

Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol)

Von HERWIG PIRKL *)

Mit 7 Tafeln (1—7) und 9 Abbildungen

Meinen lieben Eltern in tiefer Dankbarkeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	3
Einleitung	4
I. Stratigraphie	5
I. A. Vormesozoische Gesteine	
Paläozoische Phyllite (einschließlich Kellerjoch-Gneis und Quarzphyllit)	6
Basale Quarzite des Schwazer Dolomits	6
Schwazer Dolomit	8
I. B. Mesozoische Gesteine	
Basalbildungen des Buntsandsteins	13
Dolomit-Basalbreccie	15
Dolomit-Phyllit-Basalbreccie	15
Kalk-Dolomit-Basalbreccie	16
Kalke	16
Buntsandstein und Werfener Schichten	17
Schiefertone	18
Quarzbreccien bis -konglomerate	18
Normaler Buntsandstein	20
Werfener Schichten	21
Gips	22
I. B./a) Hohenegg-Fazies	
Kalksandsteine und Breccien der Reichenhaller Schichten	23
Anisische Dolomite	25
Anisische Kalke	26
Partnach-Schichten	28
Raibler Schichten	29
I. B./b) Berchtesgadner Fazies	
Ockerig anwitternder Kalk (einschließlich Breccien und des Dolomits mit dünnen Eisenockerlagen)	31
Ramsau-Dolomit (einschließlich der Kalklagen im unteren Teil)	34
Schiefertone, Mergel, Mergelkalke und Oolithe der Raibler Schichten	37
Oberer Dolomit	40
I. C. Känozoische Ablagerungen	
I. C./a) Tertiär	40
I. C./b) Quartär	
Ältere Grundmoräne	43

*) Adresse des Verfassers: Dr. HERWIG PIRKL, Radenthein/Kärnten, Millstätter Str. 35.

	Seite
Alte Breccien	
Erbstollenbreccie	44
Alpbacher Achen-Breccie	44
Thierberger Breccie	45
Ältere Sande und Schotter	45
Tone	45
Verunreinigte Bändertone	46
Jüngere Sande bis Schotter	46
Würm-eiszeitliche Bildungen	
Gletscherschliffe	48
Würm-Grundmoräne	49
Erratische Blöcke	50
Schlußeiszeitliche Bildungen	
Moränenwall	50
Sande und Schotter	50
Formenschatz aus der Zeit des rückziehenden Würm-Gletschers bis einschließlich der Schlußvereisung	52
Schutt aus Schwazer Dolomit	52
Gehängeschutt und größere Bergbauhalden im allgemeinen	53
Schwemm- und Schotterböden	53
Schuttkegel	54
Zeitliche Übersicht der Quartärperiode	
Interglaziale Profile	54
Tabellarische Übersicht	57
II. Paläontologie	57
Devon	59
Trias	
Skythische Stufe	64
Anisische Stufe	67
Ladinische Stufe	69
Karnische Stufe	72
Norische Stufe	88
Tertiär	88
III. Tektonik	90
Gebiet westlich des Ziller (Tafel 1)	90
Gebiet östlich des Ziller (Tafel 2 und 3)	100
IV. Hydrologie	107
V. Bergbau	108
Schwazer Bergrevier	
A. Spateisenlagerstätten	108
B. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit	112
C. Schürfe in Trias-Gesteinen	125
Brixlegger Bergrevier	
A. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit	125
B. Bergbaue in Trias-Gesteinen	129
Thierberger oder Rattenberger Revier	
A. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit	129
B. Bergbaue in Trias-Gesteinen	133
C. Alluviale Seifen	139
VI. Nutzbare Vorkommen von Nichterzen	139
Schlußbetrachtung	
Die fazielle und tektonische Stellung der Trias	141
Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	142
Verzeichnis der verwendeten Literatur	143
Geologische Literatur	143
Paläontologische Literatur	145

Vorwort.

Die Arbeit wurde unter Leitung von Herrn Univ.-Prof. Dr. R. v. KLEBELSBERG im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck durchgeführt.

