

VERHANDLUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Nr. 8

Wien, August

1931

Inhalt. Eingesendete Mitteilungen: W. Hammer, Zur Umgrenzung der Öztaler Alpen als Schubdecke. — E. Spengler, Zur Frage des Alters der Kalke des Falkensteins bei Schwarzau i. Geb. — Literaturnotiz: R. R. v. Srbik.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Eingesendete Mitteilungen.

Wilhelm Hammer. Zur Umgrenzung der Öztaler Alpen als Schubdecke.

Die tektonische Deutung der Öztaler Alpen als Schubdecke hat vom Westrand ihren Ausgang genommen, da hier allein eine Aufschiebung der Öztaler Gneise auf andere tektonische Einheiten unmittelbar und deutlich auf weite Erstreckung zu sehen ist.

W. Schiller (1) war 1904 der erste, welcher die Überschiebung der Gneise über die mesozoischen Schichten der Lischannagruppe nachgewiesen hat, und zwar vom Schlinigpaß bis Nauders, wo flache Lage der Schubfläche, Gesteinsgegensatz und ausgezeichnete Aufschliebung im Hochgebirge sie besonders schön und weit zurück vom Erosionsrand verfolgen lassen. P. Termier (2) hatte bereits 1903 das Gebiet der Bündner Schiefer im Unterengadin als ein tektonisches Fenster erklärt — eine Deutung, die vermutlich auch Blaas 1902 geäußert hatte — und im weiteren Ausbau der Idee 1905 als erster die Öztaler Alpen als eine Decke, beziehungsweise eine Deckenfolge dargestellt, die im Vintschgau ihre Wurzeln habe. Eine genaue Umgrenzung gab er für die Öztaler Decken dabei noch nicht, er bezeichnete aber bereits als eines der Hauptprobleme die Abgrenzung im S. Er vermutet sie in einer Linie, die von den Laaser Marmoren über die Texelgruppe zum Tribulaun führt. Südlich davon liege die Umbraildecke und die Wurzelzone.

Diese Südgrenze ist seinem Beispiel folgend auch von anderen Vertretern der Deckenlehre übernommen worden, so von L. Kober (1922, 1923) (3), R. Staub (1924) (4) und M. Richter (1930) (5).

Für den Nord- und Ostrand gab 1921 B. Sander (6) den Verlauf kartenmäßig an: Engadiner Fensterrand—Pillersattel—Inntal, dann dem Phyllitrand südlich Pfaffenhofen folgend zum Silltal—Brenner—Sterzing. Die Südgrenze Termier-Staub's lehnt Sander aber aus verschiedenen Gründen ab (näher ausgeführt 1929) (7): im Schnalstal stehen die Öztaler Gneise in unmittelbarem Zusammenhang mit der Gneiszone Meran—Mauls (siehe Blatt Meran 1:100.000, 1925).

Der Westrand der Ötztaler ist durch die Aufnahmen von Schiller und von Hammer (8, 9) von Schleis an der Etsch bis Prutz am Inn eindeutig festgelegt; über den Verlauf der Ostgrenze von Innsbruck bis Gossensaß stehen die Autoren im wesentlichen in Übereinstimmung. Der Nordrand bietet, weil er größtenteils von jungen Ablagerungen verdeckt ist, wenig Anhalt zur Diskussion. Das Hauptproblem bleibt also, wie Termier richtig vorausverkündet hat, die Südgrenze, sowohl nach ihrer Lage, als nach dem Bestehen eines südlichen freien Deckenrandes überhaupt.

In der nachfolgenden Übersicht sollen nur die fraglichen Strecken besprochen werden, bezüglich der übrigen Teile darf auf die Literatur verwiesen werden.

Wenn wir im Oberinntal beginnen, ergibt sich die erste problematische Stelle oberhalb der Pontlatzenge, bei Puschlin und Harben. Ich habe 1918 (10) die Verhältnisse eingehend beschrieben und den Schluß gezogen, daß der Rand des Engadiner Fensters sich vom Kaunerberg über Harben ins Pitztal fortsetzt in die dort erkenntliche Schubbahn, mit der die Ötzgneise an die Phyllitzone von Landeck grenzen. M. Richter (5) hat dagegen kürzlich die Meinung vertreten, daß die Pitztaler Überschiebung sich nicht zum Kaunerberg, sondern in jene Überschiebung fortsetze, an welcher die Silvrettagneise zwischen Urgtal und Paznaun über die Phyllitzone vorgeschoben sind, und daß dementsprechend Ötztaler und Silvretta-Gneise bei Pontlatz einheitlich zusammenhängen. Er deutet Phyllit und Trias bei Puschlin als auf den Phyllitgneisen liegende Bestandteile der Lechtaler Decke, die hier unter die Silvretta Gneise hinuntersinke, um dann am Südausgang der Pontlatzschlucht in den Phylliten von Asters und der Trias bei Gufer (P. 1851) in kleinen Resten wieder am Rand des Engadiner Fensters emporzutauchen.

Phyllit und Trias von Puschlin liegen aber nach Art einer geschlossenen Mulde in den Gneisen, Phyllitgneis der Landecker Zone und Schiefergneis der Silvretta gehen im Schluchtprofil unmerklich ineinander über und schließen sich unter dem Phyllit synklinal zusammen. Ähnliches gilt auch für die Phyllite an der gegenüberliegenden Schluchtseite. Ein Untertauchen der Pontlatzer Phyllite ist nicht erweisbar. Den Charakter enggeschlossener Synklinen besitzt auch Verrucano und Trias an der Thalspitze und darin liegt, wie schon 1914 bemerkt wurde, ein deutlicher Unterschied zwischen den Schubflächen am Südrand der Phyllitzone westlich des Inn und jener der Ötzgneise am Kaunerberg und im Pitztal.

Die Triasschollen ober Gufer und bei Asters sind Bestandteile der „äußeren Randzone bunter Bündner Schiefer mit Triasschollen“ (9), die den Nordsaum des Engadiner Fensters vom Kaunerberg bis Samnaun bildet und der Aroser Schuppenzone Richters bzw. einem Teile derselben entspricht. Es besteht kein Grund dafür, die Schollen bei Gufer und Asters aus der langen Kette von Triasschollen, welche über die ganze Erstreckung der Zone verteilt sind, herauszunehmen und einer anderen tektonischen Einheit zuzurechnen.

