© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

R. v. Klebelsberg-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien
Band 48 der Mitteilungen, 1955

S. 271—295, mit 2 Tafeln und 3 Abbildungen, Wien 1956

Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm)

(Mit 2 Tafeln und 3 Abbildungen.)

Von **Oskar Schmidegg**, Innsbruck.

Zusammenfassung.

Im Bereich des Brennermesozoikums konnte die von F. KERNER (1919) bereits als Überschiebung erkannte Blaserdecke durch Neuaufnahmen in ihrem Umfang nach W bedeutend erweitert werden, so daß sie nun außer Hauptdolomit auch die Kössener Schichten und den Lias der Kesselspitze umfaßt. Sie unterscheidet sich in Fazies und Metamorphose deutlich von den höher kristallinen Gesteinen der tieferen Einheit. Der Bereich der Schubfläche ist durch Schubschollen von Karbon und Quarzphyllit der Steinacher Decke, teilweise Mylonitisierung und höheren Gehalt an oxydischem Eisen gekennzeichnet.

Im tektonischen Gefüge gilt für das Mesozoikum ein älterer Formungsplan mit NW gerichteten B-Achsen, die bereichsweise bis NNW und WNW abschwenken. Eine zweite jüngere Formung mit B = NNE (bis NE) wirkte sich besonders in einem Streifen am Hauptkamm aus und führte zu einer Einengung der Kössener Schichten der Decke und im Rät des Sockels. Die Überschiebung der Blaserdecke und die Verzahnung des Quarzphyllits mit dem Rät ist in den Bewegungsplan mit B = NW zu stellen. Deutungsmöglichkeiten für die Drehung dieses Formungsplanes gegenüber WNW werden gegeben.

Einleitung.

Nachdem die Grundzüge des geologischen Baues der westlich des Silltales auf dem Stubaier Kristallin aufliegenden Triasplatte bereits von A. PICHLER (1896) erkannt wurden, ist dieses Gebiet von F. KERNER genauer für die Geologische Bundesanstalt, allerdings noch auf der alten österr. Karte 1:25.000, aufgenommen worden. Leider besitzen wir darüber außer einem kleinen Übersichtskärtchen des Blasergebietes keine geologische Karte, nur eine sehr ins einzelne gehende Beschreibung (1911 und 1918), die aber ohne genauere Ortskenntnis oft schwer verständlich ist.

F. KERNER hat darin erstmalig die ausgedehnte Überschiebung im Gipfelgebiete des Blaser erkannt, bei der Hauptdolomit auf die Rätschichten der Unterlage überschoben wurde. F. KERNER gebraucht das Wort „Decke" nicht, doch ist es nach seiner Darstellung unzweifelhaft eine ausgesprochen tektonische Decke, da der Hauptdolomit, der nach F. KERNER die Decke allein aufbaut, den jüngeren Rätschichten des Sockels in einer

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ausdehnung von 2 km (in N—S) und einer Breite von über 3 km aufliegt, wobei der Dolomit besonders an der Basis stark zertrümmert ist.

Die Blaserdecke umfaßt damit hauptsächlich das Gipfelgebiet des Blasers und reicht mit einem Ausläufer über das Kalbenjoch zum Kamm der Lämpermahdspitze. Hier hat nach F. KERNER die Stirn der Blaserdecke die „Kössener Schichten", die als dunkle Kalke mit Mergeln das Hangende der Rätschichten des Sockels darstellen, aufgeschürft und vor sich hergeschoben (S. 158). Die Grenze zwischen den Kössener Schichten und dem Hauptdolomit der Decke wird als tektonische Zone mit vielen Rutschstreifen beschrieben.

Das tektonische Gefüge ist später von A. FUCHS bearbeitet und mit einer schematischen Kartenskizze 1938 veröffentlicht worden. Ich komme darauf im Abschnitt über das tektonische Gefüge zurück.

Im Anschluß an meine Bearbeitung der Steinacher Decke, die ich ab 1939 im Zusammenhang mit bergbaulichen Untersuchungen der Kohlenlagerstätte am Nößlachjoch durchführte (O. SCHMIDEGG 1949) habe ich in den Jahren nach dem Krieg die Kartierungen zusammen mit genauerer Untersuchung des tektonischen Gefüges beiderseits des Silltales fortgesetzt und bis auf den Blaser und Serlerkamm ausgedehnt. Die Kartierung ist noch nicht abgeschlossen. Da sich nun einige wesentliche Neuergebnisse besonders für die Blaserdecke ergeben haben, soll hier ein Überblick über die wichtigsten Beobachtungen gegeben werden.

Es zeigte sich nämlich, daß die Blaserdecke sich wesentlich weiter nach W ausdehnt, als F. KERNER angibt. Steigt man vom Kalbenjoch den Grat zum Kamplspitz hinauf (s. Abb. 1), so kommt man zunächst über Hauptdolomit, der zwar, wie dies bei der Blaserdecke gewöhnlich der Fall ist, stark tektonisch beansprucht ist, aber doch eine deutliche Schichtung mit einem Streichen NNW und einem steilen Einfallen nach E erkennen läßt. Hinter einem Köpfl (etwa 2420 m) treten Kalkbänke auf, die zunächst mit dem Dolomit wechsellagern, dann aber (zum Kamplspitz hinauf) allein herrschend werden; nur einige gelb anwitternde Mergellagen sind zwischengeschaltet, besonders W des Kamplspitz. Diese Wechsellagerung, die sich bei zwar zum Teil steilgestellter, aber doch ruhiger Lagerung bis zum Ostgrat der Lämpermahdspitze verfolgen läßt, wo sie wieder flach liegt, ist sicher sedimentär und nicht tektonisch. Die häufig vorkommenden Bewegungsflächen sind nicht an diese Gesteinsgrenzen gebunden. Solche Wechsellagerung ist ja an der Grenze Hauptdolomit—Plattenkalk in den Nordalpen sehr häufig zu finden.

Jenseits der Scharte SW des Kamplspitz setzen sich die dunklen Kössener Kalke nunmehr in flacher Lagerung wieder fort und auch hier finden sich an der Basis noch Reste von Hauptdolomit, die wieder den primären Zusammen-

© Österreichische Akademie der Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at/ und www.biologiezentrum.at

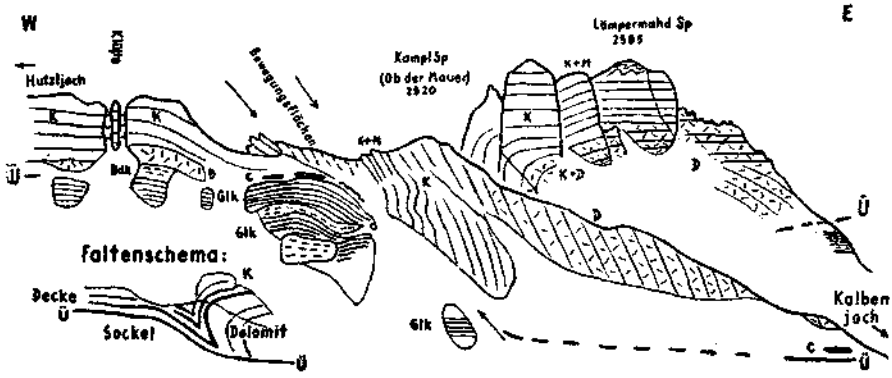


Abb. 1:

Ansicht des Grates zwischen Kalbenjoch und Hutzljoch, dahinter Lämpermahd Sp. von S.

Blaser Decke:
- K + M = Kalke, Mergel und Tonschiefer der Kössener Schichten,
- K = Kalke der Kössener Schichten,
- K + D = Kalk und Dolomit wechsellagernd (Plattenkalk),
- D = Hauptdolomit,
- C = Mylonit des Nößlacher Karbon.

Tiefere Einheit (Sockel):
- Glk = Glimmerkalk,
- Bdk = Bänderkalk,
- Ü = Überschiebung.

hang der beiden Gesteine bezeugen. Die weitere Fortsetzung der dunklen Kalke führt dann immer in flacher Lage zur Kesselspitze, deren ESE-Grat in seinem Kammgebiete wieder von den Kössener Kalken mit Hauptdolomit gebildet wird, die den Rätschichten des Sockels aufruhen. Am Gipfel der Kesselspitze liegt, den Kössener Kalken ebenfalls sedimentär verbunden, das bekannte Liasvorkommen auf.

Aus diesen Beobachtungen geht eindeutig hervor, daß die „Kössener Schichten" F. KERNER's, die hauptsächlich aus den dunklen Kalken bestehen, nicht das Hangende der „Rätschichten" des Sockels bilden, sondern das Hangende des Hauptdolomits der Blaserdecke und damit ebenfalls der Blaserdecke angehören und mit ihnen auch der Lias der Kesselspitze zur Blaserdecke gehört.

Hiezu kommt noch, daß auch die Schubreste von mylonitisiertem Nößlacher Karbon auch westlich des Kamplspitz noch weiter bis unter die flachliegenden Kössener Kalke reichen, also zeigen, daß die Schubfläche weiter reicht, über die Deckenstirne F. KERNER's hinaus.

Ein deutlicher Unterschied zwischen den Kössener Kalken der Blaser Decke und den Rätschichten des Sockels zeigt sich auch in der Metamorphose. Während das Sockel-Rät eine stärkere Kristallisation aufweist,

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

die sich nach S hin steigert, ist diese Kristallisation bei den Kössener Schichten der Blaser Decke sehr gering, doch ist ein gewisser Grad von Verformung vorhanden. Daher sind in der Blaser Decke mehr Fossilien erhalten, wenn auch oft stärker verformt (Lias-Ammoniten der Kesselspitze).

Damit zeigt sich, daß die Blaserdecke gegenüber den Sockelgesteinen eine eigene Fazies und eigene Metamorphose besitzt. Besonders die Rätschichten des Sockels weisen eine viel höhere Kristallisation auf, eine Kristallisation, die nach S hin zunimmt und für das Tribulaungebiet schon von B. SANDER der Tauernkristallisation gleichgesetzt wurde. Besonders ist dabei auf die Querbiotite in den Raibler Schichten und auf den kristallinen Tribulaundolomit zu verweisen. Im Gebiet des Serleskammes ist die Kristallisation geringer, gibt aber immer noch besonders den Rätschichten ihr Gepräge, so durch die Muskowite der Glimmerkalke, die allerdings auch z. T. auch wieder nachkristallin deformiert sind, dann durch die starke Umkristallisation des Kalzits und Dolomits.

