittelbar in die „Umbrailtrias“ fort, u. zw. in das Nordprofil des Piz Lad und in den Hauptdolomit des P. Umbrail. Die Raiblerschichten des Nordprofils finden in stark verminderter Mächtigkeit an der Ostseite des Umbrail—Lad-Kammes ihre Fortsetzung bis unter den Dolomit des P. Umbrail. Die Raiblerschichten sind im Nordprofil synklinal mit Hauptdolomit verbunden und schließen an der W-Seite des P. Lad unmittelbar an den vom Rimssee bis zum Umbrail sich ausbreitenden

¹⁾ Die nachfolgenden kritischen Bemerkungen beschränken sich auf jene Teile des von Staub behandelten Gebietes, welche mir aus meiner Tätigkeit als Aufnahmegeologe genauer bekannt sind.

Hauptdolomit an; der gleiche Verband ist auch an der S-Seite des Piz Turettas vorhanden.

Die fazielle Übereinstimmung der Raiblerschichten beiderseits der von Staub angenommenen Deckengrenze Scarldecke-Campodecke wird auch durch das von A. Spitz¹⁾ aufgefundene Vorkommen von Diabastuff (gleich jenem der Zone P. Lad—Turettas) am Mt. Solena (Stelviozone Staubs) bestätigt.

Auch W. Hegwein²⁾ vereint auf seiner Kartenskizze das Mesozoikum des Umbrail—Lad-Kammes mit jenem der Lischannagruppe als „Sedimente der Umbraildecke“, ebenso wie er das Kristallin des Münstertales mit jenem des P. Umbrail und der Ciavalatschbasis als „Kristallin (und Verrucano) der Umbraildecke“ zusammenfaßt. Die gleiche Auffassung zeigen auch seine, der gleichen Publikation beigegebenen Profile.

Durch den Zusammenhang der Trias des Umbrail mit jener des P. Lad, der Münstertaleralpen und Lischannagruppe entfällt die Zuteilung zu zwei getrennten Decken (Scarl- und Umbraildecke) und ebenso die im Felde nicht sichtbare und sehr gezwungen aussehende pilzartige Verbindung der kristallinen Deckscholle Piz Chazfora—Rims—Lad mit dem basalen „Sesvennakristallin“ dieses Kammes auf Staubs Profil 5. Einem solchen Pilzstiel widersprechen auch die geschlossenen Falten, welche die Umbrail-Lad-Trias nach Spitz's Profilen unter den weiter westlich gelegenen Kristallindeckschollen des Mt. Praveder, Mt. Forcola und Cucler d. Jon d. O. bildet. Der einheitlichen Triasdecke Umbrail—Piz Lad gehört nördlich des Münstertales jene des P. Starlex und der Lischannagruppe an.

Die Zusammengehörigkeit des Münstertalkristallins (Scarldecke) mit dem Brauliokristallin (Umbraildecke) wird außer der völligen petrographischen Übereinstimmung ersichtlich in ihrem unmittelbaren Zusammenhang und ihrer Lagerung an der N- und O-Seite des Ciavalatschkammes. Die Orthogneise der rechten Seite des Münstertales streichen ONO bis NO mit Einfallen gegen SO; am N-Ende des Bergzuges schwenken sie gegen OW um und südlich von Glurns dreht sich das Streichen des Kristallins über NW—SO in NS herum und leitet so in den östlichen Gegenflügel der großen, flachen Syncline über, welche den Sockel des Ciavalatschkammes bildet. In ihm herrscht im allgemeinen NS-Streichen (bei westlichem Einfallen), das im südlichen Teil dann in das OW-Streichen des Kristallins der Umbrailbasis im obersten Muranzatales umbiegt (siehe Blatt Glurns—Ortler der österr. geol. Spezialkarte).

Eine Störung dieses Schichtenverlaufes besteht im oberen Teil des Lichtenbergergrabens und am Großmontoni, wo ONO-Streichen mit südlichem Einfallen sich einschiebt. Es treten hier zwei untergeordnete Störungen auf, welche wohl den Anhaltspunkt für Staubs Konstruktion seiner Deckengrenze (Scarldecke—Umbraildecke) an dieser Stelle gegeben haben mögen. Die eine an der O-Seite des Plaschweller ist eine tiefere, parallele Bewegungsfläche zu jener an der Basis der Deckscholle des Ciavalatschkammes. An ihr sind die Gneise und Glimmerschiefer des Plaschweller auf die Phyllite des Glurnserköpfels flach aufgeschoben, an der W-Seite des Kammes läßt sie sich nicht weiter verfolgen. Die andere Störung verläuft am O-Kamm

¹⁾ Spitz u. Dyrenfurth, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 44. Lfg., 1915, S. 55.