Für ein Durchziehen der Lechtaldecke unter den Silvrettagneisen, bzw. eine muldenförmige Einsenkung der Silvrettadecke in die Lechtaldecke bei Pontlatz, wie sie M. Richter auf seiner Fig. 1 zeichnet, liegt also keine ausreichende Begründung vor.

Auch die Zuordnung des Augengneises am Gipfel des Vennetberges als synklinale Deckscholle der Silvrettadecke auf den Phylliten von Landeck, wie sie dasselbe Profil Richters zeigt, läßt sich nicht aufrecht-erhalten, denn Granitgneise gleicher Art wie der am Vennetgipfel sind in der Phyllitzone von Landeck mehrfach verbreitet und stehen im Eruptivverband mit dem Phyllit. Irgendein anderes für Silvrettakristallin bezeichnendes Gestein fehlt aber jenem Gesteinszug Vennetgipfel—Wenns. Die starke Mylonitisierung des Granitgneises beruht auf der selektiven Metamorphose innerhalb der im ganzen heftig durchbewegten Landecker Phyllitite (siehe Jahrbuch 1918, S. 257).

Für den ununterbrochenen Zusammenhang der Schubfläche am Kaunerberg mit jener von Harben ins Pitztal sei im übrigen auf die 1918 vorgebrachten Beweggründe verwiesen: die meridionale Abgrenzung der Aifenspitz-Augengneismasse gegenüber den ostwestlich verlaufenden Schiefergneisen von Pontlatz, die strukturelle Verschiedenheit jener Augengneise gegenüber den quarzitähnlichen Orthogneismyloniten bei Harben und südlich Puschlin und die oben erwähnte Verschiedenheit im Charakter der Schubflächen. Dafür spricht auch der Umstand, daß am Ötztaler Rand im Pitztal keine Verrucano- oder Triasreste auftreten, wie sie die Überschiebungen zwischen Pontlatz und Paznaun kennzeichnen.

Die Grenze zwischen Silvrettagneis und Landecker Phyllitzone, welche M. Richter als Nordrand der Silvrettadecke von Pontlatz bis Montafon bezeichnet, ist zwischen Urgtal und Paznaun als deutliche Überschiebung sichtbar, östlich und westlich davon aber nicht so deutlich kenntlich. Es wurde schon oben der allmähliche Übergang von Phyllitgneis der Landecker Zone in diaphthoritischen Silvrettagneis in der Pontlatzschlucht erwähnt; westlich davon liegen die Einschaltungen von Phyllit, Verrucano und Triasresten in den Gneisen nicht alle im gleichen Niveau des Querprofils, verteilen sich also wahrscheinlich auf mehrere getrennte Schuppungsflächen. So treten z. B. auf der Fisseralm drei Verrucano-schuppen übereinander auf, am Mannboden liegt Trias und höher oben am Hang, durch Gneis getrennt, Verrucano.

Westlich des unteren Paznauntales ist die Grenze nur am Nordabfall des Rifflerstockes und im Malfontal noch durch (nicht horizontbeständige) Mylonitzonen in der isoklinalen Schichtenfolge vom Phyllit bis zu den Silvrettagneisen als tektonische Bewegungszone bezeichnet, auf lange Strecken fehlen solche und stehen Phyllitgneis und Glimmerschiefer mit Silvrettagneis anscheinend in primärem Verband. Über die Verhältnisse am Arlberg und westlich davon werden die im Zug befindlichen Aufnahmen Dr. O. Reithofers Aufklärung bringen. Nach seinem vorläufigen Aufnahmsbericht (Verhandlungen 1931, S. 30) setzt sich die Phyllitgneis-Glimmerschieferzone über den Arlberg und Kristberg bis ins Silbertal (Montafon) fort, wobei an den bisher untersuchten Teilstrecken die Phyllitgneise „ohne scharfe Grenze allmählich“ in die Schiefergneise der Silvretta übergehen.

Mit Ausnahme der Überschiebungen zwischen Urg- und Paznauntal herrscht zwischen beiden Gesteinsserien Konkordanz, während z. B. am Ötztaler Rand im Pitztal und am Kaumberg die Schubfläche das Streichen der beiderseitigen Schichtenfolgen quer durchschneidet.

Die Grenze Silvrettagneis—Landecker Phyllitzone besitzt also von Pontlatz bis ins Montafon nicht den Charakter einer einheitlichen, großen Schubfläche, wie sie dem Rand einer Deckeneinheit im Sinne Richters entsprechen würde. Wohl aber bildet die ganze Phyllit- und Phyllitgneiszone einen Bewegungshorizont, der zwischen Kalkalpen und Gneisgebirge eingeschaltet ist; der stark tektonisierte Zustand der Gesteine (Phyllite, Phyllitgneise, Orthogneismylonite) und die zahlreichen Einschuppungen von Verrucano in verschiedenen Horizonten und die Mylonitzonen im Innern der Zone bezeugen dies. Stellenweise kommt es dabei am Südrand zu einem Vorgeiten der hangenden Silvrettagneise über die Phyllitzone.

Die Silvrettagneise setzen sich im Engadin über den Inn in die Nunagruppe fort und die Nunagneise wieder nach Spitz und Dyhrenfurth (11) über Val Plavna in den „oberen Gneiszug“, der die normale, wenn auch an Gleitflächen von ihr abgerissene Unterlage der mesozoischen Schichten der Lischanngruppe bildet.¹⁾

Da das Lischannmesozoikum weithin von den Ötzgneisen überschoben wird, ziehen hier die Silvrettagneise demnach ebenso unter die Ötzgneise hinein wie an der Pontlatzenge und erscheint also auch hier eine Zusammenfassung von Ötztaler Masse und Silvrettamasse als eine einheitliche Decke tektonisch nicht zutreffend. In einer früheren Phase der Gebirgsbildung haben beide aber jedenfalls zusammengehungen, da sie nach Gesteinsinhalt und innerer Bauform weitgehend übereinstimmen.

Wir setzen nun unsere Wanderung entlang dem Rande der Ötztaler Masse an ihrer Nordseite fort.

Von Harben verläuft die tektonische Grenze der Ötztaler Gneise über Wens und das vordere Pitztal nach Roppen, wo sie in die Sohle des Inntales eintritt.

