©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jb. Geol. B. A.	Bd. 104	S. 213—237	Wien, Juli 1961

Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)

(Zweiter Teil)

Die zentralen Gailtaler Alpen

Von R. W. van Bemmelen *)

(Mit drei Tafeln 12—14 und vier Textabbildungen)

Inhalt

Summary 214
I. Einleitung 215
II. Stratigraphie 215
III. Tektonik 226
IV. Vererzung 231
V. Geologische Geschichte 233
VI. Schrifttum 236
Tafel 12. Stratigraphische Säulen von Teilen der Jaukenserie (Mittel-Trias)
Tafel 13. Geologische Karte des zentralen Teiles der Gailtaler Alpen, 1 : 50.000
Tafel 14. Tektonische Sonderprofile A'—A bis F'—F, 1 : 50.000

*) Adresse des Verfassers: Mineralogisch-Geologisches Institut der Reichsuniversität Holland, Oude Gracht 320, Utrecht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Summary

Contribution to the Geology of the Gailtal Alps (Carinthia, Austria). Part II: The central Gailtal Alps

This second paper on the geology of the Gailtal Alps treats the central sector between the Weissensee and the lead-zinc mining district of Bleiberg-Kreuth. It confirms completely the general results of the first paper, which treats the western sector (van Bemmelen, 1957).

The Gailtal Alps form a part of the Drau Zone, a lineament of about 600 km length, which forms the boundary between the Eastern Alps in Austria and the dinaric ranges in northern Italy and Yugoslavia.

This Drau Zone is not the root of the nappes in the Northern Limestone Alps or the cicatrice between the european and the african continent as was conceived in former syntheses of the East Alpine structure. It appears that this zone is primarily a rift or narrow graben-zone which contains a subsided wedge of mesozoic sediments. There upon this depressed wedge was compressed by gravitational collapses of its north- and southflank (see fig. 4).

In the central section of the Gailtal Alps the northern flank (Zone A on fig. 4) developed into a flexure and a normal fault, which brings norian dolomites (Hauptdolomit) into contact with ladinian limestones (lower Jauken Series). Northeast of the Weissensee two units of crystalline rocks together with their cover of permo-triassic sediments slid southward, towards the grabendepression. These units made a clockwise rotation, so that they are bordered at their eastern end by sinistral wrench faults, whereas at their western end the base of the gliding movements feathers into a set of differential gliding planes parallel to the sedimentary layers.

The median zone of the central Gailtal Alps (Zone B on fig. 4) consists of strongly folded and imbricated triassic sediments, the Laka-Gasser Synclinorium in the North (B′) and the Mittenberg-Anticline in the South (B″). In the core of the latter permotriassic rocks have ascended diapirically (Kak-fault).

These sedimentary rocks have been pushed northwards, towards the northern flexure and fault margin of the graben, transforming the original normal fault into a steep upthrust. The situation in the Silbergraben (section A—A′, Plate 14), indicates that this northward upthrust developed after the southward thrust of the gliding lamellae of the northern marginal flexure.

The southern zone of the central Gailtal Alps (Zone C on fig. 4) consists of crystalline schists and overturned carboniferous sediments, which have been pushed northward against the median zone. The Dobratsch unit of the Bleiberg-Kreuth District represents the eastward extension of zone C in the central section of the Gailtal Alps. Along the thrustplane between zone B and zone C wedges of permo-triassic rocks are intercalated (see for instance section E—E′ on plate 14). This southern zone represents the structural belt along the southern margin of the Draugraben. The steep upthrust between zone B and C was originally the great normal Gail fault, which transformed after the subsidence of the Draugraben into an upthrust due to the gravitational collapse of the Gail escarpment.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

This gravitational collapse of the Gailfault is held responsible for the compression of the contents of the graben (zone B), which — in their turn — were pushed against the northern marginal flexure (zone A).

Thus the tectonic analysis of central Gailtal Alps shows that first rifting movements occurred, causing subsidence of a sedimentary wedge; thereupon the contents of this graben were subjected to gravitational reactions, which resulted in strong folding and imbricated structures.

Arguments are advanced that the lead-zinc ores of Mitterberg and Farcher are the result of two phases of mineralization: (a) the deposition of synsedimentary sulphides in Karnian time, and (b) their redistribution and concentraction by descending solutions during the tertiary tectogenesis.

I. Einleitung

In dieser Arbeit wird die Geologie des zentralen Teiles der Gailtaler Alpen beschrieben. Dieser Teil ist etwa 5 km lang und erstreckt sich zwischen dem Weißensee und dem Quertal von Matschiedl—Kreuzen—Nikelsdorf. Ostwärts schließt das Ostende der Gailtaler Alpen an, worin die Pb-Zn Bergwerke von Bleiberg-Kreuth liegen. Westwärts wird er begrenzt vom westlichen Sektor der Gailtaler Alpen, der vom Verfasser im Band 100 dieses Jahrbuches (1957) beschrieben wurde (Abb. 1).

In den Jahren 1956 und 1957 wurden in diesem zentralen Teil mit jungen Studenten Kartierungsübungen gemacht und im Sommer 1958 wurde unter der Leitung des Verfassers der nördliche Teil von W. J. M. VAN DER LINDEN, und der südliche Teil von L. KROOK bearbeitet. Außerdem machte Verfasser im Jahre 1958 eine Eintagsexkursion ins Mitterberger Erzrevier südlich von Farchtner See mit Dr. Ing. H. HOLLER und Dr. L. KOSTELKA von der Bleiberger Bergwerk Union.

Diese weitere Bearbeitung der Geologie der Gailtaler Alpen bestätigt vollkommen die in dem westlichen Teil gewonnenen Einsichten bezüglich der Stratigraphie und Tektonik dieser zum Drauzug gehörenden Gebirgskette.

In den Jahren 1958—1960 arbeitete Verfasser mit seinen Studenten in den Lienzer Dolomiten, welche die westliche Fortsetzung des Drauzuges bilden. Über die Lienzer Dolomiten wird im dritten Teil dieser Serie berichtet werden.

Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, danken wir für sein Interesse an dieser Arbeit, bekundet u. a. durch seine jährlichen Besuche im Gelände. Prof. Dr. H. ZAPFE vom Naturhistorischen Museum in Wien, danken wir für die Bestimmung einiger Fossilien.

II. Stratigraphie

Die Stratigraphie der westlichen Gailtaler Alpen (1957, Tafel XIX) gilt auch für diesen zentralen Sektor. Nur die Carditahorizonte, welche Einlagerungen in der Serie von Jaukenkalken und -dolomiten bilden, sind ostwärts besser und kontinuierlicher entwickelt. Es konnten drei Carditaniveaus stratigraphisch unterschieden werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Schematische Strukturkarte der Gailtaler Alpen

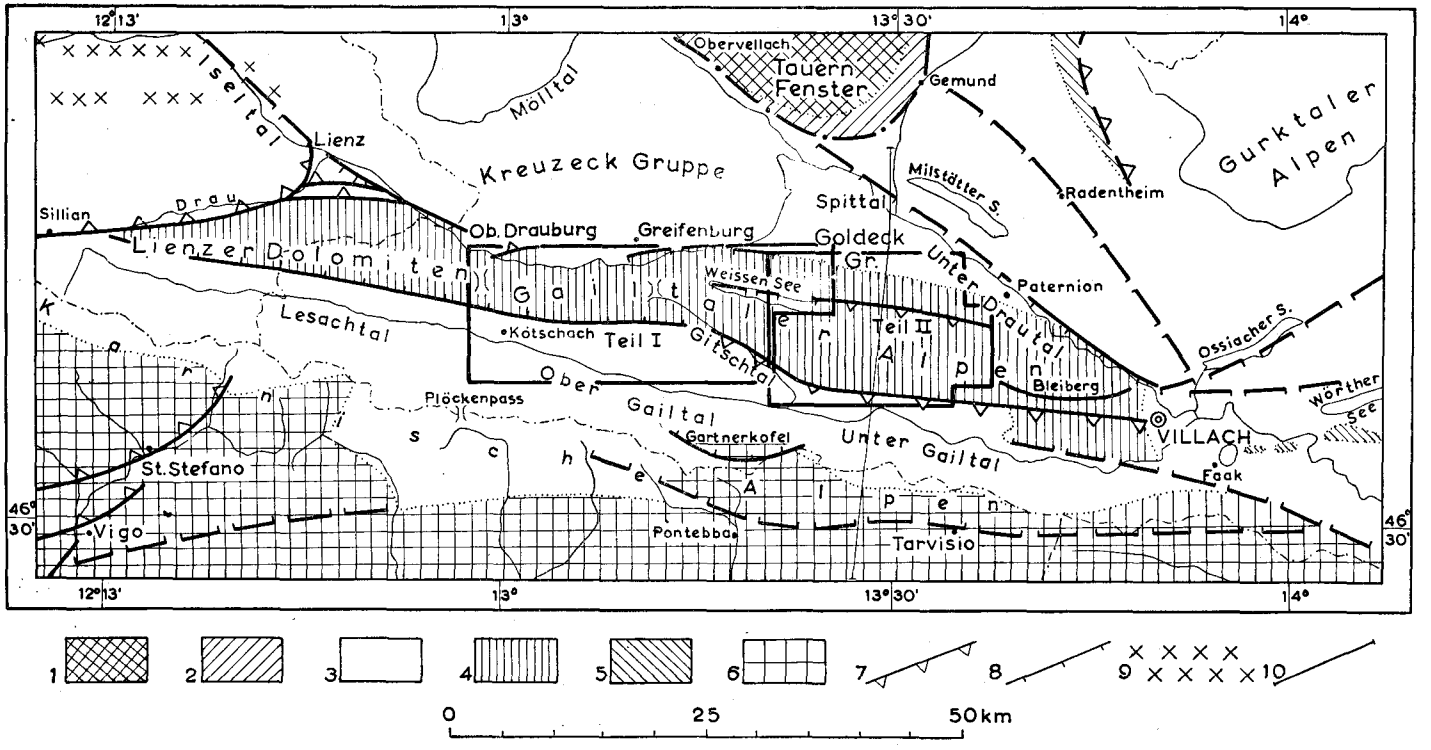


Abb. 1: Schematische Strukturkarte der Gailtaler Alpen und Umgebung

Legenda: 1. Zentrale Masse des Tauern Fensters (Penninische Einheiten). 2. Matreier Rahmenzone des Tauern Fensters (Unterostalpine Einheiten). 3. Kristallin der Oberostalpinen Decken. 4. Prägosauische alpine Sedimente der Lienzer Dolomiten und der Gailtaler Alpen (Drauzug). 5. Prägosauische alpine Sedimente der Zentralalpen, außerhalb des Tauern Fensters. 6. Prägosauische alpine Sedimente der Südalpen („Dinariden"). 7. Über- und Aufschiebungen (Dreiecke zeigen nach dem aufgeschobenen Block). 8. Abschiebungen (Querstriche zeigen nach dem abgeschobenen Block). 9. Tertiäre Granodiorite und Tonalite. 10. Übersichtsprofil (siehe Abb. 4).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

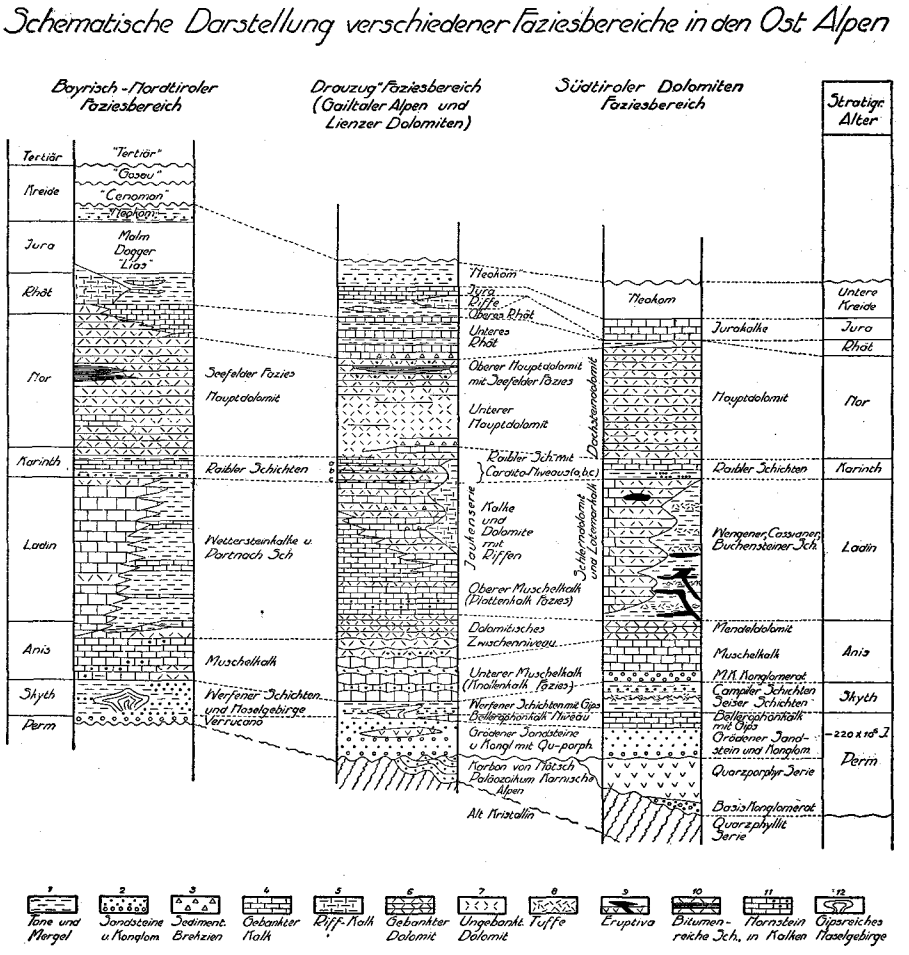


Abb. 2: Schematische Darstellung verschiedener Faziesbereiche in den Ostalpen

Im allgemeinen kann gesagt werden, daß der Drauzug (Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten) faziell eine Zwischenstellung einnimmt zwischen dem Bayrisch-Nordtiroler Faziesbereich und dem Südtiroler Faziesbereich, wie aus der schematischen Darstellung von Abb. 2 klar hervorgeht.