²⁾ Jahrb. d. phil. Fak. Univ. Bern, II., Bd. 7, 1927.

des Großmontoni ungefähr parallel zur Trafoi—Praderlinie; im tieferen Gehänge ist sie durch die Diskordanz in den Gneisen kenntlich, ihre Fortsetzung nach oben wird durch kleine Schollen von Triasdolomit wahrscheinlich gemacht. Ob ein Zusammenhang zwischen der Großmontonistörung und jener am Plaschweller besteht, ist durchaus fraglich, da der Phyllit des Gurnserköpfels von jenem am Neurastboden am Rücken zwischen Gutfall- und Alptal durch Phyllitgneis und Schuttbedeckung geschieden ist. Die Gehänge ober Agums und Lichtenberg liegen in dem Winkel zwischen Trafoierschubfläche und der Fortsetzung der Schlinigerlinie am linken Etschgehänge, so daß das Auftreten von Schichtknickungen und lokalen Dislokationen daraus erklärt werden kann. Daß es sicher aber auch bei Verbindung der genannten zwei Störungen zu einer Bewegungsfläche nur um eine lokale Störung und nicht um eine Deckengrenze zwischen Mittel- und Oberostalpine sich handelt, geht daraus hervor, daß die zwischen dem Phyllit des Gurnserköpfels und jenem des Plaschweller liegenden Gneise (Ortho- und Paragneis) ungestört in die Gneismasse über dem Phyllit des Neurastbodens fortsetzen und so auf der Stillseralm mit den Gneisen des oberen Trafoiertales und damit auch des Umbrail in direkte Verbindung treten.

Die von R. Staub angenommene Deckengrenze Scarl—Umbrail würde an der O-Seite des Ciavalatschkammes also die Gneisserie quer zu ihrem regionalen Verlauf durchschneiden. Diese Gneise werden erst entlang dem Trafoiertal an der Schubfläche Stillserjoch—Prad tektonisch gegen O abgegrenzt, d. h. an der Grenze zwischen Umbrail- und Ortlerdecke nach Staub.

Auf der der Abhandlung von Staub beigegebenen tektonischen Übersichtskarte (Taf. II) setzt sich im Vintschgau das Umbrailkristallin entlang der Etsch bis etwa nach Naturns fort. Da die Orthogneise nördlich der Etsch zwischen Spondinig und Sehlanders als Fortsetzung der Münstertalgneise wohl dem von Staub eingetragenen östlich auslaufenden Ende seiner Scarldecke entsprechen (genauere topographische Anhaltspunkte enthält die Karte nicht), so bleibt für jene Fortsetzung des Umbrailkristallins entlang der Etsch nur der N-Rand der Laaser- und Ultentalerberggruppe übrig. Diese Gehänge werden aber von Laaserschichten eingenommen, die nach Staubs Deckenordnung dem Kristallin der Ortlerdecke zuzurechnen wären, da sie noch nahe bei Sulden und im oberen Marteltal in der kristallinen Unterlage des Ortlers anstehen. Die Einzeichnung der Zupanell—Stiereck-Überschiebung und die Eintragung des nördlich von ihr gelegenen Bereichs als Ortlerkristallin auf der genannten Übersichtskarte bestätigen dies. Die Gesteinsserie aber, welche den N-Abfall der Laaser- und Ultenerberge zur Etsch bildet, läßt sich keinesfalls auf zwei Decken aufteilen. Der Verlauf der Trafoi—Praderlinie bis zur Schuttsohle des Etschtales schneidet zudem eine Verlängerung des Brauliokristallins südlich der Etsch ab.

Möglicherweise tritt die Trafoier Schubfläche bei Prad in den Bewegungshorizont der Schlinigerlinie an der linken Talseite des Etschtales ein. O. Schmidegg¹⁾ spricht die Vermutung aus, daß ein Teil der Serizitphyllite der Vintschgauer Sonnenberge Stirnteile der nach N überkippten Laaserschichten sein könnten. Die „Matscherdeckescholle“ wird sich kaum von

¹⁾ Jahrb. d. G. B. A. 1936. S. 132.

anderswo ableiten lassen, als aus den Laaserschichten und Granatphylliten südlich der Etsch.¹⁾ Nach Staubs Deckengliederung läge dann hier Mittelostalpin auf Oberostalpin.

Im mittleren Vintschgau verschwindet nach Staub die Scarldecke unter dem Rand der Ötztalerdecke und im unteren Vintschgau ebenso die Umbraildecke (bzw. das Kristallin beider Decken) und das Kristallin der Ortlerdecke grenzt weiterhin bis Meran an die Ötztalerdecke. Demgegenüber ist zu bedenken, daß die Quetschzonen, welche an den Vintschgauer Sonnenbergen als die Fortsetzung der Schliniger Überschiebung (und eventuell auch der Trafoier Überschiebung) betrachtet werden können, nicht in die Sohle des Etschtals austreichen, sondern an den linksseitigen Berghängen und gegen O immer höher ins Gebirge hinaufzücken, bis sie vor Erreichung des Schnalstales zwischen den Ötztalergneisen auslaufen. Schmidegg hat die östlichsten Ausläufer unter der Marzellspitze angetroffen. Die Ötztalergneise — darunter die großen Augengneismassen des äußeren Schnalstales — stehen hier also durch die zwischen und unter den Quetschzonen anstehenden Gneiszüge in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Ostende der Münstertalergneise und durch sie mit der Ciavalschbasis, d. h. mit der Scarl- und Umbraildecke, womit die Zurechnung beider zum Oberostalpin bestätigt wird. G. B. Dal'Piaz²⁾ hat aus diesen Verhältnissen ebenfalls auf die Zusammengehörigkeit der Umbrail- und auch der Ortlerdecke mit der Ötztalerdecke geschlossen. Aus obigen Gründen können die Quetschzonen auch nicht mit der Penserzone in Verbindung gebracht werden.