Die Geländeaufnahme erfolgte in den Jahren 1955 bis 1957, nachdem schon ein Jahr vorher Vergleichsbegehungen im Kitzbüheler und Salzburger Paläozoikum gemacht worden waren. Die Ausarbeitung und der Großteil der Grubenbefahrungen erfolgte in den Wintermonaten und im Jahre 1958.

Der aufrichtigste Dank gebührt meinen hochverehrten Lehrern: Herrn Univ.-Prof. Dr. R. v. KLEBELSBERG, der mir selbständige Arbeitsmöglichkeit gewährte, Herrn Univ.-Doz. Dr. G. MUTSCHLECHNER und Herrn Univ.-Prof. Dr. W. QUENSTEDT, die mir stets mit gutem Rat zur Seite standen. Weiters bin ich Herrn Univ.-Prof. Dr. W. HEISSEL für die Korrektur des Textes zu besonderem Dank verpflichtet.

Ganz besonderer Dank gebührt auch Herrn Univ.-Doz. Dr. H. FLÜGEL und dessen Gattin Frau Dr. M. FLÜGEL, geborene KROPFITSCH vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz. Ohne deren freundliche Hilfe wäre mir eine Bestimmung der Fossilien aus dem Schwazer Dolomit nicht möglich gewesen. *Syringaxon zimmermanni* bestimmte mir Herr Dr. H. FLÜGEL selbst, da diese Koralle sich erst im letzten Aufnahmesommer gefunden hatte.

Zur Einsichtnahme in noch fehlende paläontologische Literatur und zum Vergleich mit Originalexemplaren aus der Bayerischen Staatssammlung war ich im Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München. Herrn Univ.-Prof. Dr. R. DEHM danke ich für die freundliche Aufnahme auch an dieser Stelle auf das herzlichste.

Viel Verständnis und Entgegenkommen für meine Arbeit fand ich bei allen Behörden: Herr Dipl.-Ing. E. v. CZURAY, ehemaliger Verwalter des Schwazer Bergwerksvereins und Betriebsleiter der Grube Großkogel und sein Nachfolger Dipl.-Ing. H. BERNADEK stellten die bergmännischen Karten zur Verfügung und gestatteten mir freie Grubenbefahrungen. Von der Berghauptmannschaft Innsbruck zu Hall in Tirol überließ mir Herr Bergrevierinspektor Ing. F. WALCHER die Grubenkarten zur Kopierung. Forstkarten erhielt ich von Herrn Dipl.-Ing. K. ROTT (Landesforstinspektion Innsbruck) und Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. SCHEIRING (Bezirksforstinspektion Schwaz) und verschiedene Katasterblätter vom Amt für Statistik und Landeskunde in Innsbruck und privat von Herrn Dr. E. EGG (Schwaz). Im Vermessungsamt Schwaz durfte ich u. a. einen Pantographen benutzen. Herr Kommerzialrat Dipl.-Ing. H. WURZINGER stellte mir Kartenmaterial und Gutachten des Bergbaugebietes Silberberg—Maukenözt—Thierberg zur Verfügung.

Der Universitätsbund Innsbruck und der Österreichische Alpenverein gewährten namhafte Druckkostenbeiträge. Ihnen allen meinen aufrichtigsten Dank.

Einleitung.

Östlich von Schwaz bildet an der Grenze paläozoischer Grauwackenphyllite Trias-Gesteine ein Zug von Schwazer Dolomit das Rückgrat des Gebietes südlich des Inn. Seine höchsten Erhebungen sind Mehrer Kopf (1667 m; östlich Schwaz), Reiter Kopf (1655 m), Larchkogel (1374 m; südlich Strass), Reither Kogel (1337 m), Graber Joch (1490 m) und Gratlspitz (1894 m). Am Hösel-Joch endet dieser Hauptzug nach Osten. Erst nordöstlich Oberau setzt der Schwazer Dolomit wieder als ganz schmaler Streifen ein, vom Wörgler Bach durchschnitten. Nach Norden folgt ein breiter Saum von mannigfach verschuppten Trias-Gesteinen, an dem noch etwas Schwazer Dolomit und Grauwackenphyllite beteiligt sind. Die Trias besteht aus Buntsandstein und Werfner Schichten, Kalksandsteinen und Breccien der Reichenhaller Schichten, anisischen Kalken und Dolomiten, Partnach- und Raibler Schichten. Östlich Zimmermoos (SO Brixlegg) werden die kalkigen und tonigen Gesteine der anisischen und ladinischen Stufe größtenteils durch den mächtigen Ramsau-Dolomit ersetzt, der bis östlich Wörgl den Südhang des Inntales bildet.