Für das Pitztal hat J. Blaas (12) zuerst eine Überschiebung der Ötzgneise auf die Phyllite angenommen, allerdings mit nicht zutreffendem Verlauf des Schubrandes, insofern er die Gneise von Steinhof als den Phylliten auflagernde Deckscholle betrachtet hat. Nach meinen Aufnahmen handelt es sich aber bei den Steinhofener Gneisen um eine aus der Unterlage der Phyllite herausgeförderte Schuppe; die Schuppungsfläche durchschneidet auch den Rand der Ötztaler Gneise und ist demnach jünger als die Überschiebung.

¹⁾ H. Eugster (Eclog. geol. Helv. 1923, XVIII. Bd., S. 209) trennt die Nunagneise als Silvrettagneise ab von dem „oberen Gneiszug“, den auch er als normale Basis der Lischanntrias erkennt. Nach der Karte von Spitz und Dyhrenfurth erscheint diese Abtrennung aber tektonisch wenig wahrscheinlich und die von Eugster angegebene Verschiedenheit der Orthogneise reicht meines Erachtens für die Begründung der Abtrennung nicht aus, um so mehr, als Spitz und Dyhrenfurth die „absolute Übereinstimmung“ des mikroskopischen Bildes des Granits nördlich des Piz Lavetscha mit den Silvrettagraniten angeben (11, S. 186). Nähere Ausführungen Eugsters über seine Aufnahmen stehen aber noch aus.

Bei Roppen sinkt der Gneisrand unter die junge Schuttausfüllung des Inntales, an dessen beiden Flanken sich vom Ausgang des Ötztales bis Rietz Ötzgneise und Trias der Kalkalpen gegenüberstehen. Von Rietz bis Flauerling stehen an der rechten Talseite Phyllite an, die nach Lage und Gesteinsbeschaffenheit den Landecker Phylliten entsprechen; ebenso stimmen sie in letzterer Hinsicht mit dem Innsbrucker Quarzphyllit gut überein, mit dem sie auch die Einlagerung von dolomitischem Kalk und Cipollin und von Porphyroiden gemeinsam haben, die aus dem Landecker Phyllit nicht bekannt geworden sind. Die Phyllite Rietz—Flauerling fallen steil unter die Ötzgneise ein.

Th. Ohnesorge (13) bemerkt bereits über diesen Phyllit, daß „seine Bildung unter intensiven Gleitungen und Stauungen“ in seiner Ausbildungsweise deutlich zum Ausdruck kommt, so daß also auch darin eine Gleichstellung mit dem Landecker Phyllit als Bewegungshorizont gegeben wäre. Ohnesorge beschreibt aber auch, daß er „ganz allmählich durch Granatphyllit, . . . weiters durch Phyllitglimmerschiefer“ in Glimmerschiefer übergehe, dieser wieder in muskovitreiche Staurolithglimmerschiefer, die nach oben mit den Feldspatknotengneisen des Hocheder zusammenhängen. Auch A. Pichler (14) gibt schon den Übergang des Phyllits in Glimmerschiefer an. Es ist also anscheinend ein ununterbrochener Zusammenhang des Phyllits mit den Ötzgneisen vorhanden.

Da die Folge Phyllit-Glimmerschiefer-Feldspatknotengneis recht gut der Gesteinsfolge in der Phyllitzone von Landeck entspricht, so wäre, auch abgesehen von dem angegebenen Übergang zwischen Phyllit und Glimmerschiefer, eine dem Pitztaler Schubrand entsprechende Schubfläche eher erst am Hochederkamm, am Beginn der Gneisregion, als an der Oberkante der Phyllite zu erwarten. Bisher sind weder über dem Phyllit noch in den südlichen Teilen des Profils Mylonitzüge oder sonstige Anzeichen vom Ausstrich einer Schubfläche bekannt geworden. Die ganze Folge baut sich konkordant und scheinbar ungestört übereinander auf, mit Einschaltung großer Orthogneislager. Durch ihre Lage parallel zum Streichen würde die Erkennung der Störungszone hier auch schwieriger sein, als bei dem quergreifenden Schubrand im W. Die Schubfläche zwischen Rietz und Flauerling als in der Sohle des Inntales ausstreichend anzunehmen, hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich, einerseits wegen der Ähnlichkeit der Phyllite mit jenen von Landeck und Innsbruck, andererseits weil derartige Phyllite am Aufbau der eigentlichen Ötztaler Masse sich sonst nicht beteiligen. Es werden noch neue Untersuchungen in der Hochedergruppe zur Aufklärung dieser unklaren Strecke notwendig sein.

Von Flauerling bis Innsbruck fehlt der Phyllit oder liegt wahrscheinlich unter dem Glazialschutt der rechten Talseite verborgen. Erst kurz vor Innsbruck taucht er als Untergrund der Mittelgebirgsterrasse von Natters wieder auf, ohne daß aber hier sein Kontakt mit den Ötzgneisen sichtbar wäre.

Daß die Ostgrenze der Ötztaler Gruppe von Innsbruck bis Sterzing eine tektonische Störungslinie bildet, darin sind wohl alle neueren Beobachter, Br. Sander (6), R. Staub (4), O. Meier (15), einig; F. E. Suess (16) und F. Frech (17) haben sie früher streckenweise als

Verwerfung beschrieben. Leider liegt für das Gebiet nördlich des Brenner im Gegensatz zum ganzen übrigen Umkreis der Ötztalergruppe noch keine neue geologische Spezialkarte vor, da die Neuaufnahme von B. Sander und F. Kerner auf Blatt Matrie noch nicht im Druck herausgegeben werden konnte. Bis Steinach a. Br. liegt die Grenzfläche zumeist unter Glazial und Alluvium verborgen, weiter südwärts fallen die Gesteine der Schieferhülle (Kalkphyllit) unter die Trias ein, die hier ähnlich wie am Piz Lat bei Nauders dicht an den Rand herantritt, oder unter die über der Trias liegenden Phyllite der Steinacher Decke.

Näher auf dieses Gebiet hier einzugehen liegt außer dem Rahmen der vorliegenden Übersicht, die zunächst nur bezweckt, festzustellen, inwieweit und auf welche Art die Ötztaler Masse tektonisch umgrenzt ist.

Im Südosten, zwischen dem oberen Eisacktal und dem Vintschgau, entbehren die Ötztaler Alpen einer geschlossenen tektonischen Abgrenzung gegen die umliegenden Gebirgsteile. Der südöstliche Teil der Ötztaler Gruppe steht durch den Gneiszug Meran—Mauls einerseits mit dem Altkristallin nördlich des Pustertals, anderseits mit den Gneisregionen im Vintschgau in Zusammenhang; nur gegen das Brixner Phyllitgebiet und die Bozner Porphyrtafel wird er durch die den Iffingergranit begleitenden tektonischen Störungsflächen scharf abgegrenzt.