Nimmt man an, daß die Trafoierlinie unter den Alluvionen des Etschtals sich von Prad gegen O fortsetzt, so würde sie von Prad bis Meran die Laaserschichten vom Ötztalerkristallin trennen. Erstere folgen dem Südrand der Talsohle bis Forst bei Meran und finden dort jenseits des Etschtals ihre Fortsetzung in der marmor- und pegmatitreichen Schieferzone entlang dem Nordrande des Hfingergranites. Die Marlingerquerstörung bildet keine Unterbrechung ihres Verlaufes, zudem sie sich auch nicht über das Etschtal nach N weiter verfolgen läßt. Die Laaserzone steht im vorderen Passeiertal mit dem Ötztaler Oberostalpin durch Übergänge in engstem Verband. Laaserschichten und Ötztalergneise passen sich im Streichen in gleicher Weise dem NO-Verlauf des Granitrandes an. Staub rechnet dementsprechend auch das ganze Kristallin des Passeiertales bis zum Granitrand zum Ötzkristallin, die Penser- und Jaufentrias werden als gegen S rückgefaltete Reste der oberostalpinen Triasbedeckung erklärt, und es findet in dieser Form sogar der zentralalpine Fächer in den Ötztaleralpen wieder seine Anerkennung.

Diese östliche Fortsetzung der Laaserzone des Vintschgaues ist demnach auch bei Staub oberostalpin.

In der Laasergruppe selbst verbreiten sich die Laaserschichten von der Etsch bis Trafoi (Zumpanell) und kommen unter dem sie überdeckenden Quarzphyllit des Ortlerkristallins bei Sulden und im Pedertal wieder zum Vorschein, gehören also jedenfalls der kristallinen Basis des Ortlers an. Staub trägt dem Rechnung, indem er die Laaserschichten in der Ortler- und Laasergruppe zum Mittelostalpin stellt. Dieselbe Gesteinszone wäre

¹⁾ Verhandl. d. G. B. A. 1931, S. 185.

²⁾ Atti d. reale Accad. d. sc. di Torino, 75. Bd., 1935/36, S. 16.

also westlich der Etsch mittel- und östlich der Etsch oberostalpin, wofür die Marlingerstörung sicher keine Begründung gibt. Nimmt man die Laaserschichten westlich der Etsch als Oberostalpin, so ergibt sich in der Laasergruppe wieder eine weite Überschiebung von Oberostalpin durch Mittelostalpin oder man muß sich dazu entschließen, auch die ganze Ortlerdecke zum Oberostalpin zu stellen, bzw. mit der Ötztalerdecke zu vereinigen, wie es G. B. Dal Piaz bereits getan hat.

An der Zusammengehörigkeit der Laaserschichten östlich und westlich von Meran ist kein Zweifel; Sander hat dies bereits 1921 festgestellt und die Serie weiter nach O bis ins Pustertaler Altkristallin verfolgt; eine gleiche Gesteinsserie begleitet den S-Rand des Schneeberger Gesteinszuges¹⁾ (auf Staubs Taf. II liegen auch diese Laaserschichten im Oberostalpin.) Wenn man annimmt, daß die Trafoierlinie sich bei Prad in die Quetschzonen der Sonnenberge fortsetzt, ergibt sich für die unter diesen Dislokationsflächen liegendem Gneiszüge die Zugehörigkeit zur Ortlerdecke und gleichzeitig zur Ötztalerdecke, da sie ostwärts im Schnalsertal sich mit dem Ötztalerkristallin vereinigen. Damit ist dann die Zurechnung der Laaserschichten des Vintschgaues zum Oberostalpin gegeben. Gleichzeitig löst sich damit auch die oben erwähnte Schwierigkeit, daß die aller Wahrscheinlichkeit nach der Laaserzone entstammende Matscher Deckscholle auf dem Ötztalerkristallin liegt. Weiter unten werden aus dem Gebiet Marlingerjoch—Ultental ebenfalls noch Verhältnisse aufgezeigt, die für eine Zugehörigkeit des Ortlerkristallins zum Oberostalpin sprechen.

R. Staub versucht es nun, die Laaserschichten des Vintschgaues um das Marlingerjoch herum mit der marmorhaltigen Schieferzone im oberen Ultental zu verbinden und sie so mit den Tonaleschiefern als ihre Wurzelzone in Zusammenhang zu bringen.²⁾ Der nördliche Ultentalerkamm ist, im großen betrachtet, synklynal gebaut, was besonders in den den Kamm einnehmenden Phylliten deutlich zum Ausdruck kommt. Man könnte daher, trotz der Marlingerstörung, die marmorführenden Serien der beiden Bergflanken als in der Tiefe miteinander verbunden annehmen. Allerdings bildet sehr wahrscheinlich der Nordschenkel der Syncline nicht eine einfache Schichtfolge, sondern einen durch Schuppung oder Faltung komplizierten Schichtstoß. Keinesfalls aber können die beiden Marmorzonen als Wurzel und Decke in der Scheitelwölbung der Ortlerdecke (Staub, S. 67) miteinander verbunden werden. Außerdem liegen die Marmore von St. Walpurg und St. Nikolaus im Ultental noch in den Paragneisen von Staubs Ortlerdecke und nicht in den Tonaleschiefern. Auch C. Andreatta³⁾ zieht die

¹⁾ Sander B., Jahrb. d. G. B. A. 1921 u. Schlernschriften, 16. F., Innsbruck 1929 u. a. O.