Fast überall im ganzen Gebiet finden sich z. T. noch unbewaldete Halden mit verbrochenen Stollen, in den Schräfen Löcher und Zechen als Spuren einstigen weltberühmten Bergbaues.

Geologisch gehört diese Zone teils den nördlichsten Teilen der Grauwackenzone an (Schwazer Dolomit und Phyllite), teils sind es südlichste Teile der Nördlichen Kalkalpen, die hier auf die Südseite des Inn übergreifen.

Geographisch gehört dieses Gebiet keiner einheitlichen Gebirgsgruppe an. Westlich des Zillers sind es nördlichste Teile der Tuxer Voralpen, östlich der Zillermündung Teile der Kitzbüheler Alpen.

Das Gebiet ist bereits auf der Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt 5046 Innsbruck—Achensee (1912) und Blatt 5047 Rattenberg (1918) von O. AMPFERER und TH. OHNESORGE dargestellt, weiters auf der Geologischen Karte: Rattenberg und Kufstein, 1:40.000 (1922) von O. AMPFERER und (nicht koloriert) auf der Geologischen Karte des Bergbaugebietes von Schwaz, 1:50.000 (1943) von O. SCHMIDEGG (siehe Literaturverzeichnis).

Eine Neubearbeitung des Gebietes mußte daher an Genauigkeit die bereits bestehenden Darstellungen grundlegend übertreffen. Die alten österreichischen Karten haben sich für einen solchen Zweck als unbrauchbar erwiesen. Es blieb also nichts anderes übrig, als nach einer neuen Unterlage größeren Maßstabes zu suchen. Die einzige Möglichkeit bot die bereits über 100 Jahre alte Katastralmappe. Neue Ergänzungen enthält diese fast nur im besiedelten Gebiet. Aber auch diese Aufnahme allein hätte nicht genügt, wenn nicht auch Forst- und Bergwerkskarten zur Verfügung gestanden wären. Da diese Unterlagen aber keine Höhenlinien besitzen, fiel bei der geologischen Neuaufnahme eine Orientierung mittels Höhenmesser vollkommen weg. Dieser Mangel mußte mit Hilfe einfacher Vermessungsmethoden ausgeglichen werden. Maßzüge bis zu 1000 m konnten mit oft verhältnismäßig geringen Fehlern durchgeführt werden, trotzdem alle diese ergänzenden Vermessungsarbeiten in Alleinarbeit ge-

macht wurden. Die Kartenbeilagen sind somit unter Verwendung verschiedener Unterlagen unterschiedlichen Maßstabes durch eigene Vermessungsarbeiten gewonnen.

Als Ostgrenze des Aufnahmegebietes wurde eine gute Deckung mit der Sektion 5048/I der alten österreichischen Karte (1:25.000) gewählt. Das Buntsandsteingebiet der Thaler- und Kothkaser-Alpe wurde nicht mehr bearbeitet.

Nicht wenig Arbeit verursachte die Reduktion der verschiedenen Maßstäbe (1:2880, 1:5000 und 1:7500) auf den einheitlichen Maßstab 1:10.000. Erleichtert wurde diese Zusammenlegung dadurch, daß auch photographisch reduzierte Katastralmappenblätter 1:10.000 erhältlich waren. Aber leider paßten sie bei der Zusammenzeichnung an ihren Rändern meist nicht genau aneinander. Durch ein eigenes Verfahren konnte dies vielfach ausgeglichen werden. Als Netz wurde der Einfachheit halber jenes der Blattschnittpunkte gewählt und die Angabe der Koordinatenschnittpunkte beibehalten.