Eine genaue Untersuchung des Verhältnisses zwischen Kristallisation und Deformation ist noch beabsichtigt.

Zu bemerken ist, daß schon A. SPITZ (1918) gewisse Zweifel gehegt hat, im Profil der Kesselspitze eine einheitliche Folge zu sehen, ohne allerdings noch die wahren Zusammenhänge zu erkennen. Er vermutete es hauptsächlich nach den starken Verfaltungen im Rät, doch hat er die später erwähnte obere Deckscholle auf der Kesselspitze bereits erkannt. B. SANDER hat bereits 1923 auf Grund einer Begehung dieses Gebietes mit F. KERNER die Ansicht geäußert, daß die Ausdehnung der Blaserdecke eine größere sei.

Gesteinsfolge des Mesozoikums und seiner Unterlage.

Die altersmäßige Deutung der Schichtfolge kann auf Grund der bisherigen Arbeiten wohl als gesichert angesehen werden, und zwar einerseits durch die Fossilfunde in einzelnen Schichten, anderseits durch die lithologische Beschaffenheit und den Gesteinsverband, die genügend sichere Vergleiche zulassen. Stellt man die Schichtfolge der beiden tektonischen Einheiten, soweit sie im Serleskamm und am Blaser vorhanden sind, einander gegenüber, so erhält man in Übersicht:

Sockel:	Blaserdecke:
Rote Kalke im Platzerwald (? Lias)	Lias-Kalke am Kesselspitz
(Rote Liaskalke im S des äußeren Gschnitztales)	
Glimmerkalke, Kalkphyllite	„Kössener Schichten (meist dunkle Kalke, Mergel und Tonschiefer)
Bänderkalke des Rät	
Oberer Dolomit (Hauptdolomit)	Hauptdolomit

© Österreichische Geologische Gesellschaft/ download unter www.geologie.ac.at/ und www.biologiezentrum.at

Raibler Schichten (Tonschiefer) Unterer Dolomit (Wettersteindolomit z. T.) Basalgesteine (Dunkle Kalke und Dolomite) Quarzite, Sandsteine und Konglomerate Altkristallin (Gneise, Glimmerschiefer)	fehlen in der Blaserdecke

Tiefere Glieder als Hauptdolomit sind bei der Blaserdecke nicht mehr vorhanden. Es fand sich auch nirgends im Dolomit eine Einlagerung, die den Raibler Schichten entsprechen könnte. Bei der Mächtigkeit des Dolomits —maximal 500 m an der Peilspitze — ist dies hier auch nicht zu erwarten.

Altkristallin.

Die Unterlage des gesamten Brennermesozoikums bilden altkristalline Gesteine, die der Ötztal-Stubaier-Masse angehören und keine wesentlichen Unterschiede gegen die von W. HAMMER bereits beschriebenen aufweisen. Hauptsächlich sind es Paragneise (Biotitplagioklasgneise) mit einigen Einlagerungen von Orthogesteinen. Helle Augengneise stehen beiderseits am Ausgang des Nennestales (zwischen Kirchdachspitze und Padasterkogel) und im Statzertal an, Amphibolite (z. T. mit Granat) am Salfauner Berg (NW Steinach) und im Pinnistal.

Verrucano-Buntsandstein (Permo-Trias).

Die quarzreichen Basisschichten treten als Konglomerate, Sandsteine bzw. infolge der Metamorphose als Quarzite auf und sind, soweit sie aufgeschlossen sind, fast überall vorhanden. Am Salfauner Berg (Silltal) sind sie tektonisch abgeschürft. Für die ostseitigen Hänge des Stubai- und Pinnistales, wo ihre Erzführung in früheren Zeiten einige Bergbauversuche zur Folge hatte (Seibachtal), sind sie von F. KERNER (1909) bereits eingehend beschrieben worden, ebenso der Aufschluß im Nordgrat der Weißen Wand. Am Schönegg, dem linken Bergvorsprung an der Mündung des Nennestales, konnte ich Quarzkonglomerate und Quarzsandsteine feststellen.

Daß diese Basisschichten mit wenigen Ausnahmen so anhaltend als schmaler Horizont vorkommen, weist darauf hin, daß die Auflagerung im wesentlichen autochthon ist, wenn auch der Grenzbereich als Bewegungshorizont gewirkt hat. Auf diese Bewegungen konnte schon B. SANDER für den Bereich der Kalkkögel hinweisen.

Basale Karbonatgesteine.

Über den genannten klastischen Quarzgesteinen folgen zunächst dunkelgraue Karbonatgesteine, die sich deutlich von dem darüberliegenden hellen Dolomit abheben. Die unterste Lage ist meist kalkig entwickelt; so fand sich im Pinnistal 1—2 m feinlageriger Kalk, darüber etwa 10 m gleichmäßig grauer Dolomit.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Dolomit mit Raibler Schichten.

Der mächtige Dolomitkomplex läßt sich durch die Raibler Schichten in einen unteren (Wettersteindolomit z. T.) und einen oberen Dolomit (Hauptdolomit) trennen. Unterschiede zwischen beiden sind vorhanden, jedoch so gering, daß sie beim Fehlen des Raibler Bandes nur bei günstiger Beleuchtung auseinanderzuhalten sind. Der Obere Dolomit ist mehr gelblichrötlich und im allgemeinen besser gebankt, der Untere Dolomit weißer. In letzterem sind auch Großoolithstrukturen gefunden worden (B. SANDER, O. MEIER). Der Obere Dolomit erwies sich bisher als versteinerungsleer, weist jedoch öfters beim Anschlagen einen bituminösen Geruch auf.

Die Raibler Schichten sind als schwarze Tonschiefer entwickelt, die oft gleichmäßig ebenplattig durchziehen, stellenweise aber auch stärker durchbewegt oder durch Störungen versetzt sind. Die höhere Metamorphose macht sich durch das Auftreten von Biotit bemerkbar, der häufig an einzelnen s-Flächen, die als Bewegungsflächen wirkten, angereichert ist (Pinnistal).

Der Dolomit der Blaserdecke gleicht dem Hauptdolomit des Sockels und ist deshalb und wegen seines Verbandes (Wechsellagerung) mit den Kössener Schichten sicher als solcher anzusehen. Auch er weist eine deutliche Feinschichtung und im großen gesehen eine Bankung auf, wenn nicht, wie es hier in großen Teilen der Fall ist, die Mylonitisierung beides verwischt hat. Gegenüber dem Dolomit des Sockels ist er weniger kristallin.

Rätschichten des Sockels.

Für die Rätschichten geben F. FRECH (1905) und dann F. KERNER (1911) folgende Dreiteilung:

Oberer Glimmerkalk (und Pyritschiefer),
Massige weiße Kalkbänke mit Glimmerkalken,
Untere Pyritschiefer (und Glimmerkalke).

Die darüberliegenden „massigen grauen Kalke" gehören nunmehr schon zur Blaserdecke. Ein öfters auftretendes Kalkband im Liegenden, das gleich an Dolomit anschließt, ist bei F. FRECH mit dem Dolomit zusammengelegt. Die Unterscheidung Kalk—Dolomit ist bei F. FRECH und auch bei F. KERNER nicht immer richtig.

Diese Dreiteilung ist nur als schematisch anzusehen und nicht immer ganz zutreffend. Es kommen öfters mehrere Kalkbänke und damit auch mehr Lagen von Glimmerkalken vor. Auch sind Unterer und Oberer Glimmerkalk lithologisch nicht ohne weiteres unterscheidbar, sondern meist nur der Lage nach, wie F. KERNER auch zugibt.

Jedenfalls besteht ein Wechsel von reinen Kalklagen mit unreinen mehr oder weniger kalkigen Lagen, von denen letztere einen größeren Gehalt an

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Silikaten und Eisenverbindungen aufweisen. Zu diesen gehören vor allem die wegen ihres Eisengehaltes meist gelb anwitternden Glimmerkalke, die oft auch grünlichen Glimmer führen, dann Kalkphyllite. Deren Kalkgehalt kann auch zurücktreten und es liegen dann kaum kalkhaltige Phyllonite vor, die Quarzphylliten gleichen, jedoch nur in geringer Ausdehnung vorkommen. Manchmal weisen sie einen größeren Pyritgehalt auf (Pyritschiefer nach F. FRECH).

In diese Gesteine eingeschaltet sind Bänke, Lagen und Linsen von reineren, meist marmorisierten Kalken, seltener Dolomite. Sie sind teils weiß bis hellgrau und schichtungslos, teils schön gebändert, und zwar meist weißgrau, manchmal auch rötlich. Fallweise war zu beobachten, daß die rötliche Färbung von Klüften ausgeht (Oxydation oder Eisenzufuhr). Die Mächtigkeit kann sehr verschieden sein (bis zu 100 m) und sich auch im Streichen ändern. Diese Kalke können aber auch als ganz schmale Einlagerungen in den Glimmerkalken auftreten, mit denen sie durch Übergänge verbunden sind.

Die Dolomite treten in den untersten Glimmerkalklagen, teils als eigene Einschaltungen, teils in Verbindung mit den hellen Kalken auf. Vom Hauptdolomit sind sie in der Regel durch die hellere Farbe und meist auch stärkere Durchbewegung unterschieden. Eine nähere Bearbeitung, besonders des Gefüges (Korngefüge durch J. LADURNER) ist in Vorbereitung. Bisher konnten sie NE des Padasterjochhauses und besonders NW Trins im Burgwald festgestellt werden.

Die ausgeprägte Kristallisation im Rät des Sockels ist vor allem durch den Glimmer und Kalzit gegeben. Bei den Glimmern (Muskowit) ist sie aber vielfach von der Durchbewegung überdauert, so daß typische Kalkphyllite entstehen. Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation in weiterem Rahmen wird noch bearbeitet. Einige Angaben finden sich bei A. FUCHS.

Als Ausgangsmaterial für diese Gesteine des Rät können Mergel und Tonschiefer mit Kalkbänken angesehen werden, ähnlich wie sie auch das Rät der Nordalpen bilden.

Kössener Schichten der Blaserdecke.

Diese Schichten gehören auch dem Rät an. F. KERNER gebraucht für die vielfach fossilführenden grauen Kalke den Ausdruck „im Hangenden des Rät". Sie gleichen typischen Kössener Schichten der Nordalpen. Ich behalte daher diese Bezeichnung bei.