Daß die nach Termiers Vorbild von L. Kober, R. Staub und M. Richter angenommene Südabgrenzung ihrer Ötztaler Decke (Silvretta-decke), welche entlang dem Schneeberger Zug von Sterzing bis ins obere Etschtal zieht und so den südöstlichen Teil als eigene Decke abtrennt, nicht haltbar ist, hat B. Sander in seiner Kritik der Staubschen Synthese (7) hauptsächlich für das Gebiet des Schneeberger Zuges dargelegt. Bei beiden der von Sander erwogenen Möglichkeiten für die tektonische Erklärung jenes Gesteinszuges — komplizierte Mulde im Ötztaler Kristallin oder Fenster einer unter dem Ötzkristallin liegenden Fortsetzung der Tauernschieferhülle — gehören die beiderseits des Zuges liegenden Kristallinbereiche derselben zusammenhängenden Einheit an, demselben Ötzkristallin, was ja auch der völligen Übereinstimmung der Gesteinsarten beider Bereiche entspricht.

Außerdem ist die Grenzfläche zwischen Schneeberger Zug und Altkristallin (bzw. „Laaser Schichten“ am Südrand und zwischen ihnen und dem Altkristallin) nach dem Verhältnis von Deformation und Metamorphose nicht mit den Randüberschiebungen der Ötztaler im W und N gleichsetzbar, da der Vorschub an letzteren jedenfalls nachkristallin ist, während die Bewegung an den Grenzflächen des Schneeberger Zuges größtenteils von der letzten Kristallisation (Tauernkristallisation) noch überdauert wurde. Die Tektonik des Schneeberger Zuges ist nach Sander größtenteils vorkristallin und auch in den angrenzenden Teilen der Ötztaler finden sich noch Zeichen von Tauernkristallisation. Nur örtlich beschränkt zeigen sich am Schneeberger Zug auch noch nachkristalline Deformationen, so die von Sander angeführten Zerschuerungen im hintersten Pfossental, die auf den Alpenknick als letzte Deformationsphase bezogen werden können. Dieser gehört auch die Schlinigerüberschiebung zu.

Zwischen dem Westende des Schneeberger Zuges und den von R. Staub als Fortsetzung des Öztaler Deckenrandes angenommenen Verrucanostreifen bei Schlanders durchschneidet keine Trennungsfuge das Altkristallin, die als Deckengrenze zwischen Öztaler und Campo-decke angesprochen werden könnte.

Wie aus der Kartenskizze (Fig. 1), die nach den Aufnahmen von B. Sander und W. Hammer gezeichnet ist, ersichtlich ist, zieht zwischen jenen beiden Endpunkten ein breiter Streifen Öztaler Kristallin aus dem Schnalstal ununterbrochen durch auf die Südostseite der Texelgruppe, bestehend aus Paragneisen, „mineralreichen Glimmerschiefern“ und untergeordneten kleinen Einlagerungen von Orthogneis und Amphibolit. Der nördliche der zwei Züge von mineralreichen Glimmerschiefern schwenkt im Bogen um das Westende des Schneeberger Zuges herum und setzt sich über das Pfossental gegen NO ins Gurgler Tal fort, der südliche folgt dem mittleren Schnalstal gegen WNW und vereinigt sich im oberen Schnalstal mit der breiten Masse von Staurolithglimmerschiefern, Biotitgneis und Quarzit, welche das oberste Schnalstal und Matschertal einnimmt. Die Paragneise sind teils die Fortsetzung jener an der Südseite des Schnalstals, teils hängen sie mit jenen an der linken Flanke des Etschtals oberhalb der Schnalstalmündung zusammen. Glimmerschiefer und Paragneise zusammen setzen sich gegen O ins Zieltal und von dort ins Passeiertal und seine Seitentäler fort. Die Tschigotaugengneismasse, welche den Verbindungsstrang Schnalstal—Zieltal im S begleitet, entspricht den Augengneislagern bei Latsch und Schlanders.

In dem kritischen Bereich zwischen Texelspitze und dem untersten Schnalstal sind die Gesteinszüge zu einem engen Bündel zusammengedrängt. Die aus der Kartenskizze ersichtlichen Streichrichtungen zwischen Gfallwand und Schnalsbach entsprechen einer Einknickung der Schichtenzüge in meridionaler Richtung, wie sie in ganz analoger Weise im Passeiertal sich wiederholt (siehe Blatt Meran der italienischen geologischen Spezialkarte 1:100.000) und deutlich auch im Verlauf der Tschigotgranitgneismasse zum Ausdruck kommt; die von NW heranziehenden Schichtenzüge entsprechen dem regionalen Streichen im mittleren Schnalstal.

Die als Verrucano gedeuteten Serizitphyllite am Schlanderser Sonnenberge, welche den anderen Endpunkt der angenommenen Verbindung zwischen Schneeberger Zug und Schlinigüberschiebung bilden sollen, haben ihre nordöstlichsten Vorkommen in den Schuppen bei den Berghöfen Zermi und Zuckbühl. Das erstere liegt nahe unter der Basis jenes großen Granitgneislagers, welches auf Fig. 1 vom Niederjoch zur Marzollspitze verläuft. Das zweite liegt tiefer im Profil, unter ihm folgen noch zwei weitere Einschuppungen ober Goldrain.¹⁾

In dem Gehänge ober Kastellbell und Tartsch ist mir die Fortsetzung solcher Einschuppungen nicht bekannt, doch habe ich dasselbe nur an

¹⁾ Auf Kartenblatt Glurns—Ortler der österreichischen geologischen Spezialkarte sind bei Zuckbühl die roten Horizontalschraffen auf dem grünen Grundton von ps (Serizitphyllit der Sonnenberge) ausgeblieben, so daß Verwechslung mit der Farbe für Amphibolit nahegelegt ist.