I. Stratigraphie.

Eine erste kartenmäßige geologische Darstellung erfuhr das Gebiet 1849 auf der Geognostischen Karte Tirols des Geognostisch-Montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg (1852). Auf dieser Karte sind bereits die wichtigsten Gesteinstypen verzeichnet.

A. PICHLER ¹⁾, der Altmeister der Tiroler Geologie, trat bald mit zahlreichen Aufsätzen, die ausgezeichnete Naturbeobachtung kennzeichnet, an die Öffentlichkeit. Im Vordergrund stand damals die Frage des Normalprofils und die altersmäßige Zuweisung der einzelnen Schichten. Zahlreiche Forscher haben sich daran beteiligt: F. v. RICHTHOFEN ²⁾, C. W. GÜMBEL (1861), E. v. MOJSISOVICS ³⁾, G. STACHE ⁴⁾, A. CATHREIN (1877, 1880, 1886) und A. ROTHPLETZ (1883, 1884). Es war das besondere Verdienst M. SCHLOSSER'S (1895) die Ramsau-Fazies neben der bayerisch-tirolischen hier nachgewiesen zu haben.

In quartärgeologischer Hinsicht müßten eigentlich alle Arbeiten, die sich mit den jungen Ablagerungen des Inntales befaßt haben, angeführt werden. Hier seien bloß solche Autoren genannt, die das Aufnahmegebiet eingehender behandeln: A. PENCK und E. BRÜCKNER ⁵⁾, O. AMPFERER (s. Literaturverzeichnis), H. WEHRLI (1928), H. BOBEK (1935), W. HEISSEL (1941) und H. HEUBERGER (1950). Von besonderer Wichtigkeit für die Quartärgeologie des Inntales — wengleich das Aufnahmegebiet nicht behandelt wird — ist die neue Arbeit von W. HEISSEL (1954).

¹⁾ 1859, 1860, 1867, 1868, 1869, 1875 und 1877 (N. Jahrb. 1877, S. 620).

²⁾ Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Jahrb. G. R. A. Bd. X. 1859, S. 72—137.

³⁾ Das Gebirge südlich und östlich von Brixlegg (Nord-Tirol). Verh. G. R. A. 1870. S. 231—232.

Faunengebiete und Faziesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. Jahrb. G. R. A. Bd. XXIV. 1874, S. 81—134.

⁴⁾ Die paläozoischen Gebiete der Ost-Alpen. Jahrb. G. R. A. Bd. XXIV. S. 135—274.

⁵⁾ Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig 1909.

I. A. VORMESOZOISCHE GESTEINE.

Paläozoische Phyllite (einschließlich Kellerjoch-Gneis und Quarzphyllit).

Paläozoische Phyllite greifen randlich und an Störungslinien in das Arbeitsgebiet ein. Ihre genaue Bearbeitung war aber nicht vorgesehen, da das Hauptgewicht der Arbeit auf der Untersuchung der Trias und des Schwazer Dolomits beruhte. Die Verbreitung der paläozoischen Phyllite sei daher in großen Zügen innerhalb des Arbeitsgebietes erwähnt.

Der Kellerjoch-Gneis (Augengneis) tritt nur im westlichsten Abschnitt auf. Daran schließt zunächst der Quarzphyllit an. Östlich von Schwaz folgen vom Lahnbach an Wildschönauer Schiefer und Porphyroidschiefer. Am Zintberg, 150 m nordöstlich der oberen Kapelle, befindet sich ein bisher unverzeichneter kleiner Diabasgang.

Im Bereiche von Tafel 2 haben die Porphyroidschiefer eine etwas größere Verbreitung als bisher bekannt war.

Im übrigen sei auf die Arbeiten von O. AMPFERER — TH. OHNESORGE (1912, 1918) und O. SCHMIDEGG (1943) verwiesen.

Basale Quarzite des Schwazer Dolomits.

Verbreitung (Aufschlüsse):

Tafel 1.