Die Kössener Schichten bestehen vorwiegend aus dunkleren, manchmal auch helleren Kalken. Ihre untersten Lagen sind durch Wechsellagerung mit dem Hauptdolomit verbunden, wo sie also wohl den Plattenkalk vertreten. In etwas höheren Bereichen stellen sich gelb anwitternde Mergellagen

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

ein, dann auch dunkle bis schwarze schiefrige Lagen. An der Lämpermahdspitze ist eine sehr schmale Lage (einige cm) eines schiefrigen weinroten Mergels eingeschaltet. Kennzeichnend sind auch einzelne fossilreiche Bänke, deren Fossilien jedoch meist durch die Durchbewegung sehr unkenntlich geworden sind und dem Gestein nur mehr ein unregelmäßig schwarzfleckiges Aussehen geben. Manchmal sind auch Bivalven darin zu erkennen (s. a. F. KERNER 1918).

Im Vergleich zu dem gleich darunterliegenden Rät des Sockels ist die geringe Kristallisation auffallend. Auch faziell ergeben sich Unterschiede, wenn auch in beiden Serien vergleichbare Gesteinstypen vorkommen. So finden sich die Glimmerkalke und Kalkphyllite, die im Sockel in beträchtlicher Mächtigkeit vorkommen und die sich auf Mergel als Ausgangsgestein zurückführen lassen, als solche in den Kössener Schichten der Blaserdecke nur als Einlagerungen in den dunklen Kalken, die wieder dem Sockel fehlen. Auch die hellen Kalke sind im Verband der dunklen Kössener Kalke der Blaserdecke nur wenig vertreten, während letztere im Rät des Sockels zurücktreten.

Juraschichten.

Bereits von F. FRECH (1885 und 1905) ist der Lias der Kesselspitze mit seinem Fossilinhalt (Cephalopoden) beschrieben worden und diente als sicherer Ausgangspunkt für die Altersdeutung des Brennermesozoikums. Es sind weinrote bis graue mergelige Kalke vom Typus der Adneter Kalke. Sie sind kaum kristallin, weisen jedoch deutliche Anzeichen einer Durchbewegung auf, wie auch die verdrückten Ammoniten zeigen.

In der Schichtfolge des Sockels war bisher Lias am Blaser und Serleskamm N des Gschnitztales noch nicht bekannt. Ich fand bei P. 1598 im Platzer Wald nördlich Trins in den hellen Kalken rote Einschaltungen, die sehr roten Adneter Kalken gleichen.

Im Dünnschliff zeigten sich Spuren von Mikrofossilien, in denen Kollege Dr. S. PREY, dem ich hier für die Mithilfe danke, Tintiniden (Calpionella) erkennen konnte. Es wäre auch möglich, daß es sich um eine Rotfärbung an der Überschiebungsfläche handelt, wie sie andernorts sicher ist. Hier scheint mir aber doch eine sedimentär angelegte Rotfärbung wahrscheinlicher.

Der Gesteinsbeschaffenheit nach sicherer Lias kommt in der tieferen Einheit auf der S-Seite des äußeren Gschnitztales unter der Steinacher Decke vor. Hier liegt über der ausgewalzten Triasplatte der tieferen Einheit durch eine schmale Lage von Quarzphyllit getrennt, noch einmal Mesozoikum mit Lias, das schon von O. MEIER (1920) von der Eigner Wiese beschrieben wurde und von mir auch weiter im W bei P. 1492 festgestellt werden konnte.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol.ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Oberjuraschichten, wie sie etwa A. SPITZ (1918, S. 191) vermutet, konnten nicht beobachtet werden.

Das tektonische Gefüge.

Aus den Beobachtungen und Messungen ergab sich, daß im Mesozoikum des untersuchten Gebietes zwei wesentliche Formungspläne vorhanden sind. Einem ersichtlich älteren Plan sind die Achsenrichtungen zuzuordnen, die ihren Schwerpunkt in B = N 40° W bis N 50° W haben, örtlich aber bis einerseits N 15° W (N Trins und gegen das Silltal), anderseits bis N 70° W (besonders im Gebiet der Kesselspitze) pendeln können, wie dies Diagramm Abb. 3 zeigt. Ihre Lage ist im allgemeinen horizontal, gebietsweise, an der Kesselspitze und N Trins, fallen sie nach NE ein, was wohl durch Verstellungen nach einer jüngeren Formung bedingt ist.

Diese Achsen sind im untersuchten Bereich im ganzen Mesozoikum einschließlich der Blaserdecke ausgeprägt, und zwar meist in Form von Streckungs-, aber auch als Faltenachsen. Sie entsprechen einer trotz der verschiedenartigen Gesteine recht homogenen Verformung des ganzen Bereiches. Kennzeichnend für diese ist, daß dabei das Flächengefüge im großen, vielfach auch im kleinen bewahrt wurde. Der horizontal liegende Lagenbau des Brenner Mesozoikums ist trotz der lagenweise oft intensiven Verfaltungen ungestört geblieben. Nur lagenweise treten, besonders in den stärker teilbeweglichen Bereichen, oft intensive Verfaltungen, auch in den Kalken z. T. als Spitzfalten, nach s auf. Die mächtigen Dolomite blieben, wenigstens für das freie Auge fast ungeändert, nur die zwischenliegenden Tonschiefer der Raibler Schichten weisen stellenweise eine Verformung auf, ebenso auch die Basisschichten.

Ein zweiter jüngerer Formungsplan, der in diesem Bereich wirksam war, ist der mit den B-Achsen N 20° E bis N 50° E. Er hat sich vorwiegend in höheren Lagen ausgewirkt und entspricht einer starken Einengung, die hauptsächlich im Gebiet des Hauptkammes bei der Lämpermahdspitze in den Kössener Schichten und im obersten Hauptdolomit eingetreten ist, aber auch Verfaltungen in den darunterliegenden Rätkalken bewirkt hat. Dieser Streifen stärkerer Einengung reicht weiter nach S bis zum Hammerspitz.

Für den ganzen Bereich des Brennermesozoikums hat A. FUCHS das tektonische Gefüge schon früher bearbeitet und mit einer schematischen Kartenskizze 1939 veröffentlicht. Dabei kommt er zu der Erkenntnis, daß zwei Deformationspläne vorhanden sind: der Plan 1 mit B = N 50°—70° W, zu dem der Vorschub eines tieferen Stockwerkes der Steinacher Decke und die Verschuppung mit den Rätschichten gehören soll, dann der jüngere

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Plan 2 mit B = N 40°—80° E, zu dem das Gipfelstockwerk der Steinacher Decke und der Vorschub der Blaserdecke zu rechnen sei.

Die beiden Pläne konnte ich in dieser Art, doch ohne scharfe Trennung, als Stockwerke im Quarzphyllit der Steinacher Decke feststellen (O. SCHMIDEGG 1949), in sehr deutlicher Ausbildung die beiden Achsenlagen nach P. 1 und P. 2 in den Quarzphylliten des Silltales (O. SCHMIDEGG 1954). Auch B. SANDER hat sie bereits früher mit anderen Achsenlagen für die Schieferhülle am Tauernwestende und für die Tuxer Alpen beschrieben (1933, 1940 und 1942).

Im Gebiet des Serleskammes und Blaser hingegen liegen nach meinen oben ausgeführten Feststellungen die Achsen allgemein mehr nach NW bis zu NNW verschwenkt, nur äußere Grenzlagen reichen in die für P. 1 kennzeichnende Richtung WNW. Auch in der Triasunterlage der Steinacher Decke im S des äußeren Gschnitztales zeigt sich dieser Unterschied deutlich auf engem Raume. Während in den darüberliegenden Quarzphylliten die Richtungen WNW und ENE herrschen, haben die B-Achsen in den Kalken N 40° W als Richtung, was ganz mit den Achsenlagen im Blaser übereinstimmt.

Während bei den Angaben im Text bei A. FUCHS diese Achsenlagen im Serleskamm- und Blaserbereich richtig angeführt sind, ist die Darstellung auf dem beigegebenen Übersichtskärtchen einheitlich schematisch als WNW für P. 1 bzw. ENE für P. 2.

Die Achsenrichtung NW, die für das Mesozoikum des Serleskammes und Blaser kennzeichnend ist, weicht aber besonders in ihrem Maximum so deutlich davon ab, daß sie unbedingt eigens hervorzuheben ist. Ich bezeichne diese Richtung der B-Achsen hier mit 1 a, womit auch gleich angedeutet ist, daß die Formung gleicher Art ist, wie bei P. 1.

Noch mehr aber kann die Richtung B = NNE bis NE des Mesozoikums nicht mit dem B = ENE des Quarzphyllits zusammengeworfen werden, wenn auch beide im Grenzbereich ineinander übergehen können. ENE ist eine relativ ältere Achsenrichtung, die für das Tauernwestende (B. SANDER) und für den Quarzphyllit des Silltales, auch für die Steinacher Decke kennzeichnend ist und wie ich dort zeigen konnte, mit der Richtung WNW interferiert. Sie kommt in diesem Mesozoikum nur untergeordnet und schwach ausgeprägt vor.

Mit diesen B-Achsen des Mesozoikums NNE (bis NE) haben wir eine wesentlich j ü n g e r e V e r f o r m u n g, die die Formung nach B = NW eindeutig überlagert und zu örtlich bedeutenden Einengungen führt. Sie ist neben die Richtung B = ENE zu stellen, die im Quarzphyllit als B' ⊥ B = WNW auftritt. Gleich wie bei den NNE-B-Achsen im Quarzphyllit der

© Österreichische Mineralogische Gesellschaft, Austria, download unter www.biologiezentrum.at/ und www.biologiezentrum.at

Steinacher Decke nimmt auch im Serleskamm die Bewegung nach diesem Plan mit der Tiefe allmählich ab.

Es ergibt sich nun daraus, daß für die Achsen NNE nicht eine Schwenkung nach links erfolgt ist, wie FUCHS für P. 2 annimmt, sondern nach rechts, also in gleichem Sinne wie für die älteren Achsen von WNW nach NW.

Beschreibung des Gebirgsbaues.

Der Sockel der Blaserdecke.

Der Sockel der Blaserdecke wird zum größten Teile von dem bis 1000 m mächtigen Dolomitpaket gebildet, das besonders im Pinnistal durch die mächtigen Wandabstürze auffällt, deren gleichmäßige Schichtung gut die flache und wenig gestörte Lagerung erkennen läßt. Die Raibler Schichten ziehen als wenig mächtiges Band in etwa 1600 m Seehöhe durch und trennen dadurch den Unteren Dolomit mit höchstens 300 m als den geringeren Anteil vom Oberen Dolomit (Hauptdolomit) mit 700—800 m.