²⁾ R. Staub schreibt S. 67: „jene längst bekannte Störungslinie von St. Vigil und Marlingerberg, die ihrerseits ob der Töll mit ihrem Nordweststreichen unzweideutig in die Furchen des Vintschgaues oder, besser gesagt, in die Basis der Ötzmasse weist“. Die Marlingerstörung verläuft aber NNO; mit dem NW-Streichen meint Staub vermutlich die Kalke ober Quadrat, die z. T. NW bis WNW streichen, und den Augengneis von Egart, der WNW streicht. Sonst herrscht westlich der Störung durchwegs ÖW-Streichen (im nördlichen Teil) und NO bei St. Vigil, östlich der Störung streichen die Schichten NO, bei St. Vigil NS. Die Schichten am Marlingerjoch weisen also, von den zwei örtlich beschränkten Ausnahmen abgesehen, durchaus gegen Meran und nicht in den Vintschgau.

³⁾ Atti dell'Accad. Veneto-Trentino-Istriana, 23. Bd., 1932.

Grenze von Mittel- und Oberostalpin südlich, bzw. östlich von jenen Mar-
moren durch. Mit dieser Grenzlinie deckt sich die von Staub angenommene
Abgrenzung der Basis der Ortlerzone gegen die Tonalezone: Rabbi—Mt.
Stanga (Kachelstubscheid)—Vord. Ultental—Marlingerjoch der Lage nach
(Staub, S. 66).

R. Staub vermutet, daß die Trennungslinie zwischen Tonaleschiefer
und der südlich von ihnen gelegenen „Zone des Mt. Pin“, welche er als
Wurzelzone (Silvrettawurzel) betrachtet, in die Marlingerstörung einmündet
und längs ihr die Tonaleschiefer in sehr ausgedünnter Form mit den Laaser-
schichten des Vintschgaues in Verbindung stünden. Die Marlingerstörung
würde sich demnach nach St. Pankraz im Ultental fortsetzen und von dort
bis ins obere Maraunertal mit der Judikarienlinie nahezu oder ganz zu-
sammenfallen.

Nach meiner 1903 ausgeführten (nicht veröffentlichten) Kartierung
1 : 25.000 streicht vom obersten Gehänge des Peilstein ober St. Walpurg
eine Gneiszone, welche durch Einlagerung ausgedehnter Lager von Muskowit-
orthogneis, Amphibolit und quarzifischen Schiefen ausgezeichnet ist. über
das Kirchenbachtal (bei Bachmann) und Hagenbachtal bis ober Pawigl,
etwas tiefer am Gehänge begleitet sie eine zweite gleich zusammengesetzte
über Hagenbach, Steinberger, Pawigl, welche sich bis ober Tschermers ver-
folgen läßt. Beide Gesteinszüge streichen NO (bei Walpurg—St. Helena
mehr ONO, nördlich St. Pankraz dreht sich das Streichen mehr gegen NNO)
und fallen steil berglein (NW). Sowohl eine Verlängerung der Marlinger-
störung nach St. Pankraz als auch die von C. Andreatta angenommene
Deckengrenze St. Vigil—Halsmann—St. Walpurg müßten diese Gesteins-
zonen schräg durchschneiden.

Die Judikarienlinie verläuft vom Ausgang des Maraunertales an gegen
N nahe dem W-Rand der Kreuzbergtonalitmasse nach Meran und an den
N-Rand des Iffingergranites und bleibt von der Marlingerstörung durch die
ungefähr 3 km breite Zone von Paragneisen mit den obengenannten Ein-
lagerungen getrennt.

Möglicherweise bilden die steil gestellten und ONO bis NO gerichteten
Verwerfungen, welche im höheren S-Gehänge des nördlichen Ultentalerkammes
vielfach zu beobachten sind, Fortsetzungen der Marlingerstörung, doch ist ihr
Zusammenhang nicht erwiesen. Sie würde dabei jedenfalls innerhalb der
Ortlerdecke bleiben und im obersten Ulten in ihr endigen. Es kommt ihr
also auch in diesem Falle nur der Charakter einer lokalen Störungszone zu.
Zu dem gleichen Schlusse ist auch Dal Pia¹⁾ gekommen und hat neuestens
beide obigen Kombinationen mit der Marlingerstörung abgelehnt.²⁾

Die Gneiszone zwischen Judikarienlinie und Marlingerstörung findet bei
Meran den Anschluß an das Ötzkristallin; nach Staubs Darstellung liegt sie
an der O-Seite des Marlingerjochs in der oberostalpinen Wurzelzone. Diese

¹⁾ GB. Dal Pia^z, Studi trentini di scienze naturali. Bd. 18, Heft 3, Trento 1937,
S. 244 u. f.