Das westlichste aufgeschlossene unbedeutende Vorkommen liegt im Sigmund-Erbstollen (Falkenstein, siehe Taf. 7, Fig. 3). Weitere Vorkommen liegen zwischen dem Geistergraben und der Trojer Melkhütte (südöstlich Buch) und am Steig östlich der erwähnten Melkhütte. Nur dieses letzte Vorkommen war so groß, daß es in die Karte aufgenommen werden konnte. Auch im Bereiche des Reiter Kopfes liegen solche Quarzite. Sie lassen sich auf den Rodaun-Hochleger hinab verfolgen. Spuren sind noch tiefer zu finden, auch im Wald unterhalb der Baumann-Kapelle (Schlitterer Fügenberg) und im Phyllitkeil vom Hinter-Lomaler (Schlitterberg). Ferner begleiten solche den Schwazer Dolomit im Schrofen-Revier (südöstlich Rotholz, vom Barbara-Stollen ein Stück aufwärts an ein paar Stellen zu sehen) an der Grenze zum (verdeckten) Phyllit. Eben solche Spuren finden sich zusammen mit einem Phyllitrest südöstlich des Wallfahrtskirchleins Maria Brettfall.

Tafel 2.

Zwischen dem Brucker Schurfstollen und dem Spitzer-Köpfl liegt ausdehnungsmäßig das größte Vorkommen. Nördlich davon finden sich zwei weitere kleine Quarzitaufschlüsse. Das Vorkommen auf der Südseite des Heidsteins (westlich des Reither Kogls) wurde auch vom Weinstockstollen angefahren (Tafel 7, Fig. 1). Eine kleine Scholle liegt in der Phylliteinsenkung wenig östlich davon. Dann ist noch das Vorkommen an der Grünwies'-Störung (nordwestlich des Reither Kogls) zu nennen. Auf der Südseite des Reither Kogls sind die basalen Quarzite ebenfalls vorhanden.

In Alpbach ist solcher Quarzit oberhalb der Höfe „Graben“. Auch auf der Südseite des Thierberges (Gratlspitz) sind Quarzite vorhanden: Beiderseits des Alsten-Grabens und oberhalb der Thierberger Wiesen vom Kesseltal bis zum Gatterl am Steinweg, schließlich auf der Südseite des Siedl.

Auf dem Gratlspitz findet sich mitten im Schwarzer Dolomit ein kleiner Quarzitrest zusammen mit Porphyroidschiefer tektonisch eingeklemmt.

Südwestlich Thierbach liegen auf der Hösel-Alpe noch zwei kleine Vorkommen.

Tafel 3.

Basale Quarzite des Schwazer Dolomits fehlen hier bis auf Spuren bei Adelsberg (nördlich Niederau).

Gesteinsbeschreibung:

Es sind fast durchwegs sehr feste, weiße, bis hell schmutziggraue, auch grünliche, bräunliche, seltener rötliche Quarzite mit meist gut ausgebildeter Dezimeter-Bankung. Auf den Schichtflächen sind manchmal serizitische Bestege zu sehen. Zum Teil sind die Quarzkörner noch recht gut mit dem unbewaffneten Auge zu erkennen, ebenfalls die Muskowitschüppchen. Eine Unterscheidung im Handstück vom gleich aussehenden weißen Werfner Sandstein ist oft unmöglich. Es gibt aber auch sehr feinkörnige Typen, deren einzelne Gesteinskörner sich auch im Anschliff nicht mehr unterscheiden lassen.

Vom kleinen Vorkommen auf der Westseite des Reither Kogls zeigt sich im Dünnschliff eines solchen Quarzits im polarisierten Licht ein kompliziertes Ineinandergreifen der Quarzkörner, die oft undulös auslöschten. Muskowit wird ebenfalls sichtbar. Limonit ist in winzigen Partikelchen eingestreut, ebenso etwas Pyrit.

Es handelt sich bei diesen Quarziten stets um eine Einlagerung zwischen paläozoischen Phyllit und Schwazer Dolomit. Diese Einlagerungen werden maximal bis 10 m mächtig, bleiben aber meist darunter. Auf Tafel 1 sind sie durchwegs nur bis 1 m mächtig. Sie keilen daher auch stellenweise aus oder sind von Schutt verdeckt.

Diese Quarzite sind fossilfrei. Da sie stets im Liegenden des Schwazer Dolomits auftreten, bilden sie einen für die Auflösung der Tektonik wichtigen Leithorizont.