Nach Osten nehmen diese Schichten an Mächtigkeit erheblich ab. Der Untere Dolomit, der im Osten nur an wenigen Stellen aufgeschlossen ist, erreicht an der Silltalseite kaum einige Meterzehner. Der Hauptdolomit weist an der Serles noch 500 m Mächtigkeit, an der Ostseite des Habler und bei Trins nur mehr 200 m auf. Besonders nördlich Trins ist das rasche Absinken der Dolomitobergrenze augenfällig. Es entspricht dies dem „Abstieg der Gebirgsachse" gegen das Silltal nach R. v. KLEBELSBERG (1941). Das gilt aber hier nicht für die Basis der Trias.

Über dem Dolomitpaket liegt die Schichtfolge des Rät mit einer zwischen 200 und 300 m schwankenden Mächtigkeit, die aber nicht wie beim Dolomit nach Osten abnimmt. Wie schon beim tektonischen Gefüge ausgeführt, sind die Rätschichten als Bewegungshorizont stellenweise verfaltet, im allgemeinen herrscht aber Lagengefüge vor.

Im Dolomit kommen auch größere Bereiche vor, die stärker mylonitisiert sind, besonders wenn die Überdeckung mit Rätschichten unter der Blaserdecke gering ist, wie im Kamm südlich der Kesselspitze. Eine tiefergreifende, gänzlich zertrümmerte Zone, streicht nördlich des Blasers quer über die nach N auslaufenden Grate in etwa 600 m Breite und zieht nach E in das Statzer Tal hinein. Auf der Kuppe 1933 finden sich einzelne Stücke von grobkristallin verheilten Dolomitbreccien. Im Liegenden ist noch die schmale Dolomit-Scholle der Weißen Wand vorhanden, die von den Raibler Schichten bis zur Basis ein stark reduziertes Profil enthält.

In die Rätschichten des Sockels greifen Quarzphyllite spitzkeilförmig in weiter Erstreckung ein, die südlich des Gschnitztales in unmittelbarem Zusammenhang mit der Steinacher Decke stehen und dort auch noch

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Grünschiefer und Eisendolomite enthalten. Im Bereich nördlich des Gschnitztales ist es vor allem der Quarzphyllit des Padaster Kogels, der nur durch eine dünne Kalkphyllitlage getrennt dem Hauptdolomit aufliegt. Diese Verhältnisse sind schon ausführlich von F. KERNER behandelt worden. Der Quarzphyllit liegt zu einem großen Teil frei zu Tage, nur am Hammerspitz wird er durch die Rätkalke und -schiefer des Gipfelaufbaues überdeckt. Auch an der Kirchdachspitze, deren Massiv durch eine NNW-Störung um etwa 100 m gehoben ist, liegt noch eine Kappe von Glimmerkalken auf. Die letzten Ausläufer nach NE stehen nördlich des Padasterjoch-Hauses an und verschwinden unter den Rätkalken des Foppmandls. Am Padaster Kogel schwimmen einzelne Schollen von Rätkalken im Quarzphyllit. Die Quarzphyllite dringen also hier gegen 5 km tief in die Schichtfugen der Rätschichten ein.

Ein weiteres Vorkommen von Quarzphyllit findet sich am Osthang des Habler in gleicher Position. Auch hier dringt ein Keil von Quarzphyllit nahe über dem Hauptdolomit in das Rät ein. Am Ausbiß im Hang hat er noch eine Mächtigkeit von 100 m, wird aber bergein rasch schmäler. Unweit darüber ist nochmals die Spitze eines schmäleren Keiles erhalten. Diese Verzahnung von Quarzphyllit steht wohl mit der Phylliteinschaltung in Beziehung, die ich südlich des Gschnitztales an der Basis der Steinacher Decke im Mesozoikum feststellen konnte (O. SCHMIDEGG 1949).

Sehr tief in die stratigraphische Folge der Trias eingeschaltet ist ein kleines Vorkommen von Quarzphyllit im unteren Nordgehänge des äußeren Gschnitztales, das durch einen kleinen Bachlauf angerissen ist. Mit B-Achsen N 60° W ist hier Dolomit mit Kalkphyllit verzahnt und zwischen Dolomit liegt in wenigen Meter Breite der Phyllit mit gleichen Achsen. Er bedingt auch einen Quellhorizont.

Der Quarzphyllit der Platzmahder liegt in einem höheren Horizont. Nach F. KERNER sind die Aufschlüsse nicht ganz eindeutig; meine Beobachtungen weisen aber doch mit einiger Sicherheit darauf hin, daß der Phyllit unmittelbar unter dem Hauptdolomit der Blaserdecke und damit an der Überschiebungsfläche liegt. Nur im unteren östlichen Teil, nahe dem Sattel zum Habler, steht der Phyllit in größerer Mächtigkeit an und läßt mehrfach eine Achsenrichtung B = N 50° W erkennen. Nach oben (W) konnte ich ihn allerdings nur mehr in Lesesteinen bis nahe zur Blaserhütte, also bis zum Dolomit der Decke verfolgen.

Auch sicher an die Basis der Blaserdecke gehört das kleine Vorkommen von Quarzphyllit am Ostende der Dolomitscholle nördlich Trins (1500 m) und die phyllonitischen Schiefer, die auf Glimmerkalken nahe der Überschiebungsfläche südwestlich des Kamplspitz liegen. Dagegen ist es bei den

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

innerhalb des Rät an verschiedenen Stellen zu beobachtenden kleinen Vorkommen von Quarzphylloniten eher anzunehmen, daß es sich um kalkarme Ausbildungen der Kalkphyllite handelt.

Die Überschiebungsfläche der Blaserdecke.

Neben der Tatsache, daß der Hauptdolomit der Blaserdecke fast stets auf jüngerem Rät liegt, geben einen weiteren Hinweis für die Deckennatur des Blaserdolomits die Schubreste von Nößlacher Karbon. Sie sind an mehreren Stellen, allerdings nur in einer schmalen Zone zwischen Zwieselgraben und W des Kamplspitz schon von F. KERNER aufgefunden und beschrieben worden. Sie befinden sich in flacher Lagerung stets an der tektonischen Grenzfläche des Hauptdolomits.

Es sind fast alle Gesteinsarten des Karbons, die in der Steinacher Decke vorkommen, vertreten. Am besten erhalten sind die Quarzkonglomerate im Zwieselgraben, die als starre Massen bis auf eine geringe nachkristalline Beanspruchung fast unversehrt geblieben sind. Die vielfältigste Gesteinsgesellschaft tritt westlich des Rückens in der Rinne unterhalt P. 2122 (an der S-Seite der Peilspitze) auf. In den Anrissen finden sich hier dunkelgraue Sandsteine, graphitische Schiefer und Konglomerate. F. KERNER fand auch noch Anthrazit, der aber derzeit nicht sichtbar ist, da er an der Oberfläche erfahrungsgemäß in kurzer Zeit ausgeschwemmt wird.

Die übrigen Schubschollen weiter westlich liegen als schwarze Mylonite vor, die sich im Dünnschliff aber noch gut als Quarzkonglomerate und Sandsteine erkennen lassen. Durch reichlichen Graphitgehalt sind sie stark geschwärzt und weisen alle Anzeichen starker Quetschung und Durchbewegung auf, wie schon W. HAMMER angibt (F. KERNER 1918, S. 129). Alle Vorkommen an der Südseite der Peilspitze, westlich des Kalbenjoches und westlich des Kamplspitz zeigen die gleiche Beschaffenheit.

Daß die Quarzphyllite der Platzer Mahder und N Trins auch an der Überschiebungsfläche liegen, ist schon im vorigen Abschnitt erwähnt.

Ein deutliches Merkmal der Überschiebungszone ist die starke Rotfärbung durch Eisenoxyde beiderseits der Bewegungsfläche, die sich hauptsächlich im Dolomit, aber auch in den Kalken und Schiefern des Rät der unteren Einheit findet. Wie weit hier Eisenzufuhr stattgefunden hat oder nur Oxydation des vorhandenen Eisen (Pyrit), das mobilisiert wurde, muß erst die nähere Untersuchung zeigen.

Die Blaserdecke im Bereich des Blaser.

Die mächtigste und wenigst gestörte Entfaltung weist der Hauptdolomit an der Peilspitze, der höchsten Erhebung des Blasermassivs (bei F. KERNER Kalbjoch genannt) auf, an der seine Mächtigkeit etwa 300 m beträgt. Er bildet daher an ihrer SW- und NW-Seite Wandabstürze, deren

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

fester Dolomit deutliche Schichtung mit Ostfallen erkennen läßt. Dagegen ist der Dolomit schon am Ostgehänge der Peilspitze und noch mehr an der Blaserkuppe und am Habler auffallend stark mylonitisch und meist ganz zu Grus zerfallen, der zusammen mit den tiefer unten anstehenden Rätschichten die weichen Formen dieses Berges bedingt. Der Mylonit bildet eine flache Zone, die im E mit der Basis der Decke zusammenfällt, sich aber nach W, etwa wo sie von der streichenden Störungszone des Langentales geschnitten wird, mit ungefähr 30° heraushebt.

Am Habler liegt, durch die Erosion abgetrennt, ein dreieckig geformter Deckenteil, dessen Dolomit bis auf die Südspitze auch größtenteils zu Grus zerfallen ist. Im Gehänge zum Gschnitztale läßt sich entlang eines Fußsteiges die Schubfläche, die durch zahlreiche Quellaustritte über den Rätschichten gekennzeichnet ist, gut verfolgen.

Der Dolomit der Decke liegt fast überall auf Glimmerkalk auf mit Ausnahme des Gipfelgebietes des Blasers selbst, wo er unmittelbar an den Dolomit der Unterlage stößt, teilweise (im Nordgrat des Blaser) durch eine schmale Kalklage getrennt. Südlich des Gipfels greift ebenfalls eine Lage aus Rätkalken in den Dolomit ein. Anscheinend handelt es sich um eine Verschuppung mit der Unterlage.