²⁾ Der weitere Verlauf von Andreattas Deckengrenze Tiroliden-Grisoniden von
St. Walpurg über Kachelstubscheid zum Klapibergjoch würde nach meinen Aufnahmen
auf Blatt Cles (österreich. geol. Spezialkarte 1 : 75.000) auf letzterer Strecke wieder quer
über die Schichtenzüge verlaufen, welche Schwierigkeit sich durch Einbeziehung der
dort nicht seltenen nachkristallinen, lokalen Störungen kaum beheben läßt. Schmidegg
(l. c. 1937) hat sich in gleichem Sinne zu dieser Deckengrenze geäußert.

oberostalpinen Gneise streichen aber bis ins oberste Ultental und bilden die Unterlage der vom Ultenerkamm bis nach Val Zebbru reichenden Phyllite der Ortlerbasis, also ein weiterer Hinweis auf die Zugehörigkeit des Ortlerkristallins zum Oberostalpin.

Von typischen Vertretern der Tonaleschiefer ist zwischen St. Vigil und St. Pankraz nichts zu sehen; die Tonaleschiefer des südlichen Ultenerkammes enden im Maraunertale an der Judikarienlinie, wobei ihr Streichen sich randlich dem der Judikarienlinie nähert. Aber auch die nördlich an die Tonaleschiefer angrenzenden Paragneise am rechten Talgehänge des Ultentales werden noch gutenteils von der Judikarienlinie abgeschnitten. Es sind zweiglimmerige Schiefergneise, wie sie auch am linksseitigen Talhang verbreitet, aber oft in Phyllitgneise umgewandelt sind. Als Tonaleschiefer charakterisiert ist erst die dem südlichen Ultenerkamme folgende Zone, in welcher die Olivinfelse und die kinzigitischen Gneise auftreten. Eine „reine Trennung“ (Staub, S. 67) gegen die Schiefergneise besteht keineswegs, die Kinzigitgneise sind durch Übergänge mit ihnen verbunden und wechselagern mit ihnen; die Olivinfelse halten sich vorwiegend an die Hauptkammregion. Der gleiche unscharf abgegrenzte Verband besteht aber auch mit den an der SO-Seite anschließenden Paragneisen von Staubs „Mt.-Pin-Zone“, die er als Wurzelzone des Oberostalpin ansieht.¹⁾ In dieser Mt.-Pin-Zone kommen aber in den gewöhnlichen Schiefergneisen auch noch Olivinfelse vor: in Val Bajarda, auf Le Mandrie, Saß del Anel (siehe Blatt Cles) und am Mt. Pin selbst (siehe Schmidegg 1937, S. 129). Will man also die Gneise an der rechten Seite des Ultentales noch zu den Tonaleschiefern (mittelostalpine Wurzelzone) rechnen, so muß man folgerichtigerweise auch die ganze Mt.-Pin-Zone gleich einordnen und auf eine Ableitung der Ötztaldecke aus dieser Zone verzichten.

Eine tektonische Selbständigkeit läßt die Zone der Tonaleschiefer zwischen Ultental und Nocetal nicht erkennen. Petrographische Übereinstimmung mit dem Braulokristallin ist ebensowenig festzustellen: dem Braulokristallin fehlen nicht nur die Olivinfelse und die kinzigitischen Gesteine, sondern es fehlt ihr auch die für die Tonalezone im oberen Nocetal so charakteristische starke pegmatitische Durchtränkung, und Marmor ist in ihr nur durch so kleine und wenige Vorkommen vertreten, daß man ihn kaum als Stütze für eine petrographische Parallelisierung heranziehen kann.

Für die Mt.-Pin-Wurzelzone führt R. Staub als ein besonderes Kennzeichen, das sie mit den Ötztaleralpen gemein hat, die Querstrukturen an, welche ich 1902 als querverrückte Schollen beschrieb, während O. Schmidegg sie auf Grund besonderer Untersuchungen als Schlingenstruktur (mit nachträglicher Zerbrechung) erkannt hat. Diese Strukturen beschränken sich aber keineswegs auf die Mt.-Pin-Zone, sondern treten ebenso in typischer Ausbildung und großer Entfaltung in der Tremeskagruppe und in der Berggruppe zwischen Tonalepaß und Pejo auf, also in Staubs mittelostalpiner Wurzelzone. Auch im nördlichen Ultenerkamm (Ortlerdecke) habe ich solche Querstrukturen beobachtet, die wohl auch gleicher Entstehung sein dürften.

¹⁾ Gleiches beschreibt auch C. Andreatta, Memorie d. museo d. stor. naturale della Venezia tridentina. 3. Bd., 2. Heft, 1935, S. 13.