Die folgenden stratigraphischen Einheiten wurden unterschieden:

Quartär: Nicht näher gegliederte Flußablagerungen, Schuttkegel und Moränen.

Diskordanz

Rhät: Oberes Rhät. Unteres Rhät.

Nor: Oberer Hauptdolomit mit sogenannter „Seefelder Fazies". Unterer Hauptdolomit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Karinth und oberes Ladin: Jaukenkalke und -dolomite mit drei eingelagerten Carditahorizonten.

Unteres Ladin und Anis: Oberer Muschelkalk („Plattenkalk"), dolomitisches Zwischenniveau, Unterer Muschelkalk („Knollenkalk").

Skyth: Werfener Schichten.

Perm: Grödener Sandsteine und Konglomerate.

Diskordanz

Karbon von Nötsch.

Diskordanz

Kristalline Schiefer.

Kristalline Schiefer

Diese Formation wurde nicht im Detail untersucht. Eine neue Bearbeitung der kristallinen Schiefer an der Südseite der Gailtaler Alpen von H. Heritsch und P. Paulitsch gegeben (1958).

Die kristallinen Schiefer unterhalb der Permo-Triasserie sind zum Teil epimetamorphe Phyllite und Quarzphyllite, zum Teil sind es kristalline Schiefer, die zu den tieferen Zonen der regionalen Metamorphose gehören, welche aber während der alpinen Gebirgsbildung rückläufige Umwandlungen erfahren haben.

Das Karbon

Im Gebiet von Matschiedl (SO-Ecke der Karte, Taf. 13) kommen dunkle Schiefer, glimmerreiche Sandsteine und Konglomerate vor, die zum Komplex der karbonischen Sedimente gehören, welche weiter östlich bei Nötsch besser aufgeschlossen sind. Auch diese Formation ist nicht näher untersucht worden (siehe Heritsch-Kühn, 1951, S. 242 u. 266). Das Karbon bildet die Basis der permo-triadischen Dobratschscholle, unter die es nach Osten abtaucht, und überlagert die kristallinen Schiefer, die bei Obervellach (SW-Ecke der Karte, Taf. 13) die zentralen Gailtaler Alpen an der Südseite begrenzen. Das Karbon von Matschiedl-Nötsch bildet ein stratigraphisches Element der südlichsten Schuppe und wurde an der Nordseite der Gailtaler Alpen nicht gefunden.

Grödener Sandsteine und Konglomerate

Diese Schichtfolge besteht aus roten Sandsteinen und Konglomeraten. Letztere enthalten neben Quarz auch Komponenten von kristallinen Schiefern und Quarzporphyren.

An der Nordseite des zentralen Teiles der Gailtaler Alpen erreichen diese markanten roten, grobklastischen Ablagerungen eine Mächtigkeit von etwa 500 m.

Nach Mittempercher (briefliche Mitteilung) ist das absolute Alter der Uranablagerungen in den Grödener Sandsteinen von Südtirol etwa 220×10^6 Jahre (mehrere Bestimmungen nach U-Pb Methode). Da es sich hier um epigenetische Vererzungen handelt, die wahrscheinlich noch vor dem Ende der kontinentalen Bedingungen, und also vor der marinen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Transgression gebildet sind, ist das Alter dieser Grödener Formation noch etwas höher. Nach L. KULP liegt die Grenze Perm-Trias etwa bei —220×10^6 Jahren, so daß eine Einstufung dieser Grödener Sandsteine und Konglomerate in das obere Perm wohl richtig erscheint.

Werfener Schichten

Nach oben wird der Tongehalt in den Grödener Schichten größer, und es folgt eine Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonschiefern, in denen Konglomerate fehlen. Diese werden als Werfener Schichten von den grobklastischen Grödener Schichten abgeschieden, obwohl dieser lithologische Unterschied nicht die stratigraphische Grenze zwischen Perm und Trias zu sein braucht. In den Werfener Schichten kommen rote und grüne Farben vor. Auch kommen gelblich braune, mergelige Rauchwacken vor, die ursprünglich gipsreiche Niveaus vertreten.

Nördlich vom Latschur (NW-Ecke der Karte, Tafel 13) fehlen die Werfener Schichten zwischen dem Grödener Sandstein und dem unteren Muschelkalk. Aber weiter östlich erscheinen sie wieder, mit einer ostwärts bis etwa 100 m zunehmenden Mächtigkeit.

Unterer Muschelkalk

Die Werfener Schichten gehen allmählich und konkordant in eine kalkige Serie über, die noch ziemlich viel tonig-sandiges Material enthält. Bei der Verwitterung und auf den Schichtflächen verursachen die Unterschiede im Gehalt an detritischem Material ein knolliges Ansehen, weshalb wir dieser Etage im Gelände den Namen „Knollenkalk" gegeben haben. Auf den Schichtflächen läßt sich oft *Rhizocorallum jenense* beobachten (siehe VAN BEMMELEN, 1957, S. 184). Der Untere Muschelkalk enthält ziemlich viel dolomitische Niveaus und einige Sandsteine. Diese Schichten bilden ein Band an der Nordseite der Gailtaler Alpen. Am Latschur und Staff sind sie etwa 500 m dick. Sie keilen ostwärts aus (bei Achernigg am Weißenbach), wahrscheinlich durch tektonische Ursachen; aber weiter ostwärts nimmt die Dicke wieder zu und erreicht etwa 400 m im Koflergraben an der Ostgrenze der Karte.

Am Südhang des Staffs wurde im oberen Teil des Kargrabens schwarze Kalke mit Ammoniten gefunden (Koord: 13° 25′ 42″—46° 43′ 38″), die nach dem Fundort wahrscheinlich zum oberen Teil des Untern Muschelkalkes gehört. ZAPFE determinierte darin:

Danubites torosus (ARTH.)
Danubites ex aff. *ambika* (DIENER)
Danubites sp.
Daonella sp.

ZAPFE schreibt dazu: „*Danubites torosus* konnte eindeutig erkannt werden, und ist ein Ammonit, der bisher m. W. nur aus dem oberanisischen Reiflingerkalk des Tiefengrabens bei Großreifling a. d. Enns bekannt ist. *Danubites* ex aff. *ambika* zeigt große Ähnlichkeit mit dem von DIENER aus dem Anis des Himalaya beschriebenen *Danubites ambika*. Auch in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den oberanisischen Schreyeralmschichten gibt es ähnliche Formen. Es kann kaum ein Zweifel bestehen, daß diese ziemlich fossilreichen schwarzen Ammonitenkalke, die wohl den verschiedenen schwarzen Kalken der südalpinen *Trinodosus*niveaus verglichen werden dürfen, oberanisischen Alters sind (Illyr).

Daonella sp., wohl eine der feingerippten anisischen Daonellen. Die Reste genügen leider nicht zu einer genaueren Bestimmung".

Dieser Fossilfund bestätigt also das schon in den Gailtaler Alpen I angenommene anisische Alter des unteren Muschelkalkes.

Vor kurzem wurden auch von PILGER und SCHÖNENBERG (1958) anisische Ammoniten (u. a. *Danubites? floriani* v. Mojs?) beschrieben von der Südwand des Dobratsch am Ostende der Gailtaler Alpen. Wahrscheinlich gehören diese Ammoniten zum selben Niveau als die am Südhang des Staffs. Nur die vulkanischen Tuffe, die dort den Ammonitenkalk begleiten, wurden in unserem Gebiete (noch) nicht angetroffen.

Diese vulkanische Stufe kommt in einem bedeutend älteren Niveau vor, als die Carditaschichten der Raibler Etage, woran die Blei-Zink-Erze dieses Gebietes gebunden sind.

Obschon Verfasser mit MAUCHER (1957) der Auffassung ist, daß diese Blei-Zink-Erze in erster Anlage synsedimentäre Bildungen sind, die während der alpinen Orogenese nur umgelagert wurden, so kann dieser Fund älterer Vulkanite durch PILGER und SCHÖNENBERG doch kaum als Stütze für die synsedimentäre Auffassung verwendet werden, wie diese Autoren auf S. 214 ihrer Arbeit bemerken.

Außer dem Band von Unterem Muschelkalk am Nordrande der zentralen Gailtaler Alpen, wurde nur noch an einer Stelle Unterer Muschelkalk gefunden, und zwar ein 150 m dickes Paket am Weithalgraben (siehe strat. Säule IV auf Tafel 12).

Die oberen 50 m dieses Pakets im Weithal könnten schon zum dolomitischen Zwischenniveau gehören.

Dieser Untere Muschelkalk enthält noch ziemlich viel detritäres Material. So tritt eine etwa 5 m dicke Kalksandsteinbank auf, die neben undulösen und kataklastischen Quarzkörnern, auch Glimmerschuppen und untergeordnet Kalifeldspat und sauern Plagioklas enthält.

Dolomitisches Zwischenniveau

Dieses Niveau zeigt im unteren Teil noch die runzeligen Schichtflächen und knollige Ausbildung der unteren Muschelkalkfazies. Im oberen Teil des dolomitischen Zwischenniveaus verschwindet der Tongehalt und die Dolomitschichten sind dort plattig, wie in der oberen Partie der Muschelkalke. Diese Serie von synsedimentären Dolomiten bildet also den faziellen Übergang zwischen dem Untern Muschelkalk, der noch detritäres Material enthält (Sand und Ton), und dem Obern Muschelkalk. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 200 m.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Oberer Muschelkalk

Die obere Partie der Muschelkalke besteht aus grauschwarzen, gut geschichteten Kalken mit konchoidalem Bruch und weißen Kalzitadern. Lokal kommen Silexkonkretionen vor.

Die Dicke der einzelnen Schichten ist im allgemeinen 10 bis 25 cm, aber lokal kommen papierdünn aufspaltende Kalke vor, die nicht mergelig sind, da die feinsten Schichtblätter noch immer knisternd zwischen den Fingern zerbrechen. Diese sogenannte „Partnachfazies" des Obern Muschelkalks kommt in der ganzen Serie vor als Einlagerungen von einigen Zentimetern bis einigen Metern Dicke. Diese Fazies tritt also nicht nur an der oberen Seite des Muschelkalks auf wie im Faziesschema unserer vorigen Arbeit (VAN BEMMELEN, 1957, Tafel XIX) angedeutet wurde.

Im Karbachgraben, West von Wegscheider, fanden wir in dem Obern Muschelkalk *Posidonia wengensis* WISSM. (Determination ZAPFE), welche Muschel von Anis bis Karinth vorkommt, aber vorwiegend im Ladin, was gut mit unserer stratigraphischen Alterseinstufung dieser Stufe übereinstimmt.

HOLLER (1953, S. 37) stellt zwar die (Oberen) Muschelkalke ins Anis, und die Wettersteinkalke und -dolomite (das ist die untere Partie unserer Jaukenserie) ins Ladin, aber dieser Fossilfund und die noch zu erwähnenden Fossilfunde in der Jaukenserie deuten auf ein ladinisches Alter der oberen Muschelkalkfazies in unserem Arbeitsgebiet.

Der Obere Muschelkalk ist nur an der Nordseite der zentralen Gailtaler Alpen in einem Band aufgeschlossen. Er erreicht im Westen eine Mächtigkeit von fast 1300 m, und im Osten von ungefähr 600 m.