Als der am tiefsten gelegene Teil der Blaserdecke ist an der Oberkante des Steilabfalles N Trins (SH 1500—1560 m) ein Rest von Hauptdolomit in etwa 300 m Länge erhalten, den auch der neue Forstweg anschneidet. Im allgemeinen ist es ein stark beanspruchter, aber fester Dolomit. Ein alter Schurf hat von der Basis gelbliche mylonitische Breccien zutage gebracht, die auch junge Ausscheidungen von Aragonit und Zinkblende zeigen. Am Ostende steht in einem kleinen Aufschluß Quarzphyllit an (flachliegend mit B = N 50° W), der den Dolomit unterlagert. Die Überschiebungsfläche der Blaserdecke senkt sich damit von 2200 m am Blaser und Kalbenjoch hier bis auf 1500 m ab (siehe Profile).

Die Teilschuppe des Valschwern.

Besondere Verhältnisse herrschen unter den Südwänden der Peilspitze im NE-Gehänge des Valschwern. Hier liegt ebenfalls auf Glimmerkalken ein Streifen von Dolomit, der von Karbonmyloniten begleitet und randlich vielfach von Eisenoxyden rotgefärbt ist. Er gehört mithin sicher auch der Blaserdecke an, liegt 170—200 m tiefer als die unter den Wänden der Peilspitze darüber ausstreichende Schubfläche der eigentlichen Blaserdecke.

Dieser Dolomit läßt sich nach E bis auf den Rücken der Zwieselmähder verfolgen, wo er nördlich des P. 1867 über Glimmerkalk in die Luft ausstreicht. Durch die Rinne südlich von P. 2122 ist er in 100 m Mächtigkeit

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

bei flacher Lagerung aufgeschlossen. Am Oberrand stark von Eisenoxyden durchsetzt (an einer Stelle konnte auch eine B-Achse mit N 50° W horizontal gemessen werden), wird er von den schon erwähnten Karbongesteinen überlagert, die Verfaltungen nach B = N 40° W aufweisen; darüber folgen schlecht erschlossene Glimmerkalke und schließlich über der Schubfläche der Dolomit der Peilspitze. In der nächsten Rinne nach W sind über dem unteren Dolomit an einer NNE-Störung dünnplattige weißadrige Kalke nach abwärts geschleppt.

Das auskeilende Westende des Dolomits, das von einer mächtigen Lage von schwarzem Karbonmylonit, unter dem wieder Glimmerkalk liegt, unterlagert wird, ist in eine große Falte von weißen Rätkalken mit ungefähr NE-Achse eingewickelt. Bemerkenswert ist ein Fächer der Streichrichtungen von ENE bis NNE an der äußeren Umbiegung der Kalkfalte.

Bei diesem Dolomit handelt es sich wohl um eine tektonisch tiefer eingeschaltete Teilschuppe der Blaserdecke, die durch einen Bewegungsvorgang nach B = N 50° W in die Unterlage (Rät) eingeschaltet und dann nach der jüngeren Einengung (B = NNE bis NE) in eine flexurartige Falte der Rätkalke eingewickelt wurde. Hierauf wurde das ganze Paket nach NNE-Flächen zerklüftet und die Teile etwas verstellt. Schließlich traten noch Bewegungen nach WNW-Klüften auf, die ebenfalls zu Verstellungen führten. Mit letzteren können auch kleinere Reste von Dolomit und Karbonmylonit erklärt werden, die den Rätkalken nahe der Hauptschubfläche aufliegen.

Die in den Hang eingeschnittenen Rinnen reichen nicht tief genug, um sicher erkennen zu lassen, ob und wieweit die Dolomitscholle in den Berg hineinzieht und so eine tiefere Schuppe bildet. F. KERNER meinte daher, daß diese Dolomitplatte nach WNW-Klüften abgesunken sei. Dagegen spricht aber die flache Überlagerung durch das Karbon mit den Merkmalen einer Bewegungsfläche an der Obergrenze des Dolomits mit Mylonitisierung und Eisenimprägnierung, ebenso auch die in späterer Phase erfolgte Einwicklung des Dolomits in die Rätkalke.

Im Zwieselgraben ist die Karbonscholle von ENE-Klüften begrenzt, an denen auch Verstellungen erfolgt sind.

Auffallend ist, daß in ziemlich gerader Fortsetzung nach SE, also in der Achsenrichtung, am Osthang des Rabantergrabens die Glimmerkalke mit örtlich starken Verfaltungen mit B = N 30° bis 40° E nach NE absinken, damit auch der Oberrand des Liegenddolomits, der ebenfalls stellenweise mit gleicher Achse stark verfaltet und mit Eisen imprägniert ist. Es liegt auch die Annahme nahe, daß die Dolomitscholle nördlich Trins eine Fortsetzung der Teilschuppe des Valschwern ist.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol.ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Blaserdecke am Hauptkamm.

Wie schon eingangs dargestellt, besteht der untere Teil des Grates vom Kalbenjoch zum Kamplspitz aus Hauptdolomit, der mit steilem E-Fallen N 20°—30° W streicht und nach oben durch Wechsellagerung in die dunklen Kössener Kalk übergeht (Abb. 1).

Den Schlüssel für das Verständnis gibt der Anblick der NE-Flanke der Lämpermahd-Sp. von der Serles aus (Abb. 2). Hier sieht man deutlich, daß die Kössener Schichten eine Mulde bilden, an deren Ostseite noch ein mächtiges Paket aus Hauptdolomit erhalten ist, während dieser im Westen nur noch in Resten vorhanden ist. Am Grat vom Kalbenjoch zum Kamplspitz ist der Ostschenkel überkippt, der Westschenkel liegt ganz flach und die Muldenmitte ist durch nach E einfallende Bewegungsflächen zerschert. Diese bedingen die Scharte und Rinnen und streichen nach NNW in einer breiten Rinne aus der Mulde heraus.

An der Lämpermahd-Sp. sind die dünnplattigen Kössener Schichten mit den Achsen N 40°—50° E stark verfaltet. Die Faltenanschnitte sind in der NW streichenden Gratmauer gut sichtbar. Im Grat nach S zu dem klobigen Felsturm (Beilspitz nach F. KERNER) schließt sich eine flache Mulde an, die wohl nach WNW-Achsen geformt ist. In ihr hat sich auch die Einengung nach der NE-Achse nur wenig ausgewirkt, daher sind auch die Kösse-

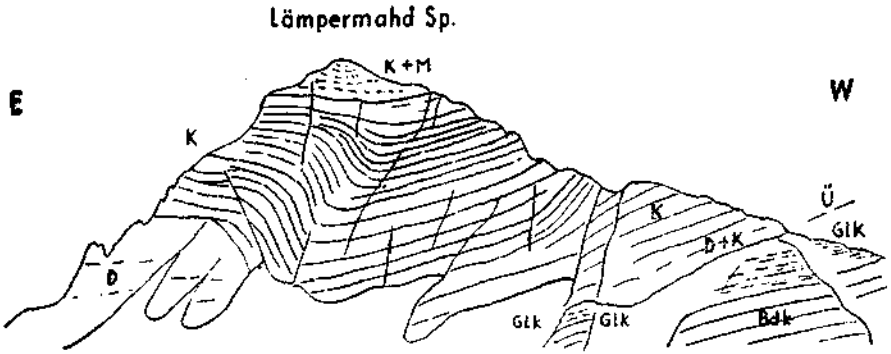


Abb. 2:
Ansicht der Lämpermahd Sp. von N (Serles)
Faltenmulde der Einengungszone mit NNE- bis NE-Achse.

Blaser Decke:
K + M = Kalke, Mergel und Tonschiefer der Kössener Schichten,
K = Kalke der Kössener Schichten,
K + D = Kalk und Dolomit wechsellagernd (Plattenkalk),
D = Hauptdolomit.

Tiefere Einheit (Sockel):
Glk = Glimmerkalk,
Bdk = Bänderkalk,
Ü = Überschiebung.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ner Schichten gut erhalten und z. T. fossilführend (F. KERNER 1919, S. 155, Profil). Auch der Dolomit im tieferen Teil des Ostgrates der Lämpermahd-Sp. zeigt WNW- bis W-Streichen und S-Fallen, ist also durch die Einengung kaum betroffen.

In dieser Interferenz der beiden Formungen führte also die ältere mit Achse WNW zur flachen Mulde, die jüngere Einengung nach B = NE bis NNE zur starken Verfaltung. Mit der gegen W bis WNW gerichteten Bewegung kam es zur Überkippung des Ostschenkels am Kamplspitz, später zu der Zerscherung nach der NNW-Fläche.

Westwärts des Mauernjoches liegen die Kössener Schichten der Blaserdecke, die als dunkle Kalkmauer, nur anfangs von wenig Dolomit unterlagert, den Grat aufbauen, wieder flach. Sie bilden die Kuppe 2600 (Hutzljoch), entsenden einen Gratausläufer nach ESE zum Rücken der Kugelwände und stehen mit den dunklen Kalken der Kesselspitze in ununterbrochener Verbindung. Als B-Achsen sind stellenweise die Richtungen N 60° W deutlich ausgeprägt, jedoch ohne bemerkenswerte Verformung.

Am Gipfel der Kesselspitze gehen die dunklen Kalke nach oben in die bekannten roten Liaskalke über. Sie fallen flach nach ESE ein und lassen ebenfalls Achsenrichtungen B = N 50° W erkennen.

Auf diesen Liasschichten liegt noch einmal eine Deckscholle von stark gepreßtem Hauptdolomit. Sie wurde schon von A. SPITZ (1919) und F. KERNER (1925) erwähnt. Der Dolomit, der von gleicher Beschaffenheit wie der der Blaserdecke ist, ist der Rest einer höheren Teildecke.

Im ESE-Grat der Kesselspitze reicht die Auflagerung der Blaserdecke bis 2500 m herab. Zunächst sind es vorwiegend dunkle, manchmal auch hellere Kalke — auch Mergeleinlagen kommen vor —, die nach unten immer mehr in Hauptdolomit übergehen. In einer Höhe von 2650 m bilden die Kalke eine liegende Falte mit B = N 35° E, die genau in südlicher Fortsetzung der Mulde der Lämpermahdspitze liegt. Nordwestlich P. 2216 steht noch ein nunmehr isolierter Rest von Hauptdolomit an.

Auch am SW-Grat der Kesselspitze, an dem die Kalke oberhalb des Steilabfalles nach W ausstreichen, liegt 140 m tiefer wieder ein Rest dunkler Kalke, die Kössener Schichten entsprechen, mylonitisierten Glimmerkalken auf. Die starke Zertrümmerung des Hauptdolomits am Grat zum Roten Kopf zusammen mit der Rotfärbung zeigt, daß die Blaser Decke hier noch weiter nach S reichte und nicht weit darüberlag.