Altersstellung:

Während in den Erläuterungen zu Blatt Innsbruck—Achensee von O. AMPFERER und TH. OHNESORGE (1924, S. 105) das Vorkommen vom Dura Joch erstmals erwähnt und das Grenzverhältnis als normal dargestellt wird, war sich O. SCHMIDEGG¹⁾ des Alters der Quarzite unsicher. Nach ihm lassen sie sich petrographisch am ehesten zum Buntsandstein stellen.

¹⁾ Bericht über die geolog. Aufnahme des Schwazer Bergbaugesbietes, Blatt Innsbruck—Achensee (5047) und Rattenberg (5048). Verhandl. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung 1939, S. 78.

Die Unterlagerung durch paläozoische Phyllite und die Überlagerung durch den Schwazer Dolomit ist eine ursprüngliche, sedimentäre. Wenn gleich Verschiebungen am Kontakt stellenweise stattgefunden haben, bedingt durch die Ungleichartigkeit des Materials, so finden sich doch immer wieder ungestörte Lagerungsverhältnisse, sodaß an der stratigraphischen Abfolge nicht gezweifelt werden kann. Die Quarzite müssen älter als der Schwazer Dolomit sein (siehe dort).

Schwazer Dolomit.

Verbreitung:

Tafel 1.

Der Hauptzug setzt östlich Schwaz am Westhang des Mehrer Kopfes ein und zieht über den Reiter Kopf zum Zillertal. Er beginnt am Jakob-Stollen (Falkenstein), bildet den Eibl-Schrofen, ist dann vollkommen abgeschnürt, zieht weiter zum Mehrer Kopf, wo er seine größte Breite erreicht und verschmälert sich über den Burgstall, um dann im Schliergraben vollkommen auszukeilen. Gleich darauf setzt er wieder ein und erfüllt ein großes Areal: Trojer Melkhütte, Scheidlmahd, Pfaffengrube, Roggland, Rodaun-Oberleger und biegt dann in den Unterrand des Schlitterberges ein.

Untertags reicht der Schwazer Dolomit im Horizont des Sigmund-Erbstollens (in horizontaler Projektion) bis fast an die Abzweigung des Zintberger Güterweges vom Wege nach Kogelmoos heran.

Abgetrennte Schollen:

Südlich des Hauptzuges sind zu nennen: Eine kleine Scholle zwischen der Trojer Melkhütte und Scheidlmahd, eine weitere südwestlich des Reiter Kopfes. Am Fügenberg liegt die Scholle westlich des Albgatterls, die Sonnkogl-Scholle, jene am Saumweg südlich davon, die Söllbachl-Scholle und eine weitere kleine wenig unterhalb. Stärker dem Hauptzug genähert ist ein abgetrennter Rest unterhalb der Baumann-Kapelle (Schlitterer Fügenberg).

Nördlich des Hauptzuges sind mehrere kleine Schollen am Schlitterberg verstreut. Weiter im Westen liegen zwei Schuppen im Buntsandstein von Gallzein. Im Osten sind zwei größere Dolomitstreifen: 1. Burgschlöglkopf—Larchkogel. 2. Hallersberg—Brettfall. Diesem vorgelagert ist eine kleine Scholle im Grafenwald (östlich Rotholz).

Aus dem Schwemmboden des Inntales ragt nächst der Zillertalmündung eine niedrige Dolomitkuppe, der Galgenbichl.

Tafel 2.

Auf Tafel 2 setzt sich der Hauptzug des Schwazer Dolomites fort, der mit (? oberflächlichen) Unterbrechungen vom Reither Kogl über das Graber Joch zum Thierberg (Gratlspitz) zieht und am Hösel-Joch endet.

Abgetrennte Schollen:

Südlich des Reither Kogl-Dolomitstockes liegen als größte abgetrennte Schollen das Zillerbrucker—Spitzer Köpfl und der Saurüssel.