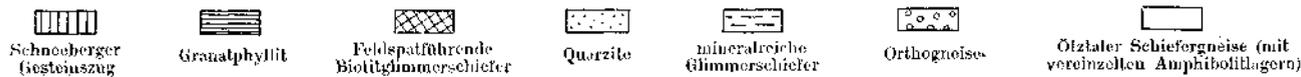
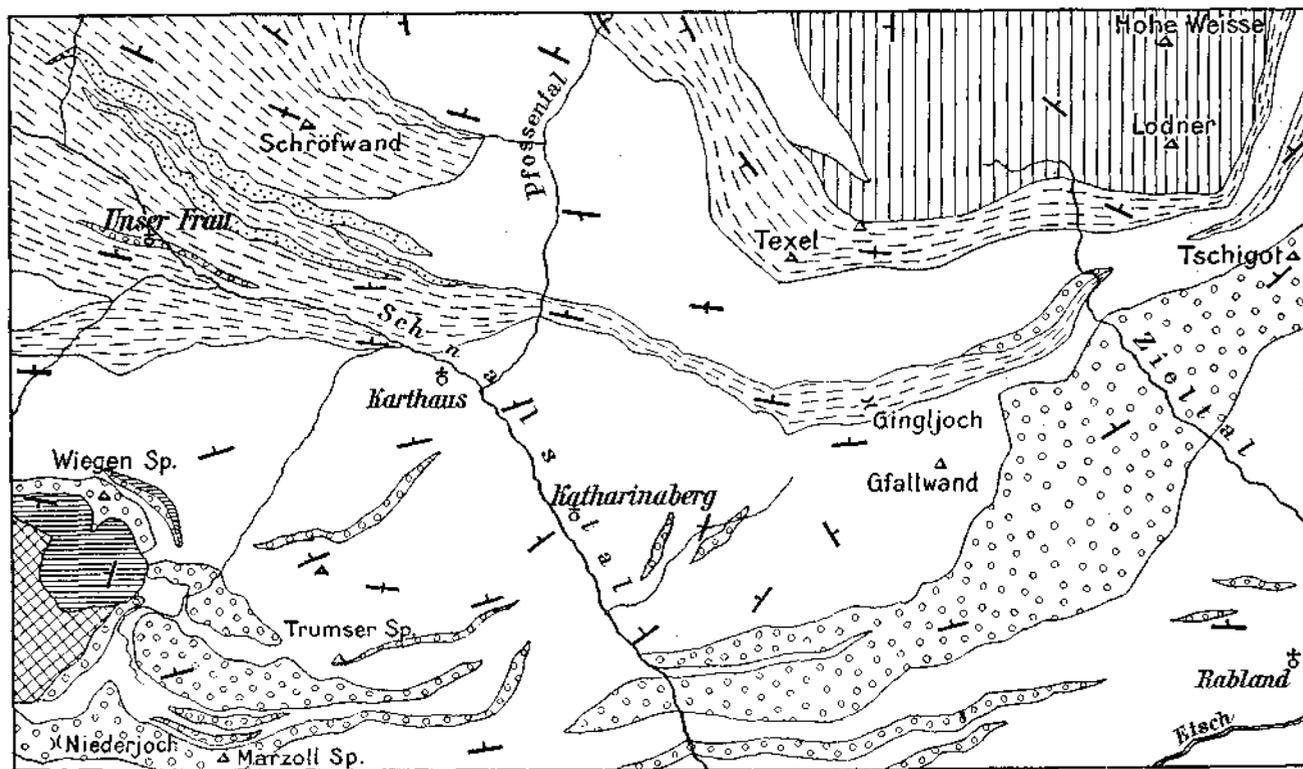


Fig. 1.

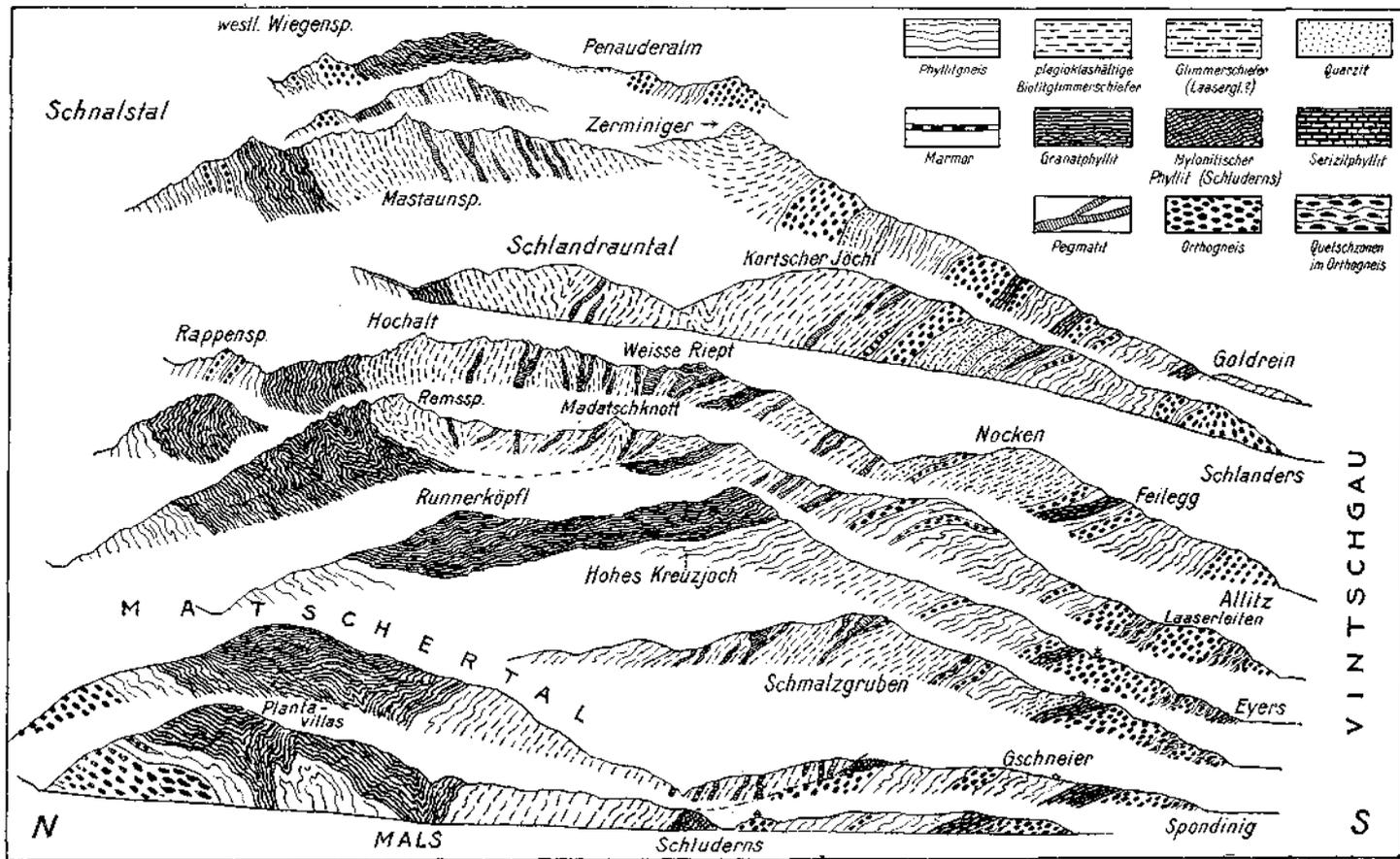


Fig. 2.