Auch noch weiter im S finden sich einzelne Kalkschollen, die man der Blaserdecke zurechnen muß. Es ist dies vor allem die kleine Scholle am Osthang des Foppmandls bei P. 2204, die über Hauptdolomit dunkle Kalke mit etwas schwarzen Tonschiefern enthält. Sie liegt auf Glimmerkalken.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Auf dem vom Gipfel der Hammerspitze nach E abdachenden Rätkalken fand F. KERNER (1911, S. 401) wieder „oberste Rätschichten": dunkelgraue Kalke mit Zweischalern, „ähnlich jenen, welche am Kesselspitz vorkommen". Es ist anzunehmen, daß es sich hier ebenfalls um Kössener Kalke als Reste der Blaserdecke handelt. Ich hatte noch nicht Gelegenheit, sie zu besichtigen. Damit ist die ehemalige Ausdehnung der Blaserdecke bis zum Nennestal erwiesen.

Kluftsysteme.

Die Platte des Mesozoikums ist von zahlreichen Klüften durchsetzt, von denen manche auf größere Erstreckung durchziehen. Besonders im mächtigen Dolomit des Sockels sind sie sehr ausgeprägt, greifen aber vielfach auch in die Rätschichten und die Blaserdecke durch. In ihrer Auswirkung auf die Oberflächengestaltung als Rinnen, Spalten, Schluchten und Felswände sind sie gut im Gelände sichtbar, auch in der topographischen Karte. In Übersicht treten sie richtig erst im Luftbild bei Stereobetrachtung hervor. Auf der Karte konnten nur die wichtigsten dargestellt werden.

Am häufigsten sind die Kluftscharen NNW und NNE, die sich oft auf mehrere Kilometer verfolgen lassen. An einigen sind Verstellungen in vertikaler Richtung deutlich erkennbar, wie an der Kluftschar, der das Langental folgt und die dann über den Sattel (Schluimes) westlich des Blaser durchstreicht. An ihr ist W gegen E abgesunken. Eine größere Verwerfung in WNW-Richtung, die schon F. KERNER erwähnt, zieht östlich der Kirchdachspitze durch. Dadurch kommen Rät und Quarzphyllit des Gipfelaufbaues 100 m höher zu liegen als östlich der Kluft, an der sie auch geschleppt sind.

Die Kluftscharen WNW bis ENE sind nicht so verbreitet und hauptsächlich an der Südseite der Peilspitze gut erkennbar. Zu ihnen gehört auch die Kluft, die über das Serlesjöchl zieht, an der Quelle P. 2168 erschlossen ist und in gerader Richtung sich in der Kluft fortsetzt, die im Luftbild gut kenntlich über den hier stark mylonitischen N-Rücken des Blaser bei 1933 streicht. Von ihr zweigt, wie ebenfalls im Luftbild zu erkennen ist, eine Kluft in SE-Richtung über Habler bis ins äußere Gschnitztal ab.

Diese Kluftsysteme sind wohl als letzte Auswirkungen der Beanspruchungen anzusehen und wahrscheinlich als ac-Klüfte einem Achsensystem ENE—WNW bzw. auch NNW bis NNE zuordenbar, jedenfalls aber nicht mehr dem verschwenkten Beanspruchungsplan mit NW-Achse.

Neben den Wänden und Einschnitten zeichnen sie sich auch im Verlauf der Kämme, z. B. der ESE verlaufenden Seitengrate, ab und bilden die Hauptgrundlage des Gefügereliefs.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Zum Ablauf der Bewegungsvorgänge.

Das in dieser Arbeit dargestellte Gebiet gibt nur einen Ausschnitt aus dem noch vorhandenen Mesozoikum des Brennergebietes. Eine Darstellung des Ablaufes der Bewegungsvorgänge und der regionalen Beziehungen kann daher nur im engen Rahmen erfolgen.

Es sind zwar schon einige der umliegenden Bereiche auf ihr tektonisches Gefüge analysiert. F. KARL (1954) bringt darüber eine Übersicht, wozu von mir noch nicht veröffentlichte Ergebnisse der Umgebung kommen. Vor allem sind verschiedene Bereiche des Altkristallins nicht untersucht, auch über das Tribulaungebiet und die Kalkkögel ist noch zu wenig bekannt.

Eine Erörterung der regionalen Beziehungen im weiteren Rahmen muß daher einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. Es sei hier nur kurz erwähnt, daß nach den grundlegenden Arbeiten B. SANDER's in der Schieferhülle der Tauern als Hauptachsenrichtungen der Formungen WNW, ENE sowie E—W vorherrschen, von denen in unserem Bereich hauptsächlich die Achsenrichtung WNW vertreten ist, die anderen nur ganz untergeordnet vorkommen. Die NW-Richtung findet sich östlich der Sill nur vereinzelt im Tuxertal und den Tarntaler Bergen.

N—S und ungefähr N—S bis NNE und NNW werden meist als jüngere Achsenrichtungen beschrieben, z. T. auch als β. Ihnen sind wohl auch die NNE-Achsen des Blaser-Serlesgebietes gleichzustellen. Sie fehlen als B-Achsen im Silltalgebiet.

Der älteste durch das Achsengefüge erkennbare Bewegungsplan im Mesozoikum von Serleskamm und Blaser ist der Plan (P. 1 a) mit mittlerem B = NW—SE (Bewegungsrichtung SW—NE), zu dem auch die bis nach N 35° W einerseits und nach N 70° W anderseits abweichenden Achsen gehören. Innerhalb dieser Schwankungsbereiche ist die Formung recht homogen erfolgt und umfaßt das ganze Gebiet der tieferen Einheit (Sockel) und die Blaser Decke, soweit dies erkennbar ist. Vor allem sind es die Rätschichten, die in stärkerem Maße erfaßt wurden und im großen gesehen einen s-Tektonit bilden, wobei das primäre Lagengefüge erhalten blieb. Im Kleingefüge kam es aber vielfach auch zur Ausbildung von B-Tektoniten oder s-B-Tektoniten mit intensiven Verfaltungen (Spitzfalten in s), deren nähere Untersuchung noch beabsichtigt ist. Es sind Transporte mit lamellarer Gleitung.

Sicher jünger gegenüber dieser Formung ist die Verformung, die zu Einengungen nach B-Achsen NNE bis NE führte (Bewegungsrichtung SE—NW bis ESE—WNW), die besonders in der Blaserdecke starke Verfaltungen und eine größere Einmuldung erzeugte. Sie klingt nach der Tiefe ab, aber auch in den Rätschichten des Sockels kam es noch örtlich zu stärkeren Verfaltungen, z. T. auch mit der Blaserdecke.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Gegenüber dem im weiteren Bereich herrschenden Formungsplan P. 1 mit B = WNW und dem dazu senkrechten Plan mit B = NNE ergibt sich somit eine Verschwenkung beider Pläne um etwa 30° im Mittel nach rechts im Uhrzeigersinn.

Eine Erklärung dafür ist einerseits in der Weise möglich, daß das Kräftefeld der Beanspruchung eine Drehung nach rechts ausgeführt hat, während die Lage der geologischen Körper gleich blieb, außer einer etwa möglichen Parallelverschiebung, oder es hat sich bei gleichbleibender Lage des Kräftefeldes die entsprechende geologische Einheit, hier das Mesozoikum, nach rechts gedreht, und zwar nachdem sich die Formung nach P. 1 mit B = WNW ausgeprägt hatte. Die Steinacher Decke mit dem Quarzphyllit machte diese Drehung nicht mit.

Im ersten Falle muß man, um die schwankenden Achsenlagen zu erklären eine in gewissem Bereich radiale Anordnung der Bewegungsrichtungen annehmen, ähnlich wie ich es im Kristallin des Stubai vermutete (O. SCHMIDEGG 1954). Für das Mesozoikum könnte man auch Abgleitungen mit divergenten Richtungen annehmen. Die Überlagerung am Nordrand der Steinacher Decke wäre dann eine spätere Formung nach P. 1 und P. 2.

Im zweiten Fall, den ich zunächst für wahrscheinlicher halte, kann das Schwanken der Achsen von WNW bis NNW leicht durch verschieden starke Drehung erklärt werden, die die ganze Triasplatte ausgeführt hat, im E am stärksten, im W, besonders im SW, am wenigsten. Die eingeschalteten Quarzphyllitkeile gingen dabei mit und nahmen mit ihrem Gefüge ebenfalls die geänderte Lage an. Im Quarzphyllit der Steinacher Decke hingegen, der in gleicher Lage geblieben ist, hat die Bewegung nach P. 1 und auch nach P. 2 weiter angedauert. Das starke Pendeln der Achsen NE bis NNE oft auf kleinstem Bereich kann dann darauf beruhen, daß die Beanspruchung WNW—ESE die Drehung überdauert hat, so daß es stellenweise zu fächerartiger Anordnung der B-Achsen kam. Die Anordnung der Klüfte, die symmetriegemäß eher zu den Plänen mit den Achsen WNW + NNE und ESE + NNW zuordenbar sind, als mit den gedrehten Richtungen, zeigt auch das weitere Andauern dieser Richtungen*).

Für diese Deutungsversuche ist aber noch das Verhältnis der Trias zu dem sie unterlagernden Stubaier Kristallin wesentlich, sowie das Gefüge des Kristallins selbst. Doch ist dies besonders für diesen Bereich erst sehr lückenhaft bekannt. Es lassen sich aber immerhin schon einige Beziehungen erkennen.

*) Gleichartige Verschwenkungen — auch im Uhrzeigersinn — führt B. Sander (1942, S. 50 und 68) für weniger große Bereiche östlich der Sill (zwischen Gries am Brenner und Steinach und am Sillesschartl) an. Sander denkt hier an ein Vorgehen westlicher Bereiche (Ötztaler nach N gegenüber den Tauern), doch läßt er auch andere Deutungen zu.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

So ist auffallend, daß das bogenförmige Streichen des Altkristallins im nordöstlichen Stubai (O. SCHMIDEGG 1954) mit den Achsenrichtungen des Mesozoikums weitgehend übereinstimmt.

Im Sellrain herrscht im Kristallin die Richtung WNW vor, sie geht bereits in der Unterlage der Kalkkögel bis in N 40° W über, die dann weiter auch im Bereich des Pinnistales im Kristallin, im Serleskamm- und Blasergebiet im Mesozoikum neben N 50°—60° E vorkommt. Gegen das Silltal wird sie von der Achsenrichtung WNW, die auch für Altkristallin und Trias vorwiegt, abgelöst. Im S gegen das Pflerschtal ist die Achsenrichtung wieder WNW.