In Alpbach schließen sich auf der Südseite des Hauptzuges weitere abgetrennte Schollen an: 1. Bei Sterzen. 2. Südlich Naschberg, beiderseits der Alpbacher Ache. 3. und 4. Acheneinwärts zwei weitere Schollen, von denen die innere noch eine Fortsetzung auf der anderen Talseite besitzt. 5. bis 8. In der Umgebung Schmiedgut—Prosser liegen mehrere Schollen. Eine von ihnen ist etwas größer. 9. Die unbedeutende Scholle westlich Außer-Bischofen. 10. Die etwas ausgedehntere Scholle unterhalb der Bischofer Alpe. Östlich des Hauptzuges folgen auf der Hösel-Alpe nur mehr ein paar kleine isolierte Schollen.

Nördlich des Hauptzuges, bei St. Gertraudi, sind hügelartige Auf-
ragungen dem Hauptzug vorgelagert: Unmittelbar an der Bundesstraße, Kropfsberg, St. Gertraud und P. 602 m. Bei Brixlegg liegen der Nordteil des Mühlbichls und der Mehrnstein. Nach Osten fortschreitend liegen kleine Schollen bei Larcha und auf der Außer-Hauser Alpe. Im Mauken-Gewölbe reihen sich mehrere Schollen aus Schwazer Dolomit aneinander: Birgschrofen, Mooschrofen, Mockleiten, Wieselwand—Gelber Schrofen, verschiedene kleine um Vorder-Sommerau, drei größere um Hinter-Sommerau, ober Hochwiese-Wiglwiese und als letzte eine westlich Saulweg.

Tafel 3.

Im Vergleich zu den anderen beiden Kartenblättern tritt der Schwazer Dolomit nur mehr in bescheidenen Resten auf: Von der abgetragenen Knappenstube oberhalb Häringer (nordwestlich Niederau) leiten kleine Dolomitlinsen zu einem mehrfach verworfenen Zug über: Adelsberg—Füllen—Wörgler Bach und noch ein Stück auf die andere Talseite hinauf. Der letzte Teil liegt außerhalb des Aufnahmegebietes. Bereits auf der Karte des Geognostisch-Montanistischen Vereins (1849) wurde dieser Schwazer Dolomit als „unterer Alpenkalk“ zur Darstellung gebracht. Auch A. CATHREIN (1877, S. 132) erwähnt dieses Vorkommen. O. AMPFERER und TH. OHNESORGE (1918) haben all diese Vorkommen auf der Geologischen Spezialkarte in die Basalbildungen des Buntsandsteins miteinbezogen.

Gesteinsbeschreibung:

Der Schwazer Dolomit ist im frischen Zustand meist hellgrau, seltener ganz weiß, rot oder schwarz. Dazwischen gibt es alle möglichen Farb-abstufungen. Wie die frischen Gesteinsanbrüche in Stollen und Abbauen zeigen, ist der Dolomit in kürzeren oder längeren Abständen wiederholend massig, gebändert, z. T. aber auch gebankt.

Dunkler, oberflächlich ausbleichender Dolomit zeigt nicht selten Feinschichtung, die in der Anwitterung besonders hervortritt. Dunkelgrauer, dichter Dolomit mit weißem, spätigen Dolomit abwechselnd gebändert, fand sich unterhalb der Trojer Melkhütte (südlich Maurach) und auf der Südseite des Thierberges (Alpbach).

Dunkler Schwazer Dolomit ist hauptsächlich auf tiefere Teile beschränkt, kann aber auch in höheren Teilen auftreten, wie auf Tafel 1, wo auch in oberen Teilen dunkler Dolomit vorkommt ¹⁾.

Im frischen Bruch ganz weißer Dolomit ist besonders vom Brandlkopf (Hoch-Gallzein) zu nennen.

Rotfärbung des Dolomits tritt im Bereiche von Tafel 1 nur ganz spärlich auf: Im Stollen Nr. 168, im Horizont des Martinhütt-Stollens (Falkenstein), im Grafenstollen (Ringenswechsel) und im Brettfall-Zug. Während sie in oberen Teilen des Klein- und Großkogls weit verbreitet ist, tritt sie in tieferen nur untergeordnet auf. Rotfärbung kommt auch am Kropfsberg-Hügel vor, unbedeutend auch auf der Nordseite des Graber Joches. Etwas häufiger kann man eine leicht rötliche Färbung auf der Nordseite des Thierberges beobachten, seltener auch auf der Südseite, untergeordnet auch am Gelben Schrofen.