Die Jaukenserie

Nach der klassischen Stratigraphie der ostalpinen Trias folgen auf den Muschelkalk die Wettersteinkalke und die Raibler Schichten, worauf dann der Hauptdolomit beginnt.

Wie in unserer vorigen Arbeit (1957) schon gesagt wurde, findet man in den Gailtaler Alpen zwischen dem meistens dunklen Muschelkalk und dem fast strukturlosen graubraunen Hauptdolomit, eine sehr dicke Serie von Kalken und Dolomiten, die im allgemeinen eine hellere Farbe haben. In dieser Serie bilden die sogenannten Carditaniveaus lithologische Leithorizonte, die aber dort fehlen, wo massige und strukturlose, riffartige Gebilde auftreten.

Da die klassischen stratigraphischen Grenzen der mittlern Trias in den Gailtaler Alpen offensichtlich kaum lithologische Bedeutung für die Kartierungsarbeiten haben, haben wir vorgeschlagen (1957) das ganze Schichtenpaket zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit mit dem Namen Jaukenserie zu benennen nach dem Jaukenkamm in den westlichen Gailtaler Alpen als Typuslokalität.

Obwohl die Ausbildung der Jaukenserie einerseits recht monoton ist, so zeigen die Kalke und Dolomite der verschiedenen Profile untereinander doch deutliche lithologische Unterschiede. Wir werden diese Serie, die wegen des Auftretens von Blei-Zink-Vererzungen eine ökonomische Bedeutung hat, etwas eingehender beschreiben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im allgemeinen zeigt die Jaukenserie eine gelblichgraue Farbe, variierend von weiß bis dunkelgraubraun. Der Bruch ist konchoidal bis splitterig. Typisch sind rosa Fleckchen sowohl in den Kalken wie auch in den Dolomiten. Auch schwarze Flecken und Streifen, und Mangandendriten auf den Schichtflächen kommen vor. Ein Bitumengehalt kommt selten vor, ein Unterschied mit dem Hauptdolomit, der fast immer mehr oder weniger bituminös ist. Nur an einer Stelle (etwa 1000 m nördlich von Tschekelnock [1893 m]) wurden dünne asphaltartige Einlagerungen zwischen den Schichtflächen angetroffen, zusammen mit zwei gelbbraunen Tonschichten von 5 bis 10 cm Dicke.

Typisch für die Jaukenserie ist eine Feinschichtung, die bei Verwitterung der dicken Bänke sichtbar wird. Auch sedimentäre, feine bis grobe Brekzien sind häufig. Örtlich finden sich Grossoolithe und schlecht erhaltene Gastropoden, Korallen und Crinoiden, wie im Reißkofelriff der westlichen Gailtaler Alpen (VAN BEMMELEN, 1957, S. 187).

An einer Stelle, ungefähr 90 m unterhalb des untern Carditaniveau (a) wurde im Gailwaldbach, 2 km südlich von Kreuzen, ein 8 mm dickes Silexband gefunden.

Die Gesamtmächtigkeit der Jaukenserie beträgt etwa 1½ km. Davon könnte man die untere, etwa 1200 m mächtige Partie, unterhalb „Cardita a" zum Wettersteinkalk rechnen; die etwa 300 m dicke obere Partie müßte dann mit den Raiblerschichten korreliert werden (siehe die stratigraphische Säule I und V auf Tafel 12).

Als Fossilien fanden wir in der oberen Partie der Jaukenserie, nach den Determinationen von ZAPFE: *Pecten hallensis*, WOERM im oberen Carditaniveau (c), 500 m westlich von Möschacher Wipfel. *Sphaerocodium bornemanni*, ROTHPL. im oberen Carditaniveau (c), 300 m östlich vom Möschacher Wipfel. Beide Fossilien deuten auf Unterkarnisch (Jul). Auch Bivalven (cf. *Megalodus* sp.) und Gastropoden (cf. *Omphaloptychus* sp.) kommen im Carditaniveau c vor.

Im Tschekelnockgebiet enthält das obere Carditaniveau (c) Lumachelle mit dünnschaligen Megalodonten der Triquetergruppe (*Megalodus* ex aff. *Triquetri*, WULFEN), was auf Karinth bis Unternor deutet (eventuell noch oberstes Ladin) (Cordevol), auch Spiriferinen Lumachelle mit *Spiriferina* cf. *brabdi* KLIPST. Dieser Brachiopode kommt im oberen Ladin von St. Cassian vor (Cordevol) (siehe ROSENBERG, 1959). Es treten im unteren Karinth aber sehr ähnliche Spiriferen auf, so daß ZAPFE diesen schlecht erhaltenen Fossilfund nur mit „Cordevol bis unteres Karinth" stratigraphisch auswerten möchte.

Zusammenfassend kann man sagen, daß diese dürftigen Fossilfunde in der oberen Partie der Jaukenserie die stratigraphische Einstufung ins Karinth bestätigen, bzw. ihr nicht widersprechen.

Dazu muß noch bemerkt werden, daß in der Jaukenzone, welche von der Nordseite des Weißensees ostwärts nach Altenberg (1287 m) verfolgt werden kann, weniger deutliche Carditaniveaus gefunden wurden. Nur SW von Altenberg treten sie auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Da in dieser Zone die Schichtenfolge durch eine flexurartige Abbiegung, bzw. durch Abschiebungen, zum Teil unvollständig ist, besteht die Möglichkeit, daß das angebliche Fehlen der Carditaniveaus in dieser Zone die Folge von Zerrungsbewegungen ist.

Nach diesen Zerrungsbewegungen haben auch nordvergente Anschoppungen stattgefunden, welche die Carditaniveaus der Nordrandflexur überdeckten, wie in den Profilen E und F auf Tafel 14 angedeutet worden ist.

Für die stratigraphische und lithologische Beschreibung der Jaukenserie kann das Weithalprofil am Nordabhang der Vellacher Egel genommen werden (Säulenprofil II auf Tafel 12), und das damit ziemlich gut übereinstimmende Profil des darunter liegenden, von H. HOLLER beschriebenen Profils des Förolacher Stollens (Säulenprofil I auf Tafel 12). Nur ist die Serie im Weithalgraben wahrscheinlich durch Brüche reduziert (vergleiche auch Querprofil B'—B auf Tafel 14). Das 180 m dicke Kalksteinpaket A—B und das 200 m dicke ungeschichtete Dolomitniveau G des Förolacher Stollens fehlen im Weithalgraben; außerdem ist das Paket E im Förolacher Stollen 285 m dick und im Weithalgraben nur etwa 185 m.

Das Säulenprofil III wurde aufgenommen am Südhang der Vellacher Egel. Es kommen hierin tektonische Brekzien vor und ein Vergleich mit dem Förolacher Profil ist kaum mehr möglich. Besser vergleichbar ist das Tschekelnockprofil weiter östlich. Etwa 270 m unterhalb Cardita c kommt hier eine 50 cm dicke Lumachellenbank vor mit *Megalodus*. HOLLER (1953, S. 37) fand eine charakteristische Lumachelle (Megalodusbank) in den Wettersteinkalken, etwa 120 m unter dem Carditaschiefer von Bleiberg, womit diese Megalodusbank übereinstimmen dürfte.

Beschreibung der Carditaniveaus

Der obere Teil der Jaukenserie liefert die lithologischen Leithorizonte (Carditaniveaus) womit die Struktur dieses Gebietes enträtselt werden kann.

Nach HOLLER (1951) beträgt die Gesamtdicke der Carditaschichten im Tschekelnockgebiet etwa 700 m, wovon die obersten 450 m auf Rauchwacken entfallen. Für das Mitterberggebiet gibt dieser Autor eine Dicke von etwa 200 m an. Dies stimmt redlich überein mit den 300 m Carditaschichten die nach unseren Aufnahmen im Mitterberggebiet aufgeschlossen sind (siehe das Säulenprofil V auf Tafel 12). Es wurden drei Carditaniveaus unterschieden, a, b und c genannt. Südlich von der Paternioner Alm wurden nur b und c gefunden; obschon die Aufschlüsse ziemlich günstig waren, ist a nicht beobachtet worden. Nur an der Kakstörung entlang, weiter westlich, wurden Spuren vom Carditaniveau a gefunden, nämlich Splitter von Tonschiefer und Mergel, und Bröckchen limonitischen Erzes, die dafür typisch sind.

Die Stratigraphie der Carditaniveaus ist örtlich ziemlich verschieden, deshalb werden wir die Schichtenfolgen in einigen Lokalitäten beschreiben.

Die Carditaniveaus des Mitterberger Gebietes sind am besten bekannt (siehe Säulenprofil V auf Tafel 12). Oberhalb des oberen Carditaniveaus kommen etwa 50 m gelblichgraue Dolomite mit Feinschichtung vor, welche noch die typische Fazies der Jaukenkalke und -dolomite haben. Erst

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

150 m oberhalb Cardita c fängt die Hauptdolomitfazies an. An der Südflanke des antiklinalen Gewölbes dieses Gebietes, südlich von der Köstendorfer Alm, und an anderen Stellen, ist die Grenze Jaukenserie—Hauptdolomit außerdem durch ein markantes Niveau sedimentärer Brekzien angedeutet, in dem die Komponenten bis einige Dezimeter Durchmesser erreichen und die typische Feinschichtung der Jaukendolomite aufzeigen.

Dieses Grenzniveau zwischen Jaukenserie und Hauptdolomit haben wir während unserer Geländearbeiten im Sommer 1959 lokal auch in den Lienzer Dolomiten wiedergefunden.

Im Mitterberger Gebiet liegen Dolomite unterhalb Cardita a, aber bei der Köstendorfer Alm, etwa 2 km weiter südlich, kommen gar keine Dolomite vor. Hier trifft man zwischen Cardita a und b statt Dolomitbrekzie einen gelblichgrauen bis rosafarbigen Zellenkalk an. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine sedimentäre Brekzie, deren Komponenten schneller löslich sind als das kalkig-dolomitische Zement. Diese Zellenkalke wurden nur beobachtet im Gebiet westlich des Hirschentales, und südlich der sogenannten Kakstörung, nur westlich der Köstendorfer Alm.

Die Carditaniveaus a, b und c haben typische fazielle Kennzeichen, wodurch man sie im Gelände voneinander unterscheiden und verfolgen kann (siehe die Säulenprofile VI bis XII auf Tafel 12).

Carditaniveau a

„Cardita a" besteht größtenteils aus dunkelgrauen Tonschiefern und/oder Tonmergeln mit einigen zwischengelagerten Kalkbändchen. Auch graue, gelblich anwitternd glimmerführende Kalksandsteine kommen vor. Pyritkriställchen treten zerstreut auf. Einmal wurden auch einige undeutliche Oolithe und Muschelreste beobachtet. Eisenoxydkonkretionen sind häufig. Auch Pflanzenhäcksel tritt oft in den Sandsteinen auf. Die Mächtigkeit variiert zwischen 10 und 25 m.

Carditaniveau b

So wie in Cardita a bilden auch in „Cardita b" die dunkelgrauen Tonschiefer bis Tonmergel den Hauptbestandteil. Einige Kalksandsteine, Kalksteine und mergelige Kalksteinbänke sind eingeschaltet. An der Basis treten ein oder mehrere (an der Köstendorfer Alm drei) Lumachellenbänke auf. In manchen Aufschlüssen kommen auch dünne Schichten mit Groboolithen vor und mit kleinen hochgerippten Muscheln. Aber feine Oolithe (Nadelknopfgröße) sind kennzeichnend für Cardita b. Die Mächtigkeit variiert von etwa 15 bis 25 m.

Carditaniveau c

„Cardita c" besteht hauptsächlich aus grauem Mergel und mergeligen Kalken, die hellbraun verwittern. An der Basis tritt eine charakteristische dicke Groboolithbank auf, 1½ bis 6 m mächtig. Stellenweise folgen unter dieser Bank noch einige Meter spatiger Kalkstein mit Fossilresten und Pyritkriställchen (südlich von der Paternioner Alm). SE vom Tschekelnock und N von Obervellach kommt einige Meter oberhalb der Groboolithbank eine deutliche Kalkbank vor, die lokal von einer dünnen Lumachelle begleitet wird. Die Mächtigkeit dieses Niveaus ist 20 bis 25 m.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Stratigraphisch 35 bis 40 m oberhalb Cardita c kommt südlich vom Tschekelnock an verschiedenen Stellen, eine typische graubraune Oolithbank vor mit Muschelresten. Sie ist 20 bis 50 cm mächtig und ist lokal von Mergeln begleitet. Diese Oolithbank ist in graubraunen Kalksteinen eingeschaltet, die hier überall das Dach von Cardita c bilden. Man könnte dieses Niveau Cardita d nennen. Obwohl es nicht dick ist, läßt es sich leicht im Gelände verfolgen mittels der auffallenden verwitterungsresistenten Bröckchen Oolithkalk (braune Oolithe in grauem Kalkzement).