Die Drehung der Triasplatte des Brennermesozoikums könnte man sich durch die Bildung des Bogens in der Unterlage erklären. Dann müßte diese aber nach dem Mesozoikum noch angedauert haben. Die Bögen des Stubai stehen aber mit der Schlingenbildung des Inner-Ötztals in enger Beziehung (O. SCHMIDEGG 1933). Ich konnte sie bis über Ranalt sicher verfolgen, bis ins vorderste Stubai wahrscheinlich machen durch Steilachsen und starkes Schwanken der Streichrichtungen (1954 und unveröffentl. Aufnahmen 1943). Das würde bedeuten, daß auch die Bildung der Schlingen frühestens spätmesozoisch, also alpidisch ist. Ihr vorkristalliner Charakter wäre dann darauf zurückzuführen, daß die Schlingentektonik in größerer Tiefe erfolgte.

Jedenfalls sind diese Erwägungen, die auch durch gewisse Beobachtungen im Schneebergerzug naheliegen, noch durch genauere Aufnahme des Gefüges des Altkristallin als Unterlage des Brennermesozoikums und der Grenzbereiche zu überprüfen, besonders hinsichtlich des Verhältnisses Deformation zu Kristallisation.

Zur Herkunft der Blaserdecke.

Da die Blaserdecke bereits B-Achsen und damit Formungen des älteren Planes mit B = NW aufweist, kann ihre Aufschiebung nicht nach P. 2 erfolgt sein, wie A. FUCHS meint. Die Überschiebung gehört also in den Plan 1 a bzw., wenn man die stoffliche Drehung annimmt, in den Plan 1 oder ist höchstens noch älter.

Die Überschiebungsfläche liegt über der Steinacher Decke. Es ist auch möglich, daß die Blaserdecke das ehemalig Hangende dieser Decke gebildet hat. Die Bewegungsrichtung ist in derzeitiger Lage SW—NE. Der Richtungssinn ist aber nicht unmittelbar ablesbar. Da im Sockel Höheres gegen N (NE) bewegt wurde und auch die Steinacher Decke in Richtung nach N bewegt wurde, ist dies auch bei der Blaserdecke wahrscheinlich.

Nach der Metamorphose, die einem höheren Niveau entspricht, könnte man zunächst ihre Herkunft aus N, wohin hier die Metamorphose im allgemeinen abklingt, annehmen, ebensogut aber auch von S aus einem höheren

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Niveau. Daß solche höhere Einheiten vorhanden waren, zeigt die auf größere Belastung hinweisende Metamorphose der Sockelgesteine und der Rest der Deckscholle auf der Kesselspitze. Nimmt man nach der Deckentheorie die Herkunft der nördlichen Kalkalpen aus S an, so könnte die Blaserdecke, die ja auch in ihrer Fazies größere Anklänge daran hat, ein Rest davon sein.

Die starke Mylonitisierung der Blaserdecke ist der späteren Beanspruchung in Richtung SE—NW (bzw. ESE—WNW) zuzuordnen, die zur Einengung und zu der gegen die Peilspitze ansteigenden Trümmerzone geführt hat.

Die Schubkeile von Quarzphyllit.

Auf die Keile von Quarzphyllit und den Vorgang ihres Eindringens in die Rätschichten kann hier nur kurz eingegangen werden. F. KERNER (1911) hat diese interessante Erscheinung zuerst richtig gedeutet und eine ausführliche Beschreibung gegeben. Diese wird nun außer mit der Karte mit der Darstellung des tektonischen Gefüges ergänzt. Die Verbindung mit der Steinacher Decke ist in der Berggruppe des Mortoartales (südlich des Gschnitztales) überzeugend gegeben. Diese ist von mir auch schon zu einem großen Teile neu aufgenommen und soll später einmal zur Darstellung kommen, wobei auf die Phyllitkeile näher eingegangen werden kann.

Die Phyllitkeile sind gleich wie die Rätschichten nach Plan 1 bzw. 1a geformt und mit dieser Formung eingedrungen, denn sie zeigen stets Übereinstimmung mit ihren ausgeprägtesten B-Achsen, wenn auch oft noch andere Richtungen vorkommen. Bei beiden ging die Formung unter Vorwalten der Bewegungen in s vor sich. Dabei wurde der Quarzphyllit mit Erhaltung des Lagengefüges, einerseits in Form von Schubmassen wie die Karbonschollen am Blaser an s-Flächen, die die Rolle von Bewegungsflächen spielten, eingeschleppt, anderseits war er unter den Bedingungen des Vorganges so hochgradig teilbeweglich, daß er selbst weiterwandern konnte, u. zw. wie wohl anzunehmen ist, aus Bereichen höheren, in solche geringeren Druckes (der aber immer noch beträchtlich war) hineingepreßt wurde. Dies geschah in Form ausgedehnter (bis 5 km) und mächtiger Keile in einzelne wenige Schichtfugen des Rät, u. zw. fast ausschließlich in Glimmerkalk. Der Quarzphyllit ist nirgends in dessen Klüfte eingedrungen, selten nur in benachbarte Schichtfugen (s. a. F. KERNER 1911, S. 450). An wenigen Stellen wurden einzelne Schichtteile des Rät abgerissen und schwimmen im Quarzphyllit, wie vor allem an den Enden der Rätkeile (Trunatal, Obernberg).

Da also vom Quarzphyllit keine Klüfte benützt wurden, im Gegenteil er von Klüften durchsetzt wird, ist die Klufttektonik jünger, wie auch die Formung nach Plan NNE jünger ist. Da das Eindringen der Phyllitkeile in den gleichen Bewegungsplan wie der Vorschub der Blaserdecke zu stellen ist, ist es verständlich, daß Quarzphyllit auch an der Deckengrenze liegt, wie es

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

am Blaser der Fall ist. Sonst liegen die Quarzphyllite meist an einer stratigraphisch tieferen Fuge.

Zeitliche Übersicht.

Zum Schluß sei noch eine zeitliche Übersicht der Bewegungsvorgänge im Bereich der Blaserdecke und ihrer Unterlage gegeben unter der Annahme, daß die Platte des Mesozoikums eine Drehung erfahren hat.

1. Formung nach Plan 1 mit B = WNW im Mesozoikum, Quarzphyllit (Altkristallin?), damit verbunden der Verschub der Blaserdecke, das Eindringen der Quarzphyllitkeile, Überschiebung der Steinacher Decke. Teilweise Kristallisation im Sockel der Blaserdecke.

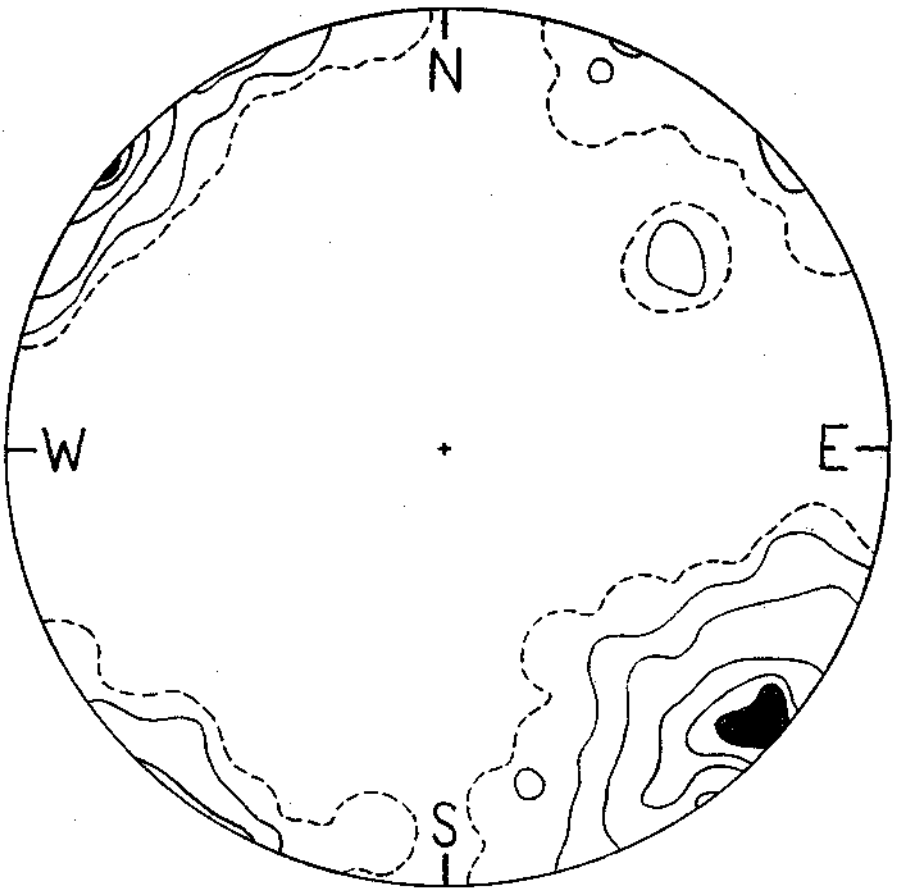


Abb. 3:
Diagramm der B-Achsen im Mesozoikum Serleskamm - Blaser (Untere Halbkugel in flächentreuer Projektion) 145 B-Achsen, Stufen 1—2—5—10—15—20%.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

2. Drehung des Mesozoikums nach rechts in verschiedenem Grade, B dreht sich aus WNW in NW bis NNW. Fortdauer der Bewegungen mit B = WNW und ENE im Quarzphyllit der Steinacher Decke.

3. Bewegungen mit Einengung nach B = NNE (bis NE), Einengungszone an der Lämpermahd-Sp. und Unterlage. Starke Mylonitisierung der Blaserdecke.

4. Ausbildung der Klüfte, vorwiegend NNE—NNW und ENE—WNW.

Bemerkungen zur Karte und zu den Profilen.

Als topographische Unterlage für die geologische Karte diente die österreichische Karte 1:25.000, mit der bis auf den Südrand auch die Grenzen übereinstimmen. Die geologischen Verhältnisse sind nach eigenen Aufnahmen unter Benutzung der angeführten Arbeiten von F. KERNER gezeichnet. Die Aufnahmen sind noch nicht ganz abgeschlossen, doch sind kaum wesentliche Änderungen zu erwarten, außer geringfügige Verbesserungen innerhalb der Rätschichten. Diese sind etwas vereinfacht dargestellt, indem von den Bänderkalken nur die mächtigeren ausgeschieden sind.