Abgesehen von dieser Ungebundenheit ihres Vorkommens erscheint es mir aber unwahrscheinlich, daß derartige Strukturen mit dem Mechanismus einer Wurzelzone vereinbar sind. Denn auch wenn man nicht mehr auf dem Standpunkte der primitiven Deckenlehre steht, so ist doch auch bei einer Definition von Wurzel und Decke, wie sie sich in Staubs Profilen äußert, eine Deckenwurzel ein Ort gesteigerter mechanischer Beanspruchung und deshalb wenig geeignet zur Erhaltung vortektonischer Großstrukturen. Staub bezeichnet sie ja selbst als alte Strukturen und steht damit in Übereinstimmung mit Schmidegg, der sie aus petrographischen und tektonischen Gründen für älter als die alpine Faltung befunden hat (l. c. 1937, S. 147). Ein Argument für die Altersbestimmung der Schlingen geben u. a. auch die Diabasgänge, welche die Ötztaleralpen in großer Zahl, teils einzeln, teils in Scharen, durchschwärmen. Ihre Gangzüge durchsetzen unbeeinflusst von dem Schlingenbau das Gebirge, sind also jünger als die Schlingenbildung; anderseits sind die Gänge in den Ötztaleralpen älter als die Aufschiebung des Ötztalerkristallins auf die Engadiner Dolomiten (Gänge in den kristallinen Deckschollen der Lischannagruppe).

Bei R. Staub bildet die Mt.-Pin-Zone den schmalen Verbindungsstrang, welcher das Ötztalerkristallin über den Tonalepaß mit dem Kristallin der orobischen Kette als oberostalpine Wurzel verbindet. Der ursprüngliche Zusammenhang zwischen zentralalpinem und südalpinem Kristallin in diesem Gebiete wird von der insubrischen Linie durchschnitten; der Stavelgneis liegt bereits nördlich von ihr, sie bildet keine Decken, bzw. Wurzelgrenze, sondern durchschneidet die vermeintliche ostalpine Wurzelzone zwischen Fucine und Dimaro, wo sie an der Judikarielinie endet. Der ehemalige unmittelbare Zusammenhang des zentral- und südalpinen Grundgebirges wird durch die Durchschneidung nicht verneint, da die insubrische Linie nach H. P. Cornelius eine spätere steile Aufschiebung des nördlichen über das südliche Gebirge ist.

Aus dem Obigen ergibt sich, daß den Staubschen Wurzelzonen eine Abgrenzung untereinander und gegen die Ortlerdecke fehlt, denn auch die Bäderlinie Rabbi—Pejo ist dazu nicht ausreichend, weil sie gegen W, wie aus den neuen Untersuchungen von H. P. und M. Cornelius¹⁾ hervorgeht, schon im Val del monte endet und gegen O sich auch nur bis zum Klappbergjoch verfolgen läßt, also nur lokalen Charakter besitzt.

Das ganze Kristallingebiet zwischen dem Vintschgau und dem Nocetal bildet eine tektonische Einheit, die im N mit dem Ötztalerkristallin zusammenhängt. Mit letzterem stimmt auch sein Gesteinsbestand und seine Metamorphose im wesentlichen überein; seine Tektonik gibt keinen Anlaß, Teile von ihm als Wurzelzone den nördlichen Gebieten gegenüberzustellen.

Den Ortho- und Paragneisen, welche den Grundstock dieses Gebirges bilden und jenen der Ötztaleralpen entsprechen, sind die Tonale- und Laaser-schichten als faziell verwandte Ablagerungen primär aufgelagert und im allgemeinen synklynal eingefaltet, ähnlich wie die mineralreichen, marmorführenden Glimmerschiefer des Passeiertals (Kreuzspitze). Dasselbe Verhältnis zu dem Gneissockel besitzen die kalklagerführenden Phyllite des Ulten- und Martelltales.

¹⁾ Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M., Denkschriften d. Ak. d. Wiss., Wien, Mathem.-naturw. Kl. 102, Bd. 1930.

Die Erfahrungen und Beobachtungen aus meiner Aufnahmestätigkeit in dem betrachteten Teile der westlichen Tiroleralpen bestätigen also die Stellungnahme von GB. Dal Piaz zu Staubs neuem tektonischem Bauplane. Auch A. Streckeisen¹⁾ betrachtet dieses Gebiet als einen großtektonisch einheitlichen Block.

Zum Schlusse noch ein paar Bemerkungen zum tektonischen Aufbau der mesozoischen Schichten in der Ortlergruppe, wie er von R. Staub und von seinem Schüler U. Kappeler²⁾ dargestellt wird.

Staub erklärt ihn, wie schon im „Bau der Alpen“, ausschließlich durch N-, bzw. NW-Schub der Decken, wobei er nun eine Unterteilung in „Zebra-Zone“ und „Stelvio-Zone“ vornimmt, die durch die Rhätschiefer der Fraele-Zone voneinander getrennt sind.