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit fängt an manchen Stellen mit einem basalen Konglomerat oder mit einer Brekzie an, deren Komponenten noch die hellen Farben und die Feinschichtung der Jaukenserie aufweisen; z. B. südlich von der Kösterdorfer Alm.

Der Hauptdolomit läßt sich in eine untere und eine obere Partie unterteilen. Der untere Hauptdolomit besteht aus grauem, zuckerkörnigem Dolomit mit bräunlichem, splitterigem Bruch, oft (aber nicht immer) bituminös. Er ist oft von weißen Dolomitäderchen durchsetzt, und er zeigt bröckelige Verwitterung. Dieser untere Hauptdolomit ist im allgemeinen strukturlos, massiv, oder undeutlich gebankt. Die dicken Bänke zeigen bei Verwitterung nur selten eine Feinschichtung.

Etwa im ENE der Windischen Höhe tritt eine Art Zebradolomit auf; er besteht abwechselnd aus dunkelgrauen und weißen Bändchen.

Der obere Hauptdolomit ist im allgemeinen besser geschichtet und bituminöser. Die sogenannte „Seefelder Fazies" ist ein besonders bitumenreicher, etwa 35 m dicker Teil des oberen Hauptdolomites. Er kommt im oberen Teil des Hauptdolomites vor und ist meistens durch ein Paket dickbankigen Hauptdolomites vom Rhät getrennt. Die Seefelder Fazies besteht aus dünnschichtigem, sehr bituminösem Dolomit, meistens mit einer Feinschichtung in den dickern Bänken, und mit zwischengelagerten Asphaltschnürchen. Auch kohlige Einschlüsse treten auf. Lokal kommen in dieser Fazies auch Silexkonkretionen und Silexschichten vor (bis 6 cm dick, z. B. SW von Kavallar und östlich von Plachhäuser).

Terrigenes detritäres Material kommt im Hauptdolomit äußerst selten vor. Die Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomits ist im Bodental und Steintal mehr als 1100 m (Prof. C'—C auf Tafel 14), aber es können hier tektonische Komplikationen Verdickungen verursacht haben (wie im Prof. D'—D).

Rhät

Auch das Rhät läßt sich in eine obere und untere Partie unterteilen. Das Unterrhät besteht aus dunkelgrauen, harten sehr dichten Kalken, manchmal bituminös (1 km SO von Wiederschwing lokal sogar mit Asphaltschnürchen zwischen den Schichtflächen). Ferner ist es sehr gut geschichtet und die dicken Kalkbänke wechseln mit dunkelgrauem Mergel ab.

Im untern Rhät überwiegen die Kalksteine, die bisweilen eine Feinschichtung aufweisen. Silexschnürchen und Konkretionen kommen vor. Die unregelmäßigen Silexkonkretionen enthalten an einigen Stellen Oolithe. Auch Diaklasen sind dann und wann mit Silex gefüllt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

An der Basis des untern Rhäts, also direkt oberhalb des Hauptdolomits, wurde an manchen Stellen ein sehr dickes Paket sedimentärer Brekzien beobachtet. Sie bestehen aus dunklen, eckigen Kalkkomponenten, die noch dunkler sind als der kalkige Zement, der sie verkittet. Der Durchmesser der Komponente variiert von 1 mm bis 12 cm. Es treten auch kleine Silexkonkretionen auf (2—10 mm Durchmesser), die wie elliptische oder runde Oolithe aussehen und bei der Verwitterung deutlich hervortreten. Beim Durchschlagen zeigen diese Silexkonkretionen eine konzentrisch-schalige Struktur. Sie kommen in den Komponenten der Brekzie vor, meistens an den Rändern.

Der Rücken des Wiederschwings besteht größtenteils aus dieser Brekzie (siehe Detailkarte, Abb. 3). Auch an der Südseite der Lienzer Dolomiten, z. B. im Lummkofel wird die Basis des Rhäts durch einen mächtigen Brekzienhorizont gebildet. Darüber wird im Teil III näher berichtet.

Das Oberrhät besteht vorwiegend aus dunkelgrauen Mergeln und Tonmergeln mit einigen Kalkbänkchen, die — im Gegensatz zu den Kalken des untern Rhät — gelblichbraun verwittern.

SE vom Wiederschwing fängt das Oberrhät mit dunkelgrauen Tonen an. Dieses Niveau ist 7 m dick und es treten darin pyritische Konkretionen von 3 bis 6 cm Durchmesser auf. Auch enthält es ein 2½ cm dickes Silexband. Dann folgen 60 cm Kalkbänkchen und darauf wieder Tonschiefer. Auch im Oberrhät kommen lokal sedimentäre Brekzien vor mit Konponenten von 1 mm bis 15 cm Durchmesser in einer mergeligen Grundmasse.

Quartär

Das Quartär tritt auf als Terrassen, Moränen und Talfüllungen. Südlich von Plachhäuser kommen viele postglaziale, verkittete Schuttkegel vor, die wie Brekzien der Jaukenserie aussehen. Sinterablagerungen kommen auch vor, z. B. im Weißenbachtal bei Stocker (östlich von Kavallar) und bei der Aufschiebung des Karbons, 1 km östlich von der Windischen Höhe. Das Quartär wurde nicht näher studiert.

III. Tektonik

Der zentrale Teil der Gailtaler Alpen besteht aus drei WNW—ESE streichenden Hauptstrukturelementen.

A. der flexurartig abgebogene Nordrand des Drauzuggrabens mit südvergenten Abgleitungen.

B. der zentrale Teil des Drauzuggrabens mit nordvergenten Aufschuppungen. Diese zentrale Zone läßt sich noch unterteilen in:

B′. das Laka-Gasser Synklinorium im Norden, und

B″. die Mitterberger Antiklinale, südlich davon.

C. der nordvergent angeschoppte Südrand des Drauzuggrabens.

Diese drei Zonen sind auf der schematischen Strukturkarte von Tafel 13 und im Übersichtsprofil Fig. 4 angegeben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

A. Der Nordrand des Drauzuggrabens

Die große Schlinge des Drauflusses von Steinfeld über Sachsenburg und Spittal nach Nikelsdorf umfaßt die Goldeckgruppe, die aus steil südfallenden, altkristallinen Schiefern und epimetamorphen Quarzphylliten besteht. Darauf folgt diskordant die 40 bis 60° südfallende Perm-Triasserie, die den Nordrand der zentralen Gailtaler Alpen bilden. Die höchsten Gipfel finden sich hier: Latschur (2230 m), Eckwand (2211 m) und Staff (2218 m).

Diese flexurartige Abbiegung zum Drauzuggraben wird an der Nordseite des Weißensees abgeschlossen durch einen Abschiebungsbruch, wodurch die obere Partie der Jaukenserie (Raiblerschichten mit Carditaniveaus) fehlt, und die untere Partie direkt an den Hauptdolomit anstößt.

Durch schichtparallele Abschiebungen ist die Permo-Trias an dieser Flexur entlang stark reduziert. So fehlt nördlich des Latschur das Werfener Niveau, während die Grödener Stufe stark reduziert ist.

Im Fellbachgraben (Profil D′—D) ist die kalkige Triasserie, obschon stratigraphisch noch ziemlich vollständig entwickelt, auf weniger als ein Kilometer Gesamtdicke reduziert worden.

Diese flexurartige Abbiegung läßt sich vom Weißensee ostwärts verfolgen über Gölsernock und Riednock bis zum Altenberg. Hier, am Ostrande des Kartenblattes, scheint die Reduktion der Gesamtdicke der Permo-Trias weniger deutlich zu sein (siehe Profile E′—E und F′—F). Der Abschiebungsbruch, der nördlich vom Weißensee noch klar hervortritt, ist hier aber verschleiert durch nordvergente Anschoppungen des Grabeninhalts (Zone B′).

In der flexurartig abgebogenen nördlichen Randzone des Grabens treten NE vom Weißensee typische Abgleitungen auf, die schon in der vorigen Arbeit (1957, Teil I) kurz erwähnt wurden, die jedoch seitdem besser kartiert und studiert worden sind.

Es zeigte sich, daß diese Abgleitungen nicht nur auf die Permo-Trias beschränkt sind, sondern daß auch die kristallinen Schiefer an der sekundären Schwerkrafttektonik mitbeteiligt waren.

Zwei Elemente sind aus der nördlichen Flexur südwärts abgeschoben worden. Diese Elemente haben im Kartenbild eine Bewegung im Uhrzeigersinn ausgeführt, so daß sie nur an der Ostseite durch linksdrehende Blattverschiebungen begrenzt werden (bei Sattelecker und Achernigg). Westwärts gehen die Abgleitungen in schichtparallele Bewegungen über, wodurch diese zwei Schuppen an ihrer Westseite nicht durch Seitenverschiebungen begrenzt werden.

Profil A′—A zeigt, wie die südvergenten Schuppen mittels schaufelförmig gebogener Bewegungsflächen in die südwärts geneigten Schichtpakete in schichtparallelen Abgleitungen abgefiedert wurden.

Interessant ist, daß wir es hier nicht nur mit epidermalen Abgleitungen in der Permo-Trias zu tun haben, sondern daß weiter östlich, im Trebelbachgebiet, die Bewegungen auch in das unterliegende Kristallin übergreifen, also zu einer richtigen dermalen Schwerkrafttektonik werden (siehe Profil A, B und C auf Tafel 14 und Übersichtsprofil Abb. 4).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der nördliche Abbruch des Drauzuggrabens bringt Hauptdolomit in Kontakt mit dem untern Teil der Jaukenserie. Die Bruchfläche ist an der obern Seite durch die nordvergenten Anschoppungen in der zentralen Zone B überdeckt, so daß jetzt der Ausbiß Hauptdolomite zeigt, die nachweisbar gegen die Jaukenserie etwas nordwärts aufgeschoben wurden. Also eine Abschiebung mit rücklaufendem Aufstieg. Bei der Mößlacher Alm an der Nordseite des Weißensees, ist sogar Rhät an dieser Nordbewegung mitbeteiligt gewesen, so daß oberes und unteres Rhät über die Ausbisse der oben beschriebenen, südvergenten Abgleitungsschuppen geschoben sind (Profil A′—A).

Die sekundäre Tektogenese war bestrebt, mittels gravitationsbedingter Bewegungen die Absenkung des Drauzuggrabens wieder zusammenzudrücken und auszufüllen, und zwar in zwei Subphasen: a) zuerst südvergente Abgleitungen des nördlichen Grabenrandes und dann b) nordvergente Anschoppungen des Grabeninhaltes.

B. Der zentrale Teil des Drauzuggrabens

Der zentrale Teil des Drauzuggrabens ist etwa 8 km breit. Diese Zone besteht aus einer komplizierten Serie nordvergenter Falten und steiler Aufschuppungen. Sie vertreten die Permo-Trias des Grabeninhaltes, der vom Süden her zusammengedrückt wurde, und sich an der Flexur (bzw. dem Abschiebungsbruch) am Nordrande des Grabens aufstaute.

Man kann diese zentrale Zone unterteilen in einen nördlichen Teil (B′), der ein kompliziert gebautes Synklinorium darstellt, und einen südlichen Teil (B″), der aus einer zerbrochenen Antiklinale besteht.

B′: Das Laka-Gasser Synklinorium

In diesem etwa 4 km breiten Synklinorium sind Hauptdolomit und Rhätschichten aufgeschlossen. Nur am Ostende (bei Farcher) befindet sich im Kerne als isolierte Klippe, eine abgeglittene Lamelle von Jaukenkalken und -dolomiten (Profil E′—E).

An der Westseite dieser Zone bildet der Laka eine Serie von isoklinalen Detailfalten, die am Südabhang aus unterem und oberem Rhät bestehen, und an der Nordseite aus unterem und oberem Hauptdolomit. NE des Weißensees folgt hierauf dann noch das (schon sub A erwähnte), zum Teil überkippte, untere und obere Rhät der Mößlacher Alm, das sich über die Ausbisse der südvergenten Abgleitungsschuppen der Nordrandflexur legte.

Im Zlan Nockgebiet ist dieses Synklinorium durch linksdrehende Seitenverschiebungen durchschnitten. Dadurch wird die Hauptachse des Rhätsynklinoriums von der Südseite der Laka etwa zwei bis drei Kilometer nach Norden versetzt, und sie bildet östlich von Maar die Wasserscheide zwischen dem Weißenbachtal im Norden und dem Bodental im Süden.