zwei Profilen durchstiegen und vor Kenntnis der westlichen Gehänge. Vielleicht entspricht ein auf der alten Tellerschen Aufnahme (Manuskriptkarte) eingetragener Streifen „Tonglimmerschiefer und Quarzphyllit“, der von St. Martin a. V. bis Gratt ostwestlich durchgezogen ist, einer solchen Einschaltung oder doch einer Quetschzone.¹⁾ Östlich des Schnalstals habe ich keine Serizitphyllite getroffen und auch Teller gibt keine „Tonglimmerschiefer und Quarzphyllite“ dort an. Auch Hradil (18) erwähnt nichts von solchen Gebilden im untersten Schnalstal. Die Einschuppungen von Serizitphyllit enden also aller Wahrscheinlichkeit nach bereits westlich des Schnalstales.

Die oben erwähnte und auch in den obersten Profilen von Fig. 2 ersichtliche Einordnung der Serizitphyllite in verschieden hohe Niveaus der isoklinalen Gesteinsfolge an der linken Etschalseite oder Goldrain herrscht auch weiter talaufwärts bis Schluderns. Es durchzieht hier nirgends eine zusammenhängende Lage solchen „Verrucanos“ das ganze Gehänge von Schlanders bis Schluderns, deckentrennend, wie sie R. Staub auf seiner tektonischen Alpenkarte einzeichnet, sondern eine breite Zone des Gebirges ist tektonisiert und in ihr stecken verschieden hoch eingeordnet, einzelne im Streichen meist nicht lange anhaltende Lagen jener Serizitphyllite. Auch die zahlreichen und teilweise mächtigen Granitgneislager in dieser Zone sind von der allgemeinen Durchbewegung erfaßt worden. An einzelnen schmalen Scherungszonen steigert sich die Einwirkung zur Umwandlung des Granitgneises in serizitische Schiefer, die sich oft nicht mehr verlässlich von den übrigen Serizitphylliten unterscheiden lassen. Wenn man auch einzelne der Serizitphyllitstreifen, besonders jene bei Spondinig, wegen ihrer Ähnlichkeit — aber nicht Gleichheit — mit gewissen Schiefen im sicheren Verrucano des oberen Etschgebietes mit Wahrscheinlichkeit diesem gleichstellen kann, so ist es bei jenen, die im engen Verband mit Granitgneisen auftreten — und dies sind, wie Blatt Glurns—Ortler der geologischen Spezialkarte zeigt, die meisten — die Unterscheidung von zerquetschten Granitgneisen durchaus unsicher.²⁾ Auf den Profilen von Fig. 2 sind alle Serizitphyllite gleich eingetragen, wie dies auch auf der Spezialkarte erfolgte.

Es können in diesem Bereich also keineswegs ein oder zwei Verrucanozüge als tektonische Leitlinie festgestellt werden, sondern nur ein mächtiger Bewegungshorizont mit wechselnder Stärke der Durchbewegung, der gegen O, sehr wahrscheinlich vor Erreichen des Schnalstals, ausklingt.

¹⁾ F. Teller schreibt über sie (Verhandlungen 1878, S. 394): „Durch Aufnahme eines grünen, talkigen Glimmers zwischen dünnen Quarz- und Feldspallamellen werden sie (nämlich die Tonglimmerschiefer und Phyllite) hier den arollagneisartigen Gesteinen an den Gehängen über Schlanders ähnlich.“ Dies würde eher für zerquetschte Augen- gneise sprechen.

²⁾ Am 18. März 1918 teilte mir Albrecht Spitz, der damals als Kriegsgeologe im Vintschgau tätig war, auf einer Feldpostkarte mit: „Von Ihren Serizitphylliten der Sonnenberge muß ich einen Teil zum Quarzphyllit stellen, nämlich jene über Feillegg. von Zermuni, von Schlandersberg-Tappein und Vezzan. Für die beiden letzteren ist mir seit Absendung des letzten Briefes der Nachweis geglückt, indem ich darin ganz tadellose Marmorhänder von 1 bis 2 m Mächtigkeit auffand.“ Kristalliner Kalk ist als Bestandteil des Verrucano an der oberen Etsch nicht bekannt.

Im W sinkt die durchbewegte Zone bei Schluderns unter die Alluvionen der Etsch; 5 km entfernt und weiter talaufwärts erreicht auf der anderen Talseite bei Schleis die Schlinigüberschiebung die Etsch. Ihre Richtung macht es sehr wahrscheinlich, daß die deutlich ausgeprägte Überschiebung der Biotitglimmerschiefer (mit Marmor und Pegmatit) über Phyllit, Augengneis und Phyllitgneis am Schludernserberg ihre Fortsetzung bildet und die Schlinigüberschiebung so in den Bewegungshorizont der Vintschgauer Sonnenberge eintritt und in ihm ober Eyers als ausgeprägte Schubfläche verschwindet. Auch die Überschiebung Stilfserjoch—Kleinboden—Prad erreicht wahrscheinlich unter den Alluvionen des Etschtals fortlaufend den Bewegungshorizont, ohne daß hier irgendeine bestimmte Fläche als ihre Fortsetzung festgestellt werden könnte.

Die genannten Biotitglimmerschiefer gehören zu jener großen Deckscholle von pegmatitreichen, Feldspat führenden Biotitglimmerschiefern, welche die ganze Kammregion der Berggruppe zwischen dem Matscher- und Schnalstal im N und dem Etschtal im S einnimmt (19). Fig. 2 gibt eine Reihe von Querschnitten durch dieselbe.