Den Ausgangspunkt für alle bisherigen Deutungen bildet die Fraele-Mulde, welche von Schlagintweit, Hammer und Spitz als primäre, gegen S überkippte, nach unten geschlossene Synklinale (Doppelmulde) gedeutet wurde, hauptsächlich auf Grund der Aufschlüsse im Brauliotal und im Valle Forcola. Leupold erklärt sie durch Rückschiebung. Staub bestreitet in seiner neuen Abhandlung den Muldencharakter und weist die Dolomite des Hangend- und des Liegendschenkels derselben seinen zwei Teildecken des Ortlermesozoikums zu; der Dolomitsattel, der die Mulde doppelt, erscheint ihm als ein bei der N-Bewegung in die Fraele-Zone eingespießter Dolomitkeil der Stelvio-Zone. Aber bei Staubs Profilansicht der W-Seite der Bocca di Braulio (Staub, Fig. 2) — die allerdings sehr stark verschieden ist von den nach Photos gezeichneten Bildern bei Schlagintweit und Hammer — wird man kaum leugnen können, daß die Erklärung des mittleren Dolomits als verdrückter Antiklinalern zwischen zwei südwärts überfalteten Teilmulden der Rhätschiefer näherliegend ist als die Staubsche Deutung, zudem der „Dolomitkeil“ selbst sehr deutlich die oben geschlossene, nach S überkippte Sattelbiegung der Schichtbänke zeigt. Kappeler hat bei seinen neuen Felduntersuchungen gefunden, daß der untere Muldenschuß nicht vollständig ist, sondern ein schmaler Zug von Rhätschiefern ihn durchbricht, was auch auf Schlagintweits Zeichnung schon angedeutet ist nach Art eines kleinen Verwurfes in der sonst einheitlichen Muldenbiegung. Daß in dieser zusammengeklappten Doppelmulde nahe unter der Hauptüberschiebung des Braulio-kristallins eine heftige tektonische Durcharbeitung der Schichten, sowohl in der Kleinfaltung als durch Bildung von Gleitflächen und Schuppungen erfolgte, ist nichts Ungewöhnliches und hebt die Deutung als Mulde nicht auf.

Ausgedehnt und tief aufgeschlossen ist der Zusammenschluß des Dolomits ober den Rhätschiefern mit jenem im Liegenden im Hintergrund des Trafoier Tales zu sehen infolge des Aushebens der Fraele-Mulde gegen O (Pleißhorn, Tabarettakugel, 3 Brunnen, Vord. Madatschkogel). Staub deutet dies als „Einwicklung“. Die sorgfältigen Detailzeichnungen des Madatschkammes von Kappeler (K.: Fig. 9 und Taf. 2) geben ein deutliches Bild einer von N gegen S (SO) überschlagenen Mulde mit angeschlossenen Detailsätteln, das auch die wirren Verknäuelungen der Rhätschiefer im

¹⁾ „Studi trentini di sc. nat.“. Rivista d. soc. di studi p. l. Venezia tridentina, 18. Jahrg. 1937, 3. Heft, S. 252.

²⁾ U. Kappeler, Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Zürich 1938, Buchdruckerei Fluntern.

Kern und die Gleitflächen in den beiden Dolomitschenkeln wenig beeinträchtigen. Auf Fig. 8 von Kappeler (Querschnitt Stilfsersjoch—Geister Spitze) sieht man die Rhätschiefer in zwei schmalen gefalteten Keilen nach unten (N) zwischen Dolomit ausspitzen und den trennenden Dolomit von dem die Keile oben verbindenden Rhät überwölbt. Also auch das Bild einer „Doppelmulde“. Der nördliche, schon nahe unter der Braulioüberschiebung gelegene Rhätkeil ist durch eine parallele Schubfläche von dem hangenden Dolomit abgetrennt, wie die hier eingeklemmten Raibler-Schichten anzeigen. Auf Staubs Gesamtprofil der Ortlergruppe (Staub, Fig. 1) erscheint das Rhät der Berglhütte und der Madatschkögel als eine nordwärts nach unten spitz abschließende Doppelmulde im Ortlerdolomit. Die Verbindung des Rhät der Madatschkögel mit jenem des Kristallokammes—Zebra Spitze, welche Staubs Profil andeutet, besteht aber nicht (wie auch Kappeler festgestellt hat).

Nach Kappelers Zeichnungen werden die Rhätschiefer der Madatschkögel im Liegenden und Hangenden von obernorischem Dolomit begleitet, nur ist der hangende Schenkel an einer Gleitfläche gegenüber dem Kern verschoben. Der Vordere und Mittlere Madatschkögel besteht nach Kappeler, Fig. 9 und Taf. 2, ganz aus obernorischem Dolomit, in dessen Faltung am Grat zwischen beiden Kögeln noch Rhätkalke miteinbezogen sind (Text Kappeler, S. 73), der Hintere Madatschkögel wird von dem obernorischen Dolomit des Liegendenschenkels der Mulde aufgebaut. Es besteht kein Grund, die beiden Muldenschenkel verschiedenen tektonischen Untereinheiten zuzuweisen. Daß die typischen Rhätschiefer bei der Berglhütte nicht mehr anstehen, sondern nur die beiden Profilen gemeinsamen schwarzen unterrhätischen Kalkschiefer, ist kein Hindernis, die letzteren bei der Berglhütte als tektonische Fortsetzung des Madatschprofils zu betrachten. Dem Querbruch, welcher dem Bach des Ortlerferners entlang verläuft, und dem Umschwenken des regionalen Streichens im hinteren Trafoiertal können die verschiedenen örtlich begrenzten Störungen im Streichen und Fallen der Schichten im Talkessel von 3 Brunnen zugeschrieben werden. Östlich des Querbruchs schließen die Dolomite unter und über den unterrätischen Kalkschiefern ungestört zusammen.