Die jüngsten Schichten dieses Synklinoriums werden von Tonmergeln des Oberrhäts gebildet. Der Bau ist jedoch sehr kompliziert und er wird durch nordvergente Aufschuppungen zerstückelt, wie die Detailkarte des Gebietes südlich von Wiederschwing zeigt (siehe Abb. 3).

In der Umgebung von Farcher sind es Lamellen und Schollen der Jaukenserie und des Hauptdolomits, die im Kern der Synkline über Rhätkalke geglitten sind (siehe Profil E′—E auf Tafel 14).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

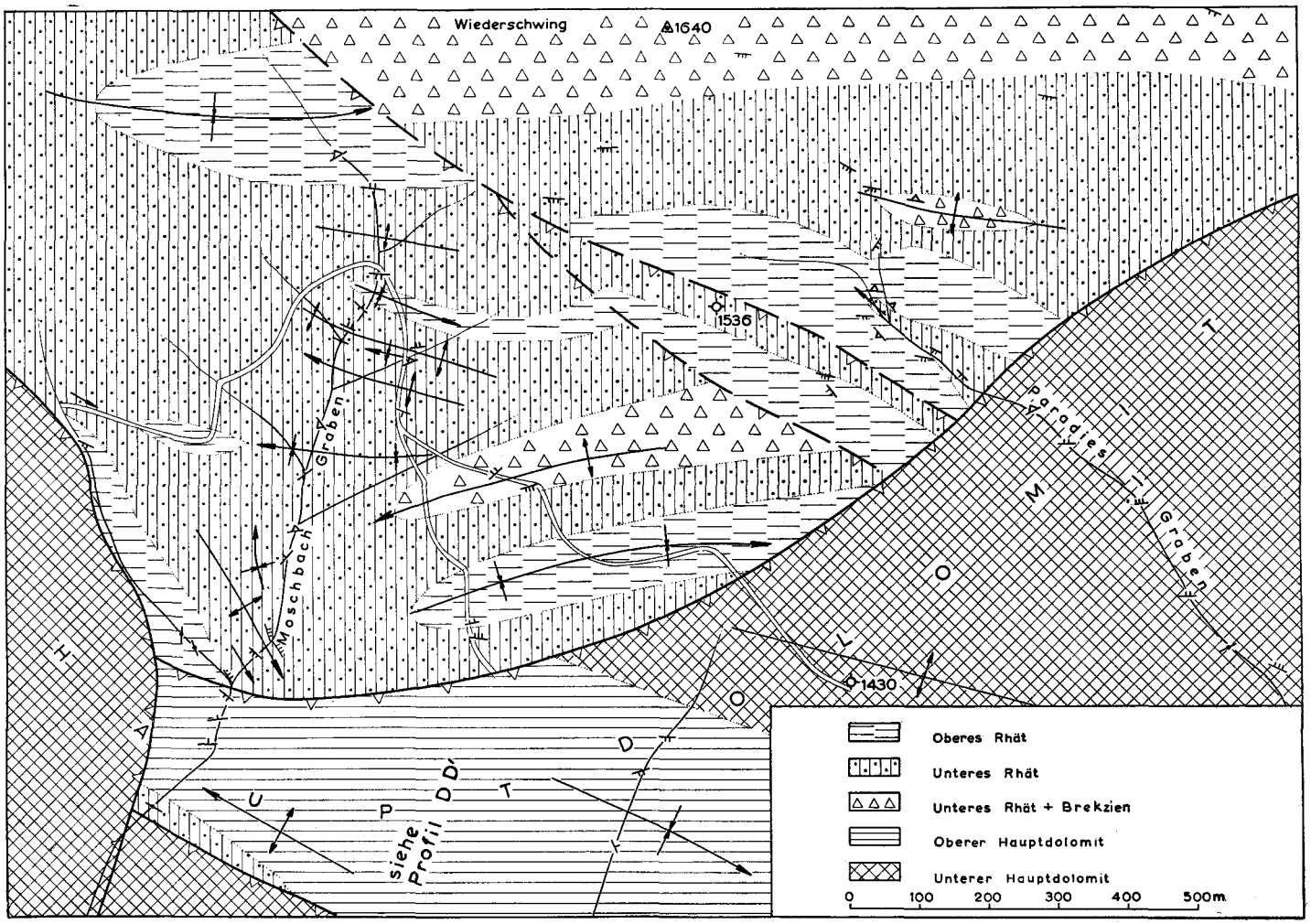


Abb. 3: Detailkarte des Schuppengebietes SW von Wiederschwing

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bei Kreuzen wird die Achse der Rhätsynkline durch eine rechtsdrehende ENE—WSW streichende Seitenverschiebung wieder südwärts versetzt.

B''. Die Mitterberg Antiklinale

Diese etwa 4 km breite Antiklinale besteht im Kern hauptsächlich aus Jaukenkalken und -dolomiten und in den Flanken aus Hauptdolomit. Ferner wird der Kern im westlichen Teil durch diapirartig emporgestiegene Schichten der Permo-Trias durchbrochen (Grödener Sandsteine, Werfener Schichten und im Weithal auch unterer Muschelkalk).

Diese Diapirstruktur fängt nördlich vom Möschacher Gipfel mit einem schmalen, 2 km langen Bande von Grödener Sandsteinen an. Nach kurzer Unterbrechung an einem Querbruch setzt dieses Band sich ostwärts noch 3 km fort, bis zum Weithal, wobei zuerst auch Werfener Schichten die Grödener Sandsteine begleiten und am Weithal auch noch eine Scholle von untern Muschelkalken mit hinaufgeschleppt ist.

Die begleitende Störung biegt dann südostwärts ab und nimmt südlich vom Kak (1886 m) wieder W—E Streichen an. Südlich vom Kak findet man noch ein schmales Band Werfener Schichten und weiter östlich kommen entlang der Kakstörung Spuren von Grödener und Werfener Schichten vor.

Gelblichbraune Rauchwacken, die die Werfener Schichten begleiten, machen den Eindruck, als ob es ausgelaugte Gipslager seien. Verfasser ist deshalb der Meinung, daß die gipsreichen basalen Partien der Permo-Trias, wie sie auch in den westlichen Gailtaler Alpen angetroffen werden (VAN BEMMELEN, 1957, S. 183), hier im Kerne der Mitterberger Antiklinale diapirartig emporgestiegen sind, und daß der Gips nachträglich ausgelaugt wurde.

Die Nordflanke der Mitterberger Antiklinale ist an das anschließende Synklinorium der Gasser Alpen angeschoppt worden. Diese Aufschiebung läßt sich über das ganze Kartenblatt von West nach Ost verfolgen. Sie fängt am Nordfuß vom Möschacher Wipfel an, wo die Jaukenserie des antiklinalen Kernes auf der obern Partie des Hauptdolomites liegt. Südlich von Zlan Nock liegt die Jaukenserie sogar auf unterem Rhät. Im Bodental ist die Aufschiebung durch Alluvium überdeckt; aber hier ist der untere Dolomit, der zur Nordflanke der Mitterberg Antikline gehört, wahrscheinlich auf oberen Hauptdolomit aufgeschoben.

Westlich von Plachhäuser liegt unterer Hauptdolomit auf unterem Rhät. Östlich von Plachhäuser verläuft der abnormale Kontakt zwischen einer Synkline von unterm und oberm Hauptdolomit (mit lokal eingeklemmtem Unterrhät) auf der Nordseite und der Jaukenserie auf der Südseite.

Weiter östlich, im Peilgraben, überschiebt die Jaukenserie eine eng zusammengedrückte Synkline mit Unterrhät im Kern.

Die Nordflanke der Mitterberger Antikline wird von links- und rechtsdrehenden, mehr oder weniger bedeutenden diagonalen Seitenverschiebungen durchschnitten. Diese sind am deutlichsten in der senkrecht bis überkippt stehenden Nordflanke des Mitterberger Erzreviers. Die antiklinale Achse liegt hier etwa im Hirschental (Paternioner Alm) und taucht beim

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kak westwärts. Im Westen wird sie dann von der Südflanke überschoben, wobei die Kakstörung bei der Förolacher Alm nordwestwärts abbiegt und sich an die oben beschriebene Diapirstruktur anschließt. Die antiklinale Achse, die mit der Diapirstruktur zusammenfällt, liegt hier ganz nahe am Nordfuß der Vellacher Egel (Profil B'—B).

Durch die Carditastratigraphie wurde es deutlich, daß diese westliche Partie der Kammlinie (Vellacher Egel—Spitz-Egel—Möschacher Wipfel) nicht eine Antiklinale ist, sondern die verschuppte Südflanke der Mitterberger Antiklinale, worin die drei Carditaniveaus einige Male in derselben Reihenfolge auftreten.

Ost von der Paternioner Alm ist ein Segment der Mitterbergantikline mittels diagonaler Querbrüche hinabgedrückt worden, unter den Hirschentalblock im Westen und dem Tschekelnockblock im Osten. Hierdurch ist nur Cardita c aufgeschlossen, und der Abstand zwischen den Ausbissen an beiden Seiten der antiklinalen Achse ist viel kleiner als im Hirschentalgebiet.

Dieses Segment hat eine drehende Bewegung ausgeführt, wodurch es an der Südseite (beim Gaisrücken) sogar etwas höher liegt als die anschließenden Blöcke (südwärtige Verlagerung der Grenze Jaukenserie—Hauptdolomit).

Östlich vom Hirschental, im Tschekelnockgebiet, ist die Struktur weniger klar, da hier viele tektonische Brekzien auftreten, die Verschuppungen andeuten. Noch weiter östlich, östlich vom Pöllandtal, ist in der Südflanke der Antiklinale bei Vizala eine deutliche Synkline entwickelt, mit oberem Hauptdolomit im Kern (Profil E'—E). Die Antiklinalachse wird beim Koflergraben mittels einer Seitenverschiebung nordwärts versetzt.

C. Der Südrand des Draugrabens

Am Südfuß der zentralen Gailtaler Alpen, im Gailtal, treten kristalline Schiefer und diskordant überlagernde Karbonsedimente auf, die steil nordvergent aufgeschuppt sind. Im Westen, bei Ober-Vellach, stoßen die kristallinen Schiefer gegen die Jaukenserie und Hauptdolomit. Diese kristallinen Schiefer tauchen ostwärts unter das Karbon von Matschiedl—Nötsch (außerhalb der Karte), und dieses Karbon taucht noch weiter östlich, unter die Permo-Triasserie des Dobratschblockes weg (siehe Abb. 7 auf S. 266 in Heritsch-Kühn, 1951).

Die Karbonsedimente fallen bei Windische Höhe im allgemeinen nordwärts ein, und an der steil südfallenden Aufschiebung sind an einigen Stellen noch Grödener Sandsteine und Werfener Schiefer eingeklemmt worden (siehe Profil E'—E und Übersichtsprofil). Weiter östlich (außerhalb der Karte) ist die Karbonserie von Nötsch in überkippter Lage nordvergent auf die Jaukenkalke und -dolomite aufgeschuppt worden.

IV. Vererzung

Im Gebiet von Mitterberg sind früher sulfidische Pb-Zn-Erze abgebaut worden. Dieses Erzrevier ist die westliche Fortsetzung des Erzreviers der Bleiberger Bergwerk Union. Wie in Bleiberg-Kreuth kommt auch in Mitterberg das Erz in der Nähe der Carditaschichten vor.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es unterscheidet sich von Bleiberg-Kreuth dadurch, daß hier tektonische Brekzien an der Grenze Jaukenserie—Hauptdolomit vererzt sind, also oberhalb Cardita c, während im Bleiberger Erzrevier hauptsächlich der Wettersteinkalk unterhalb des Carditaniveaus vererzt ist.

Wenn man annimmt, daß diese Pb-Zn-Erze durch aszendente tele- oder hydrothermale Lösungen gebildet worden sind, die im Tertiär an den Störungen emporgestiegen sind, dann würde man auch für das Mitterberger Revier erwarten, daß die Erzbildung an der Unterseite der Carditaniveaus stattgefunden hätte.

Auch an den Störungen, die als Zufuhrkanäle funktionierten, würde man dann Erze erwarten. Diese Überlegung hat vermutlich dazu geführt von Förolach aus das Mitterberger Erzrevier mit einem Stollen zu unterfahren (siehe Profil C′—C). Dieses Unternehmen ist jedoch für den Bergbau ohne Erfolg geworden. Es wurde gar kein Erz gefunden. Der Stollen dient jetzt nur noch als Wasserlieferant (am Anfang 48 m^3 pro Minute, jetzt ungefähr 36 m^3).