Diese Schubdecke stimmt tektonisch darin mit dem Schneeberger Zug überein, daß sie einen muldenförmigen Bau zeigt — für den Schneeberger Zug ist derselbe nach Sander (7) allerdings noch nicht durchwegs sichergestellt — und nach der Überschiebung noch gefaltet wurde. Ebenso ist das Verhältnis von Kristallisation zur Tektonik ein ähnliches, die Kristallisation hat im Bereich der Biotitglimmerschiefer die Schubbewegung und Faltung im allgemeinen überdauert (oder doch gleichlang begleitet) im Gegensatz zu der nichtgefalteten Schlinigüberschiebung mit der postkristallinen Mylonitisierung an der Schubfläche. Inhaltlich besteht zwischen Schneeberger Zug und Matscher Deckscholle aber ein beträchtlicher Unterschied in der starken Pegmatitdurchdringung der Matscher Biotitglimmerschiefer und der sehr geringen Einschaltung von Marmor in denselben gegenüber dem gegenteiligen Verhältnis bei den Schneeberger Gesteinen. Es fehlt dem Matscher Glimmerschiefer überhaupt die Mannigfaltigkeit der Schneeberger Schiefer, so z. B. die Hornblendegarbenschiefer, Albitgneise, granatreiche Muskovitschiefer usw., ihr Bestand ist ein einförmiger, den Öztaler Schiefergneisen sich nähernder.

In der Unterlage der Matscher Schubmasse sind außer den Orthogneisen auch die Paragneise großenteils phyllonitisiert (Phyllitgneise). Die Verbreitung der Serizitphyllite endet im O mit dem östlichen Ende der Deckscholle. Diesem stark durchbewegten Gebirgstheil zwischen Etsch, Matscher Tal und Schnalstal steht im N die weithin sich ausbreitende Serie der Staurolithglimmerschiefer mit Biotitgneis und Quarzit gegenüber als Bereich präkristalliner Tektonik.

Da in den nördlich angrenzenden und den ganzen inneren Öztalern keine Marmorlager vorkommen (außer ein paar winzigen Marmorlinsen in Amphiboliten) und auch Pegmatite nur selten und in geringer Größe sich finden, muß die Aufschiebung der Biotitglimmerschiefer aus S erfolgt sein, wo südlich der Etsch Marmore und Pegmatite ja reichlich verbreitet sind. Auch die Granatphyllite finden ihr Gegenstück an jenen des nördlichen Ultener Kammes. Nach der Staubschen Terminologie

würde also hier eine Teildecke der Campodecke auf der Ötztaler Decke liegen. Die Verdoppelung der Biotitglimmerschiefer im W kann durch eine nach der Deckenbildung erfolgte Umfaltung zu einer liegenden Deckenfalte oder durch eine Überschiebung des nördlichen über den südlichen Teil der Decke erklärt werden. Schneeberger Zug und Matscher Gebiet ließen sich dann folgendermaßen in der Reihenfolge der Phasen gleichstellen: in einer älteren Phase Nordbewegung mit Auflagerung auf Altkristallin unter Fortdauer der Kristallisation im Matscher Gebiet (und im Schneeberg Zug?); in einer jüngeren Phase Bewegung gegen S, Überkipfung des Schneeberger Zuges gegen S, Südüberschiebung der Matscher Kammdecke, Bildung der Phyllitgneisfazies im Sockel der letzteren. Diese zeitliche Einteilung wird den Verhältnissen besser gerecht als jene, welche ich 1924 in der Geologischen Rundschau, XVI. Bd., Heft 2, S. 159, angenommen habe. Die jüngste große Bewegung bleibt in beiden Fällen jene an der Schlinigüberschiebung.

Zusammenfassend können wir also aus dem gegebenen Überblick entnehmen, daß die Ötztaler Alpen am West-, Nord- und Ostrand durch den Austritt tektonischer Bewegungsflächen umgrenzt werden; am Nordrand ist aber der Verlauf derselben teils verdeckt, teils noch näher nach Lage und Beschaffenheit klarzustellen.

Im S reicht das Ötzkristallin bis Meran und steht mit der Gneiszone Vintschau—Meran—Mauls—Pustertal (also dem Campokristallin Staubs) in ununterbrochenem Zusammenhang. Die Westrandüberschiebung läuft im Vintschgau in einen verschiedenartig zusammengesetzten, breiten Bewegungshorizont westlich des Schnalstals aus. Staubs Umbraildecke (Richters Inntaldecke im Vintschgau) hängt im Bereich dieses Bewegungshorizonts auch mit dem Ötzkristallin zusammen.

Anhangsweise sei noch bezüglich der von R. Staub angenommenen Wurzelzone der Ötztaler Decke, die auch auf Richters Kartenskizze mit gleichem Verlauf zu sehen ist, folgendes bemerkt: Daß die Marmor führende Zone (Laaser Zone) entlang dem Nordrand des Iffingergranits nicht geeignet ist, als solche herangezogen zu werden, hat bereits B. Sander (7) aufgezeigt. Das gleiche gilt auch für die von R. Staub angenommene Fortsetzung von Meran bis zum Noce. Südlich der Etsch streicht die direkte Fortsetzung der namensgebenden Laaser Schiefer dem Fuß des nördlichen Ulterer Kammes entlang bis zur Töll und als ihre Fortsetzung, getrennt durch die Marlinger Störung, kann die Zone am Iffinger angesehen werden. Eine zweite Marmor führende Zone zieht dem Südfall des nördlichen Kammes entlang, endet aber vor Erreichen des Etschtals bei St. Walburg in Ulten. Wollte man also die Laaser Zone als eigene Decke, bzw. Deckenwurzel abtrennen vom Altkristallin des Passeiertals, so müßte man die Grenze entlang der Etsch von Meran gegen Laas ziehen. Die Marmorzone im Ultental endet talaufwärts südlich von St. Gertraud.