Daß der hangende Schenkel der Doppelmulde im Brauliotal nicht die untere Trias in verkehrter Lagerung zeigt und seine geringere Mächtigkeit läßt sich auf Abscherung an der Braulioüberschiebung zurückführen und die sie begleitenden tieferen Schubflächen.

In dem nordöstlichen Endteil von Staubs Stelvio-Zone liegen aber vom Weißen Knott (südlich Trafoi) bis Stilfs auf dem steil berginefallenden Triasdolomit Rauhwacke und Gips und darüber die Serizitphyllite des Verrucano, also regelrecht die geforderte Schichtfolge des hangenden Muldenschenkels. Sie entspricht im übrigen den Schichten an der Triasbasis im Suldental, welche nach Staub der normalen Auflagerungsfolge der Zebra-Zone angehört.

Es ergibt sich demnach, daß die Deutung als südbewegte, überkippte Synklinale mindestens ebenso gut begründet ist wie die Annahme einer Bewegung gegen N. Gleiches gilt nach Spitzs detaillierten Profilen für die westliche Fortsetzung der Fraele-Zone, wo seine Profile in der Quaternalsgruppe und Val Trupchun mit wenigen Ausnahmen Überfaltung gegen S und SW ablesen lassen, während Staub und Hegwein die entgegengesetzte Bewegungsrichtung annehmen.

Die gegen NW gerichteten Faltungen in der Zone der Königsspitze bilden keinen Widerspruch gegen die S- und SW-Bewegung in den anderen Teilen der Ortlergruppe, zudem erstere weitaus geringer an Ausbreitung und an Faltungsstärke sind. Sie erscheinen nur als eine örtlich begrenzte Stauung des SO-Randes, welche gemeinsam mit dem Schwenken des Streichens aus dem OW-Streichen am Kristallokamm in das meridionale Streichen am Hochleitenspitzkamm wahrscheinlich durch eine spätere Phase der Gebirgsbildung als die S-Bewegung erzeugt wurde.

U. Kappeler zerlegt den Bau des Ortler in fünf übereinanderliegende Teilschuppen, deren Trennung durch die unterhätischen Kalkschiefer ermöglicht wird. Die oberste derselben entspräche Staubs Stelvioschuppe, sie wird von ihm aber auf das Gebiet beiderseits vom Stilfserjoch und westlich davon eingeschränkt, während der Ortler aus den tieferen Schuppen aufgebaut wird. Ich habe seinerzeit den Bau des Ortler, ebenfalls mit Hilfe jener dunklen Kalkschiefer, aus geschlossenen, gegen SO übergelegten Falten abgeleitet, die durch Schubbewegungen in Schuppen zerschert sind. Der Unterschied der Deutung liegt also im wesentlichen nur in der angenommenen Bewegungsrichtung.

Näher auf die Einzelheiten der Ortlertektonik einzugehen, ist hier nicht der Raum und sei diesbezüglich auf das Jahrbuch d. G. R. A. 1908 verwiesen.

U. Kappeler hat durch seine neue eingehende Untersuchung des Mesozoikums der Ortlergruppe anerkennenswerte Fortschritte in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht erzielt. In vielen und wesentlichen Punkten stimmen seine Beobachtungen mit meinen Aufnahmen überein, in der tektonischen Deutung derselben vermag ich ihm aber oft nicht zu folgen, insofern Kappeler meines Erachtens sich oft zu sehr durch die Überzeugung von dem N-Schub beeinflussen läßt. Die geschlossenen, liegenden Falten-scharnieren und Kleinfaltungen der Dolomite und Kalke lassen sich dort, wo diese nicht im ursprünglichen Verband mit jüngeren oder älteren Schichten sich befinden — und dies ist meistens der Fall —, ebenso aus einer gegen S wie aus einer gegen N gerichteten Bewegung ableiten (siehe die oben angeführten Beispiele u. a.), für welche letztere sie Kappeler als allein beweisend erscheinen. Für eine Unterscheidung von tauchenden Muldenscharnieren und überkippten Sätteln in den Ortlerdolomiten würden die von B. Sander vor kurzem¹⁾ aufgezeigten sedimentpetrographischen Methoden sicher in vielen Fällen verlässliche Kriterien darbieten und es wäre eine darauf eingestellte Probenaufsammlung und Untersuchung derselben im Interesse der Klärung der Tektonik wünschenswert.

Literaturnotiz.

C. Ch. Beringer, Paläobiologie, Bewegung, Umwelt und Gestalt fossiler Tiere. Stuttgart 1939, 62 S., 60 Abb., Preis 4/40 RM.

Der Verfasser sucht mit seinem Werk einerseits eine Einführung in die Paläobiologie für Anfänger, andererseits jenen, die nur nebensächlich mit den fossilen Tieren und deren Lebensräumen zu tun haben, ein kleines Übersichtsbüchlein zu geben. Besonders im letzteren Fall wird der Verfasser wohl restlos recht behalten, da der Fernstehende infolge Zeitmangels sich nicht immer über das Neueste am laufenden zu halten

¹⁾ Mineralogische und petrographische Mitteilungen. 48. Bd., Leipzig 1936, S. 27 u. 141.