Dieses Ergebnis stimmt überein mit der Auffassung, die Verfasser schon 1957 (S. 188—189) ausgesprochen hat: In den Carditaniveaus, oder im allgemeinen in der oberen Partie der Jaukenserie (= Raiblerschichten) sind synsedimentär sulfidische Erze gebildet worden. Als Erzbringer kommen submarine thermale Exhalationen während dieser Zeit in Frage, oder Lösungen, die durch Erosion von Nachbargebieten geliefert wurden. Dieser primäre Sulfidebestand wurde dann während und nach der tertiären alpinen Tektonik durch zirkulierendes, vielleicht thermales, aber jedenfalls meteorisches Wasser umgelagert, und als Brekzien- und Spaltenfüllungen wieder abgesetzt.

Die von Querbrüchen durchschnittene Nordflanke der Mitterberger Antiklinale war für eine solche Auslaugung sehr geeignet. Wegen der leicht überkippten Position dieser Nordflanke und wegen der Anwesenheit von Brekzien an der Basis des Hauptdolomits, wurde durch das deszendente auslaugende meteorische Wasser das Erz in strukturell tiefere aber stratigraphisch höhere Niveaus (und zwar in den Hauptdolomit-Brekzien) wieder ausgeschieden, wie in einer Zementationszone.

Speziell die Vererzungen in der Klippe von Gesteinen der Jaukenserie bei Farcher, nördlich von Kreuzen II, wäre unverständlich im Rahmen der Aszendenzhypothese. Denn in diesem Falle kommt das Erz in einer wurzellosen Klippe vor, die auf tonigen Rhätkalken und Schiefern des Muldenkerns liegt. Es ist ja sehr unwahrscheinlich, daß die Erzvorkommen durch Brüche eine Verbindung mit einem erzbringenden Magma im Untergrunde hatten.

Wir betrachten diese Klippe als einen Teil der Nordflanke der Mitterberger Antikline, der aus dem Tschekelnockgebiet während der jungalpinen Zusammenstauchung des Drauzuggrabens in die Gasser Synkline geglitten ist. In diesem Falle können nur deszendente Lösungen von meteorischem Wasser die an die Carditaniveaus gebundenen synsedimentären Erze umgelagert und in Spalten und tektonische Brekzien konzentriert haben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Gang der Blei- und Zinkionen wäre also in zwei Etappen zu zerlegen:

1. In karnischer Zeit syngenetische Bildung von sulfidischen Erzen,

2. In jungtertiärer Zeit Auslaugung dieser Sulfide und Konzentration in etwas tieferen Niveaus von Brekzien und Spalten, in einer Art Zementationsniveau.

Diese Vorstellung erklärt zwanglos alle beobachteten Tatsachen, wie auch den bergmännischen Mißerfolg des Förolacher Stollens.

V. Geologische Geschichte

Dieser hier beschriebene zentrale Sektor der Gailtaler Alpen gehört zum sogenannten „Drauzug", der sich vom Pustertal im Westen über Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen, Vellacher Graben zum Klagenfurter Graben mit den nördlichen Karawanken ausdehnt (etwa 200 km Ost—West Länge).

Wie 1957 schon vom Verfasser erörtert wurde, hat dieser Drauzug den Charakter einer Dehnungszone mit grabenartigen Einsenkungen von Sedimentkeilen, die dann durch Schwerkrafttektonik wieder zurückgedrückt wurden.

Prey (in Prey und Kahler, 1958) publizierte ein neues Profil über das Ferlacher Horn der nördlichen Karawanken, und meinte den Schluß ziehen zu können, daß die bezüglichen Strukturen schwerlich mit Hilfe einer Gleittektonik zu erklären wären. Es ist zwar deutlich, daß nicht eine einfache Gleitbahn an der Basis dieses Ferlacher Horns besteht, wie sie schematischerweise vom Verfasser in seinem Übersichtsprofil gezeichnet worden ist (1957, Tafel XVI, Profil E); aber schon der Gegensatz zwischen der Schuppenstruktur des Ferlacher Horns im Norden, und der Bruch- und Dehnungsstruktur des von Kahler untersuchten, südlich davon gelegenen Loiblpaßgebietes deutet klar darauf hin, daß hier nicht eine alles umfassende Kompression stattgefunden hat. Vielmehr sind die nordvergenten Aufschuppungen im Ferlacher Horn (nördliche Karawanken, die auf das Tertiär der Klagenfurter Senke überschoben sind) lokal kompensiert durch Dehnungen und Abschiebungen in den südlich davon gelegenen Ketten.

Es ist möglich, daß die fast senkrechten Brüche im Eisenkappeltale (Oberwinkel in Prey's Profil) überkippte, ehemalige Abschiebungsbrüche sind, die unterhalb des Ferlacher Horns mit den nordvergenten Aufschuppungen dieses Berges verbunden werden sollen. Diese Abschiebungsbrüche wurden dann in einer späteren Subphase der Deformation, durch Anschoppungen der sich dehnenden südlichen Ketten, überkippt. Auch die abgesunkenen, bzw. zurückgebliebenen Keile von Werfener Schichten und Wettersteinkalk in Prey's Ferlacher Hornprofil deuten darauf hin, daß man hier nicht mit uniformistischer Kompressionstektonik auskommt, sondern daß man den Prozeß der tektonischen Deformation in Subphasen zerlegen muß, wobei Zug und Druck abwechselnd wirksam waren („Akkordeontektonik").

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Zusammenhänge bedürfen noch näherer Prüfungen im Gelände. Aber auch die Daten in den Beiträgen von PREY und KAHLER (1958) können, wenn sie mit dem richtigen Verständnis für Schwerkrafttektonik gedeutet werden, eine Stütze sein für die Vorstellung der regionalen tektonischen Zusammenhänge, wie sie vom Verfasser im Jahre 1957 gegeben wurden. Unsere weiteren Untersuchungen in den zentralen Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten haben jedenfalls diese Auffassungen vollkommen bestätigt.

Das Übersichtsprofil über die zentralen Gailtaler Alpen (Abb. 4) zeigt, daß diese Zone in diesem Sektor eine etwa 6—8 km tiefe grabenförmige Absenkung darstellt, die an seiner Nordrandflexur südvergent abgeglittene Schollen zeigt, während der südliche Grabenrand beim Gailtal zu nordvergenten Schollenbewegungen Anlaß gegeben hat. Das ganze Bild ist mechanisch klar deutbar, wenn man unterscheidet zwischen einerseits den primärtektogenetischen Bewegungen, die durch Grabenversenkungen eine Reliefenergie akkumulierten, und anderseits den sekundärtektonischen Bewegungen, die bestrebt waren (durch schwerkraftbedingte Massenverlagerungen) die Grabensenke wieder zusammenzudrücken und auszufüllen.

Diese tektonischen Prozesse müssen in Subphasen zerlegt werden. Nicht nur die Aufeinanderfolge von primär- und sekundärtektonischen Bewegungen, sondern auch die sekundäre Schwerkrafttektonik muß in aufeinanderfolgende Bewegungen unterteilt werden. Wir haben z. B. im Kapitel III gezeigt, daß die südvergente Abgleitung der Schollen an der Nordrandflexur NE vom Weißensee, stattgefunden haben muß, bevor der Grabeninhalt nordvergent an diesen Abbruch angeschoben wurde (siehe S. 227).

Diese komplizierte Abfolge von Bewegungen im Drauzuge fand erst am Ende der ostalpinen Orogenese statt, nachdem die großen Nordüberschiebungen der ostalpinen Decken (über die Tauernzone hinweg) schon stattgefunden hatten (VAN BEMMELEN, 1961). Die komplizierte Tektonik des Drauzuges ist das Ergebnis der tertiären Schlußphase der ostalpinen Orogenese.

Der Drauzug ist ein Teil der Narbe zwischen dem Adriatischen Senkungsgebiet und dem Alpenstrang. Diese Narbenzone ist vom Sesia im Westen über die Insubrische-Linie, Judicarien-Linie, Puster-Linie und Gail—Drau-Linie bis Bacher im Osten über eine Gesamtlänge von etwa 600 km zu verfolgen. Wie schon EDUARD SUESS im vorigen Jahrhundert in seinem Buche „Das Antlitz der Erde", Teil I, sagte, handelt es sich hier hauptsächlich um einen normalen Abschiebungsbruch. An diesem Abschiebungsbruch sind Dehnungserscheinungen mit eingesunkenen Keilen jüngerer Sedimente zu erkennen, welche zum Teil kilometertief zwischen älteren Gesteinskomplexen abgesunken sind (DIETZEL, 1960; VAN HILTEN, 1960).

Diese Dehnungszone ist zum Teil im Bereich der Tauern-Kulmination vielleicht auch von einer südvergenten Abschiebung der Alpengeantiklinale benützt worden (VAN BEMMELEN, 1960 a, 1961).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

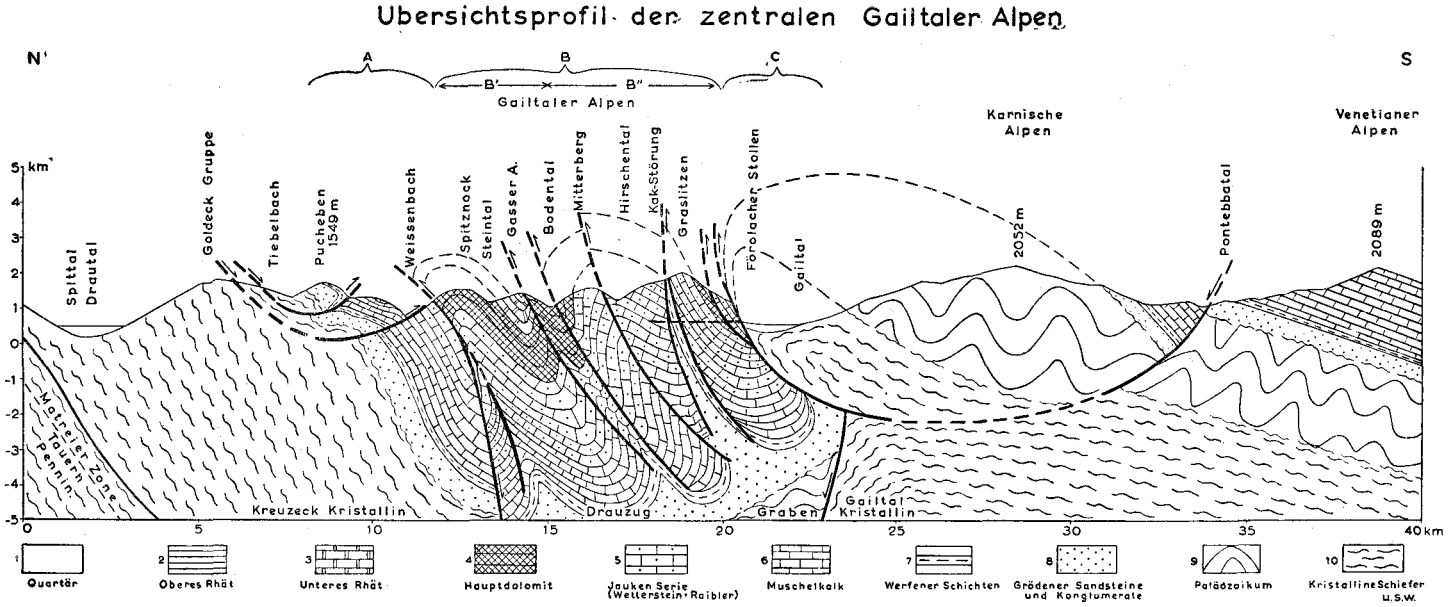


Abb. 4: Übersichtsprofil der zentralen Gailtaler Alpen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Diese sogenannte Nahtzone zwischen Alpen und Dinariden hat bestimmte Analogien mit einem 1500 bis 2000 km langen Lineament, „the Trench" an der Grenze der kanadischen Rocky Mountains und dem Columbia Plateau (NORTH und HENDERSON, 1954).

„The Trench" ist ebenso eine schmale Grabenzone, worin Keile mehrere Kilometer tief abgesunken sind (1. c. S. 92). Dieser Graben wurde später lokal von beiden Seiten her zusammengedrückt, wie die Profile C, D und E in der Arbeit von NORTH & HENDERSON zeigen.

Ein anderes Lineament, daß eine Ähnlichkeit mit der periadriatischen Naht aufweist, ist die Riftzone, die das Sundagebiet in Indonesien umrahmt und als Semangko-Bandung-Solo-Zone über Sumatra—Java—Bali—Lombok von Sabang im Nordwesten bis in den Kleinen Sundainseln im Osten zu verfolgen ist, und eine Gesamtlänge von etwa 2000 km besitzt (VAN BEMMELEN, 1949 und 1954). Solche geotektonischen Lineamente sind als Scharniere („Hinge-lines") zwischen Krustensegmenten kontinentalen Ausmaßes zu betrachten.