Vom tektonischen Gefüge sind die eingemessenen Achsenlagen eingezeichnet (Achsenplan). Eine statistische Darstellung gibt das Diagramm (Abb. 3).

Die Profile sind dem Gefüge symmetriegemäß gelegt, so daß sie möglichst senkrecht zu den B-Achsen liegen. Infolge des Gefügereliefs stimmen sie auch meist mit dem Kammverlauf überein.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 8. Mai 1956.

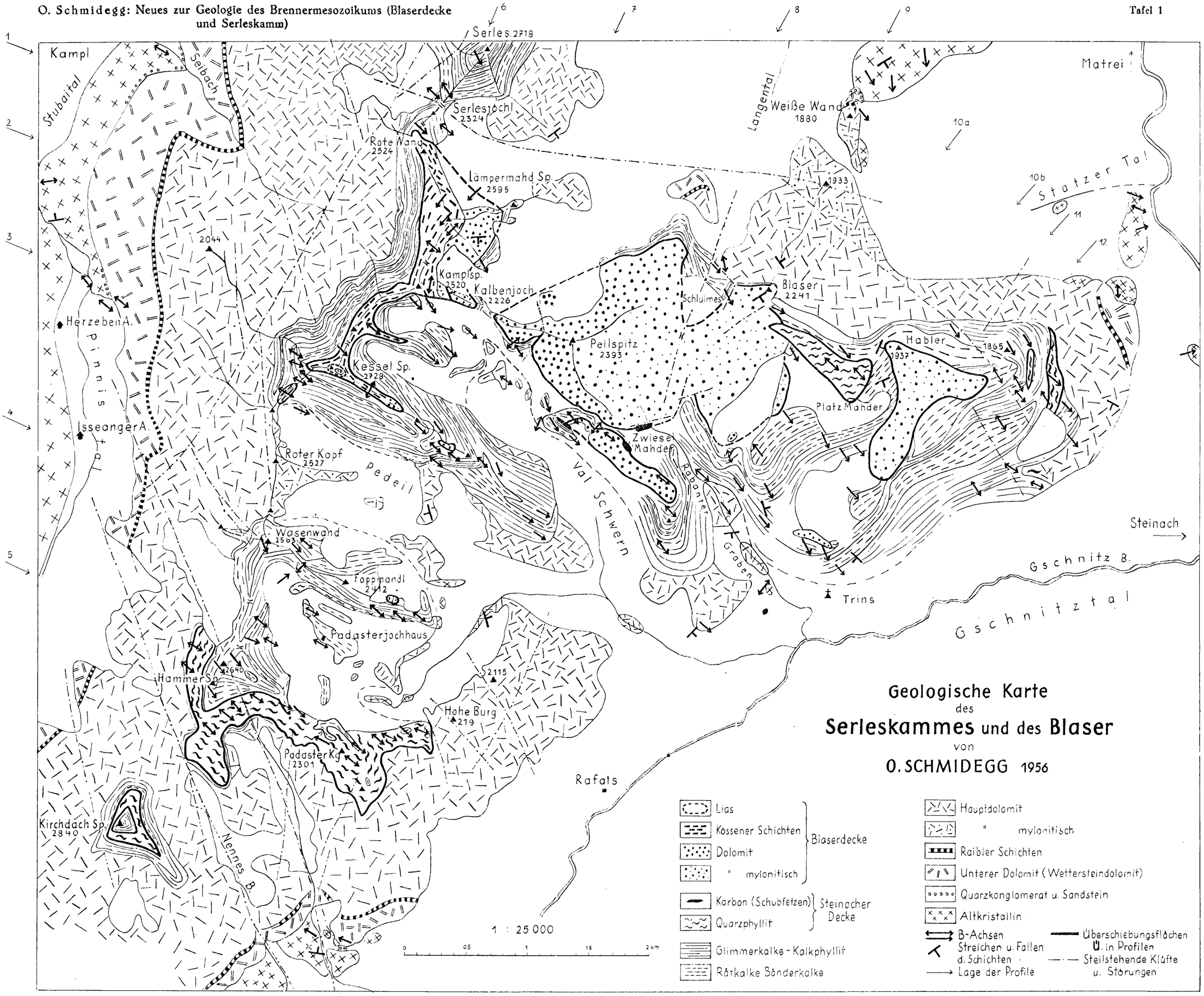
Literatur.

Dünner, H. 1934: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — Winterthur.
Frech, F. 1886: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen. — Jb. Geol. R.-A.
— 1905: Über den Gebirgsbau der Tiroler Centralalpen, mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. — Erg.-Hefte d. D. u. Ö. A.-V., Innsbruck.
Fuchs, A. 1939: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner), I. — Jb. Geol. B.-A.
Karl, F. 1954: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A.
Kerner, F. 1909: Aufnahmsbericht aus dem mittleren Gschnitztal. — Verh. Geol. R.-A.
— 1910: Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztal. — Verh. Geol. R.-A.
— 1911: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. — Jb. Geol. B.-A.
— 1915: Reisebericht aus Neder im Stubaitale. — Verh. Geol. R.-A.
— 1918: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. — Jb. Geol. R.-A.
— 1925: Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz (Stubai). — Verh. Geol. B.-A.
Klebelsberg, R. v. 1920: Der Brenner, geologisch betrachtet. — Ztschr. d. D. u. Ö. A.-V.
— 1935: Geologie von Tirol. — Borntraeger, Berlin.
— 1941: Der Westrand des „Tauernfensters". — Ztschr. D. Geol. Ges.
Meier, O. 1925: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. — Mitt. Geol. Ges. Wien.
Pichler, A. v. 1895: Beiträge zur Geognosie Tirols, II. Aus dem Inn- und Wipptale. — Ztschr. d. Ferdinandeums Innsbruck, S. 219.
Sander, B. 1921: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. St.-A.
— 1923: Aufnahmsbericht. — Verh. Geol. B.-A.

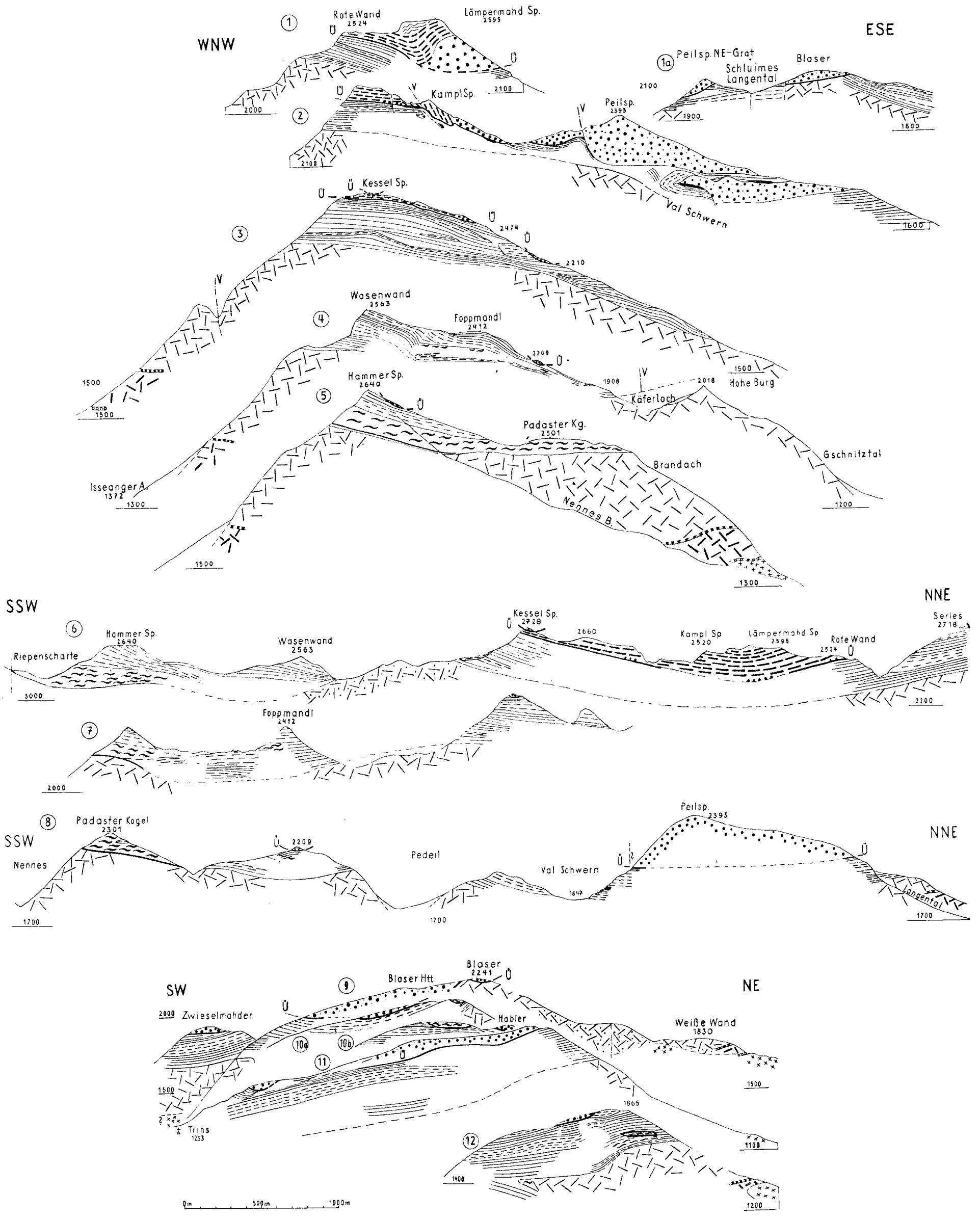
© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

— 1939: Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Ztschr. D. Geol. Ges.
— 1940: Neuere Arbeiten am Tauernwestende. — Mitt. R.-A. f. Bodenforschg. Wien.
— 1942: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III). — Mitt. R.-A. f. Bodenforschg., Wien.
— 1951: Über einige Innsbrucker Institutsarbeiten seit 1940. — Geol. Rundschau.
Schmidegg, O. 1933: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., 1933.
— 1949: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch. — Veröff. d. Museum Ferdinandeum, Innsbruck.
— 1954: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. — Tschermaks min.-petr. Mitt.
Spitz, A. 1918: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jh. Geol. B.-A.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1955

Band/Volume: 48

Autor(en)/Author(s): Schmidegg Oskar

Artikel/Article: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serieskamm). 271-295