Die Tonaleschiefer sind Marmor führend vom Tonalepaß über Cerenapaß nach Rabbi zu verfolgen, wo die Querstörung Rabbijoch—unteres Rabbital sie abschneidet. Östlich davon fehlen Marmore; vielleicht sind Quetschgesteine am Castel Paghan und Klappbergjoch eine letzte Spur ihrer tektonischen Einschuppungsfuge, aber ohne die Leit-

gesteine der Serie. Etwas weiter südlich an jener Querstörung beginnt der durch zahlreiche Olivinfelslinsen und Cyanitgranatgneise ausgezeichnete Gneiszug, der vom Rabbital bis zum obersten Marauner Tal (Hofmahd) reicht. Wenn man diesen wegen der Peridotite und kinzigitähnlichen Gneise als Fortsetzung der Tonalezone ansehen will, so ergibt sich, daß der Zug der Tonaleschiefer (im weiteren Sinne) an der Judikarielinie im obersten Marauner Tal endet, von ihr abgeschnitten wird und Meran nicht erreicht. Erst die Schiefergneise nördlich der Olivinfelsgneiszone, an der rechten Talseite des Ultentals, streichen über St. Pankraz nach Marling und erreichen so die Etsch bei Meran. Die von Klebelsberg (20) beschriebene Trias am Ausgang des Marauner Tals ist keinesfalls mit den Triasschollen am Monte Padrio oder in Mauls gleichzustellen, sondern ist der letzte Ausläufer der zwischen dem Porphyrr der Laugenspitze und dem Ultener Kristallin an der Judikarielinie eingeklemmten Trias des Nonsberges, welche zusammenhängend und mit gleichbleibender Fazies vom Nonsberg über Proveis und Hofmahd bis Mitterbad reicht und im Marauner Tal von zahlreichen kleinen Querverwürfen (die jünger als die Judikarielinie sind) gestaffelt wird, was ich bereits 1902 (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, S. 121) beschrieben habe.

Daß die „Laaser Zonen“ auch wegen ihrer inhaltlichen Verschiedenheit von dem Ötztaler Kristallin sich wenig zu einer Verbindung mit letzterem als Decke und Wurzel eignen, hat schon Sander betont. Die Stützen für Staubs Konstruktion einer Wurzelzone der Silvretta- und Ötztaler Decke erscheinen also auch bezüglich der Strecke südlich von Meran nicht tragfähig.

Literaturangaben.

1. W. Schiller: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br., 14. Bd., 1903, und 16. Bd., 1906.
2. P. Termier: Bull. soc. geol. de France 4. serie, III. Bd., S. 711, 1903, und V. Bd., S. 209, 1905.
3. L. Kober: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 130. Bd., S. 375, 1921. — Bau und Entstehung der Alpen, Bornträger, Berlin, 1923.
4. R. Staub: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 52. Lief., Bern, 1924.
5. M. Richter: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1930, S. 497.
6. B. Sander: Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien, 71. Bd., 1921, S. 173.
7. B. Sander: Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines zu Innsbruck, Bd. 41, 1929, und Schlernschriften, herausgegeben von R. v. Klebelsberg, Innsbruck, 1929, 16. Heft
8. W. Hammer: Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien, 1908, S. 98, und 1910, S. 64.
9. W. Hammer: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien, 1914, S. 443.
10. W. Hammer: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien, 1918, S. 205.
11. A. Spitz und G. Dyhrenfurth: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., 44. Lief.
12. J. Blaas: Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1909, S. 197.
13. Th. Ohnesorge: Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1905, S. 175.
14. A. Pichler: Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1883, S. 294.

15. O. Meier: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 18. Bd., 1925, S. 68.
 16. Fr. E. Suess: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1894, S. 589.
 17. Fr. Frech: Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, II. Bd., 1. Heft, 1905.
 18. G. Hradil: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1911, S. 181.
 19. W. Hammer: Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Bornträger, Berlin, 1922. — Derselbe: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Glurns—Ortler, 1912.
 20. R. v. Klebelsberg: Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911, S. 54.

E. Spengler. Zur Frage des Alters der Kalke des Falkensteins bei Schwarzau i. Geb. (Niederösterreichische Kalkalpen).

Die hellen, wandbildenden Kalke, die östlich von Schwarzau i. Geb. den auffallenden Felsgipfel des Falkensteins (1011 m) aufbauen, wurden von L. Hertle (1), dem wir die erste systematische Aufnahme des Gebietes verdanken, für Dachsteinkalk gehalten. Erst A. Bittner (2) erkannte, daß es sich hier um jüngere Kalke handelt. Er schreibt: „... es gelang auch, in dem ziemlich fossilarmen, allenthalben nur Krinoidenauswitterungen in größerer Menge aufweisenden Gesteine zunächst einzelne Belemniten, dann caprinen- oder dicerasartige Bivalven, endlich auch Nerineen aufzufinden und gleichzeitig die Unterlagerung durch den Komplex der Dachsteinkalke, Kössener Schichten und Liasgesteine festzustellen, so daß damit das oberjurassische Alter dieser Kalkmassen des Handelsberges erwiesen ist. Dieselben nähern sich lithologisch am meisten den Oberalmer Schichten Salzburgs und gleichaltrigen Ablagerungen des Kitzberges bei Pernitz im Piestingtale, nehmen aber stellenweise bereits den Charakter der Plassenkalke an.“ Bittner hielt diese Kalke daher damals für oberjurassisch. Wenige Monate später veröffentlichte er jedoch einen weiteren Aufnahmebericht (3), woselbst er schreibt: „Bei der Präparation der daselbst gesammelten „caprinen- oder dicerasartigen Bivalven“ haben sich diese indessen als Caprotinen herausgestellt, so daß in Hinsicht darauf, daß diese Formen allgemein als bezeichnend für untere Kreide gelten, das Alter dieser felsmassenbildenden Kalke von Schwarzau wohl als ein neokomes oder urgonen angenommen werden muß, wodurch als nächstes Vergleichsobjekt die urgonen, respektive neokomen, kurz unterkretazischen Caprotinen- und Schrattenkalke in Betracht kämen“.

Nun wäre aber das Auftreten dieser für die helvetische Zone der Westalpen und die Karpathen¹⁾ charakteristischen, aber den gesamten nördlichen Kalkalpen völlig fehlenden Fazies an dieser Stelle sehr auffallend, da das Neokom sonst überall in den Nordalpen als Aptychen führende Mergelkalke und Mergel, z. T. sogar als Sandstein (Roßfeldschichten) entwickelt ist.

Tatsächlich haben die meisten Autoren, welche sich mit den Falkensteinkalken beschäftigt haben, das unterkretazische Alter dieser Kalke bezweifelt. L. Kober (4) bezeichnet ihn als Plassenkalk. O. Ampferer (5)

¹⁾ Vgl. das Kärtchen bei D. Androussoff (8, S. 141).