VI. Schrifttum

BEMMELEN, R. W. VAN (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), Erster Teil. Jb. geol. Bundesanst., Bd. 100, 2, S. 179—212 m. 5 Tafeln, Wien 1957.

BEMMELEN, R. W. VAN (1960 a): New views on Eastalpine Orogenesis. XXI Int. Geol. Congr., Kopenhagen 1960. Part XVIII, S. 99—116.

BEMMELEN, R. W. VAN (1960 b): Die Methode in der Geologie. Mitt. geol. Ges. Wien, 1960, Bd. 53, S. 35—52.

BEMMELEN, R. W. VAN (1961): Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. Geol. Rdsch. (im Druck).

DIETZEL, G. (1960): Geology and Permian Paleomagnetism of the Merano Region, Prov. of Bolzano, N. Italy. Geologica Ultraiectina, nr. 4, Utrecht 1960.

HERITSCH, FR. u. KÜHN, O. (1951): Kapitel „Die Südalpen" in „Geologie von Österreich", herausg. von F. X. SCHAFFER, 2. Aufl., Wien 1951, S. 233—301.

HERITSCH, H. u. PAULITSCH, P. (1958): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. Jb. geol. Bundesanst., Bd. 101, 2, S. 191—200, Wien 1958.

HILTEN, D. VAN (1960): Geology and Permian Paleomagnetism of the Val-di-Non Region (Western Dolomites, N. Italy). Geologica Ultraiectina, nr. 5, Utrecht 1960.

HOLLER, H. (1950): Zur Frage des Niedersetzens der Mitterberger Blei-Zink-Vererzung (Kreuzen). Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Bd. 95, 5, S. 89—92, 1950.

HOLLER, H. (1951): Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Bd. 96, 4, S. 69—75, 1951.

HOLLER, H. (1953): Der Blei-Zink-Erzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. Carinthia II, 143, S. 35—46, Klagenfurt 1953.

MAUCHER, A. (1957): Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildung. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Bd. 102, 9, S. 226—228, 1957.

NORTH, F. K. & G. G. L. HENDERSON (1954): „The Rocky Mountain Trench". Guide Book 4th annual Field Conference Alberta Soc. Petr. Geol., Canada, Aug. 1954, S. 82—100.

PETRASCHECK, W. E. Jr. (1957): Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Bd. 102, 9, S. 229—232, 1957.

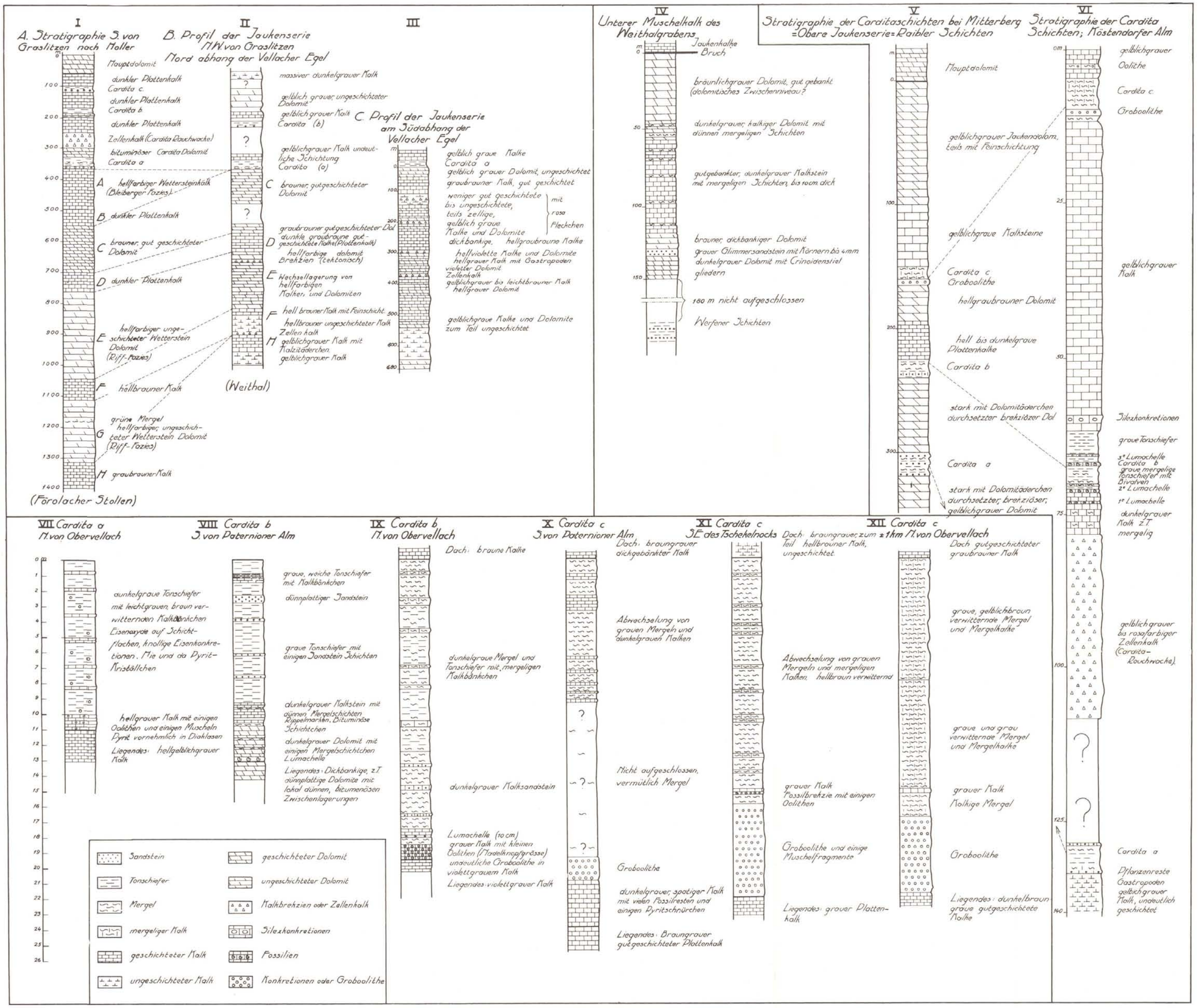
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PILGER, A. u. R. SCHÖNENBERG (1958): Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). Z. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 110, S. 205—215, Hannover 1958.

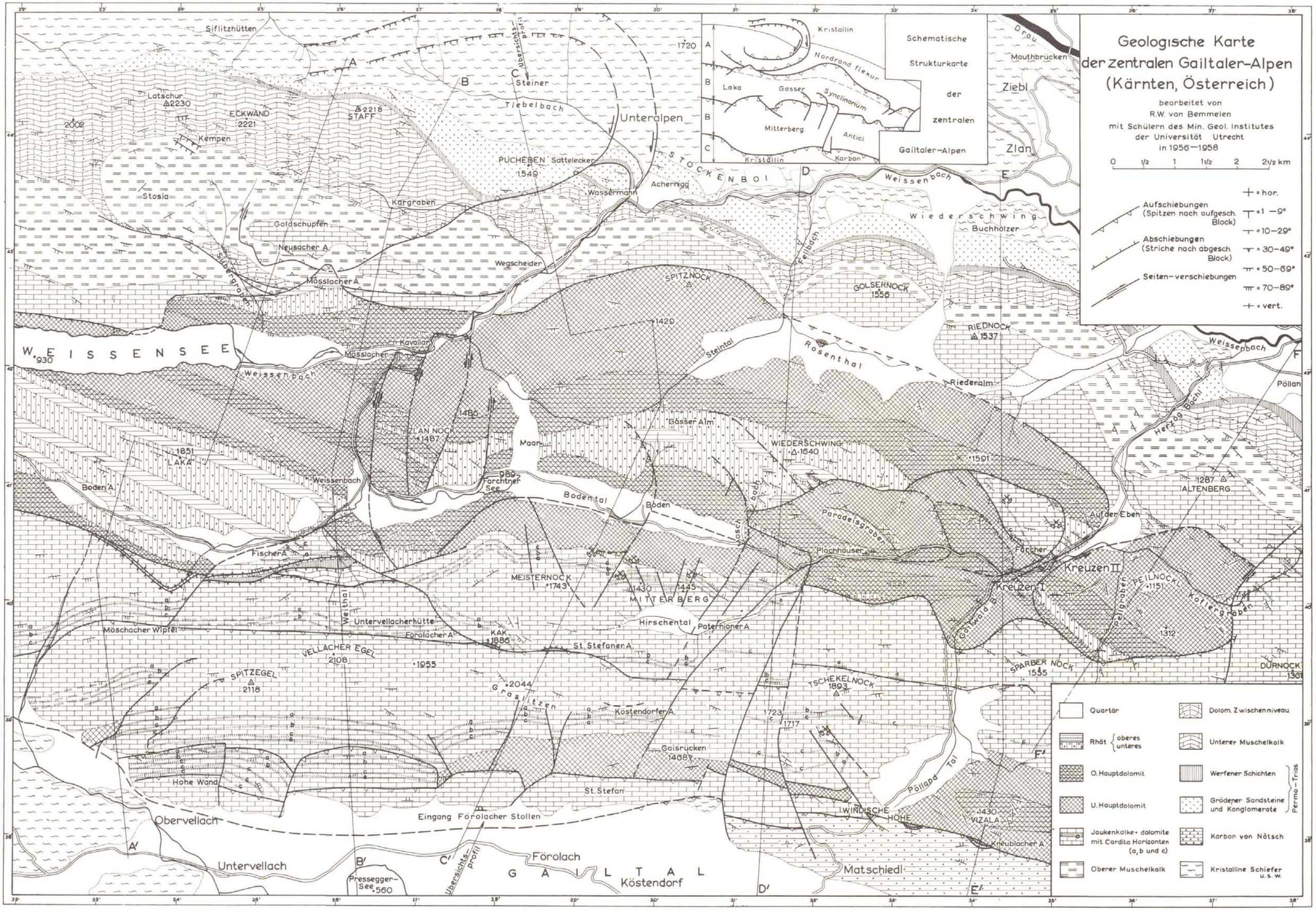
PREY, S. u. F. KAHLER (1958): Beiträge zu einem Karawankenprofil. Mitt. d. geol. Ges., Wien, Bd. 50 (1957), S. 271—292, Wien 1958.

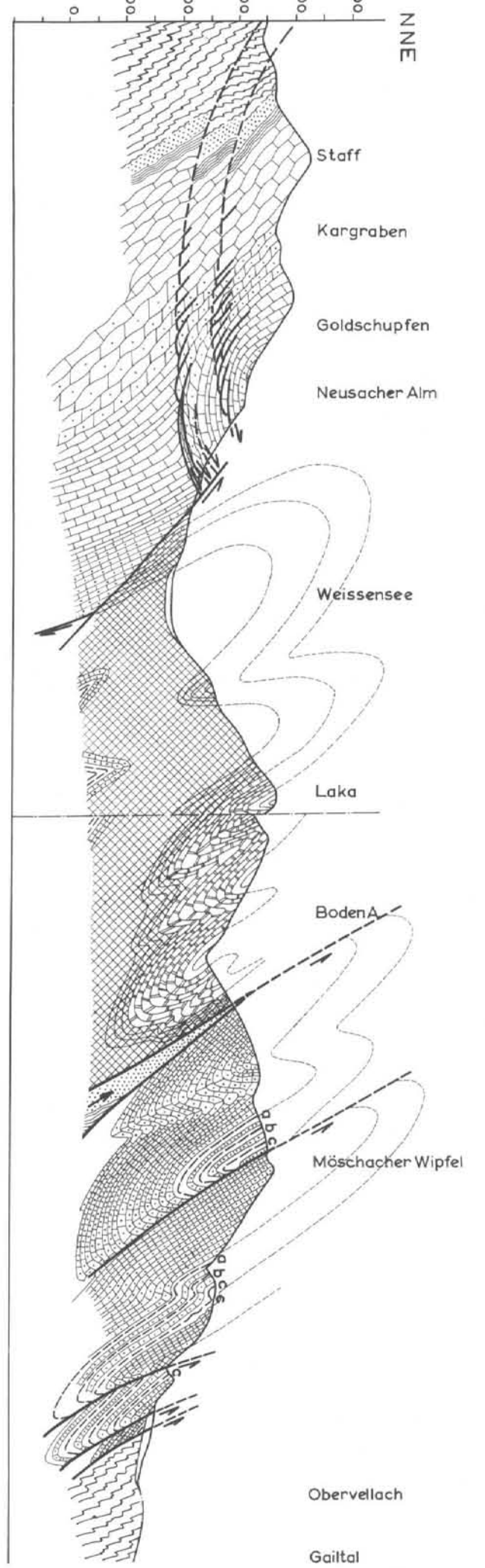
ROSENBERG, G. (1959): Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. Jb. d. geol. Bundesanst., Bd. 102, 3, S. 477—479, Wien 1959 m. 3 Tabellen.

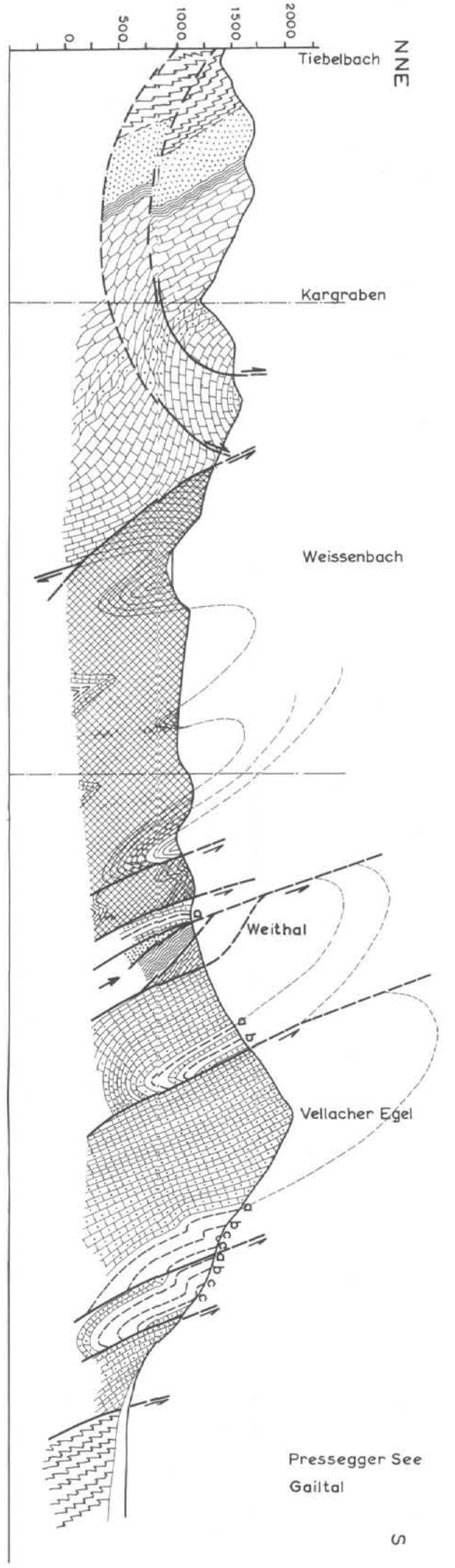
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

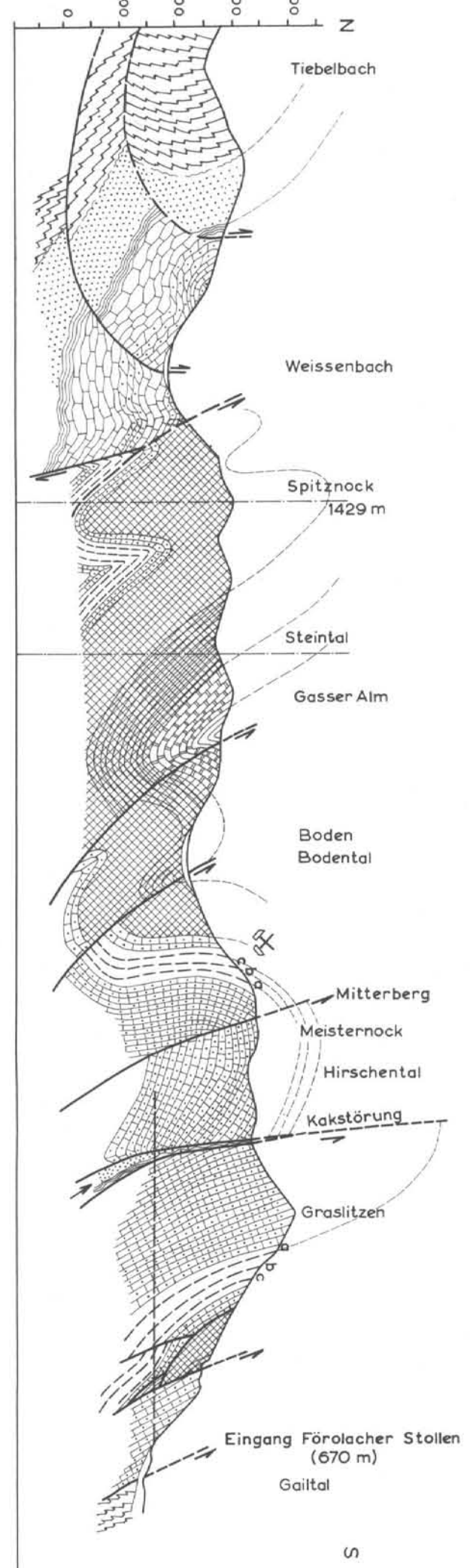


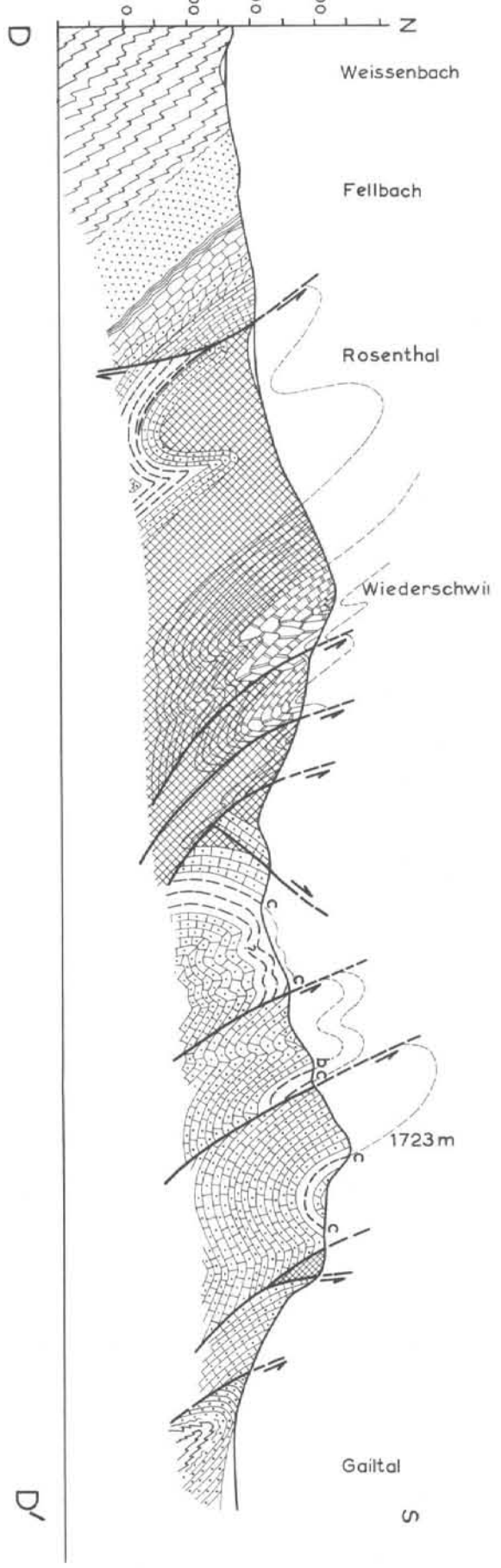
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

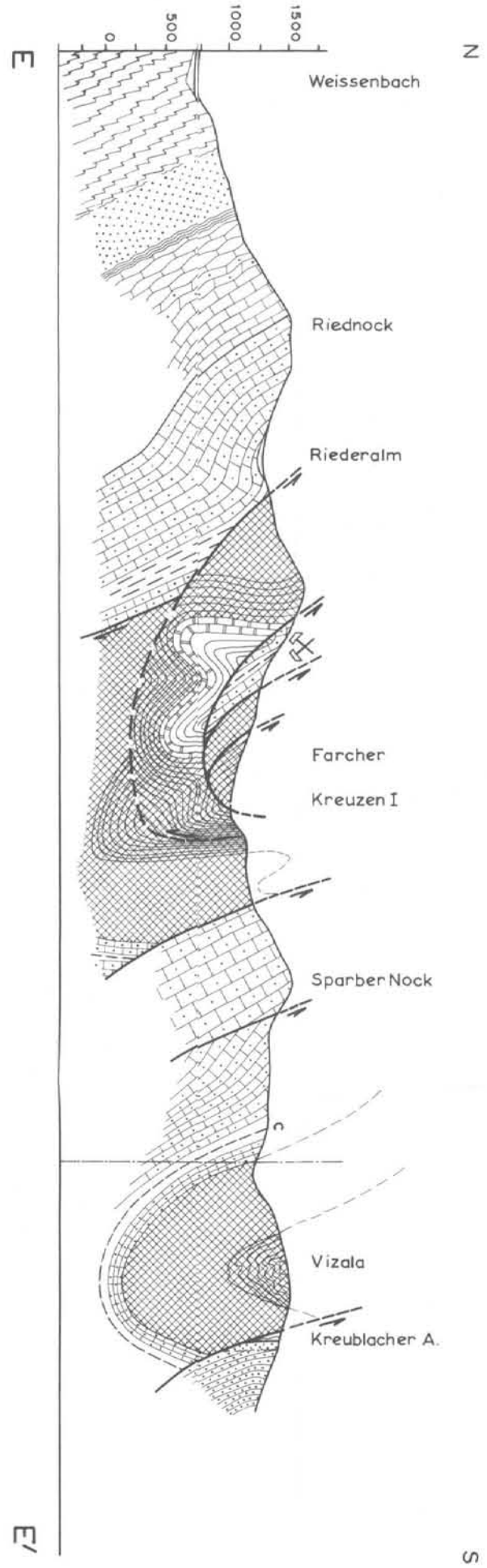


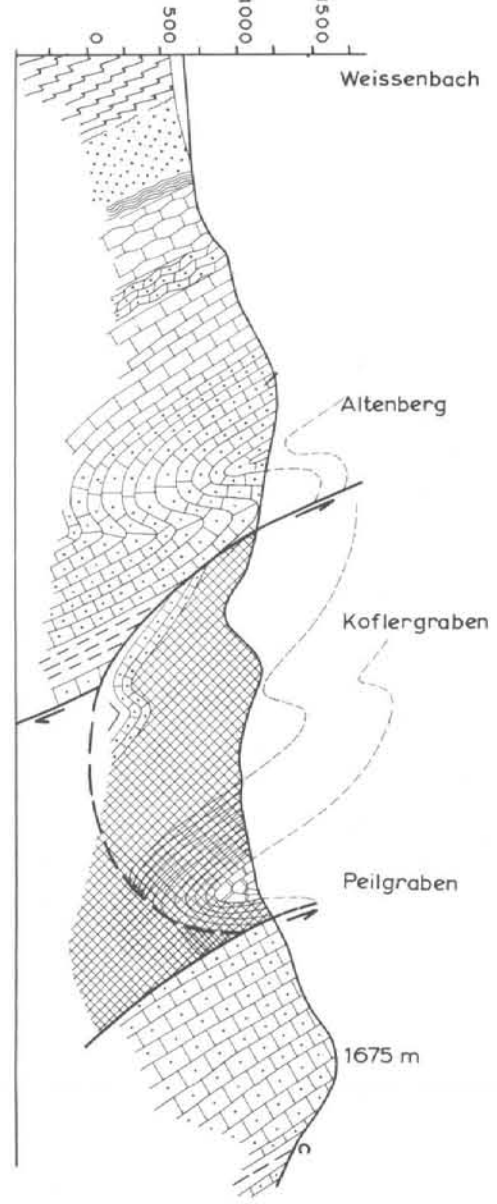












SW PROFILE DER ZENTRALEN GAILTALER ALPEN

R.W. VAN BEMMELEN (UTRECHT)

0 1 2km

Quartärablagerungen
Oberes Rhät
Unteres Rhät
Oberer Hauptdolomit
Unterer Hauptdolomit
Jurakalke und -dolomite
Raibler Schichten (Karnisch, Lias)
Kreide (Kalk)
Oberer Muschelkalk
Dolomitisches Zwischenniveau
Unterer Muschelkalk
Werfener Schichten
Gröden er Sandsteine und Konglomerate
Karbon von Nötsch
Kristalline Schiefer u.s.w.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: 104

Autor(en)/Author(s): Van Bemmelen Reinout Willem

Artikel/Article: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich): Zweiter Teil: Die zentralen Gailtaler Alpen 213-237