Auf Tafel 3 zeigt der kleine Aufschluß oberhalb Dienl (nördlich Niederau) rot, weiß und grau gebänderten und geschichteten Dolomit, wie er auch im Einschnitt des Wörgler Baches (außerhalb des Aufnahmegebietes) ansteht.

Grobkörnig-kristalliner Schwazer Dolomit findet sich in zwei Typen:

- a) mit schwarzer Grundmasse (Trojer Melkhütte, Saurüssel-Scholle),
- b) rote Grundmasse (Reither Kogl).

In den Stollen ist an tektonischen Grenzen zum paläozoischen Phyllit öfters eine schwache Rotfärbung im Dolomit zu beobachten.

Recht häufig kommen im Schwazer Dolomit kleine Stylolithen vor. Tonige Häutchen finden sich oft zwischen Dolomitbänken eingelagert. Ganz vereinzelt können diese etwas dickere Zwischenlagen bilden. Solche tonig-schiefrige Zwischenlagen, die einen ausgezeichneten Bewegungshorizont darstellen und dadurch meist stark serizitisiert sind, finden sich gegenüber dem Oexel-Bach-Stollen (Schlitterberg), dann im Kleinkogl- und Georgi-Unterbau (St. Gertraudi). Die größte Mächtigkeit einer solchen Lage beträgt $\frac{3}{4}$ m.

An der Basis des Schwazer Dolomits finden sich im Anklang an die basalen Quarzite vielfach Quarzkörner und Muskowitschüppchen eingeschwemmt. Manchmal wechsellagern dünne, sandige Lagen mit rein dolomitischen. In der Anwitterung treten dann durch Rückwittern des Karbonates die härteren Sandlagen hervor und erzeugen eine Art Bänderung (Südseite des Thierberges, Alpbach). In stratigraphisch höheren Teilen des Dolomits finden sich oberhalb des Stollens Nr. 218 a am Falkenstein weiße Quarzite. Die Quarzkörner und der Muskowit sind noch frisch und gut erhalten. Sandiger Schwazer Dolomit kommt auch in der Palleiten (Falkenstein) vor. Graue, sandige Einschwemmungen, welche auch aufgearbeiteten Schwazer Dolomit enthalten, sind häufig im Sturzmaterial aus dem Thonach-Stollen (westlich der Trojer Melkhütte) zu beobachten. Eine

¹⁾ Das „unten und oben“ im Schwazer Dolomit wurde durch die basalen Quarzite festgestellt.

feinsandige, dunkelgraue Probe zeigt u. d. M. winzige verstreute Kohlenstoffeinschlüsse. Weiter droben im Geschröfe steht das sandige Gestein auch an. Im Schwazer Dolomit des Grafenstollens (Ringewechsel) sind an einer Stelle (Grafengang) Quarzkörner und helle Glimmerblättchen zu finden. In diesem Stollen ist das sandige Gestein rot und rötlich gefärbt. O. SCHMIDEGG (1943, S. 187) erwähnt auch sandiges, dunkelgraues Gestein als Einlagerung im Schwazer Dolomit von Weittal (Ringewechsel). Am Fahrweg in die Kaunz (Öxel-Tal) steht ein Stück vor dem Dolomitende roter, geschichteter Schwazer Dolomit an, welcher ab und zu ein aufgearbeitetes Dolomitgerölle enthält. Am Groß- und Kleinkogl sind im Verbande des roten Schwazer Dolomits Quarzgerölle (bis Walnußgröße) und heller Glimmer eingeschwemmt. Eine etwa 1 m mächtige Quarzitlinse findet sich oberhalb des Abbruches wenig östlich der Inner-Hauser Alpe (westlich Gratlspitz). Im Quarzit treten Dolomitkörner fein verteilt auf. Sie wittern aus und verleihen dem Gestein ein oberflächlich kleinlöcheriges Aussehen. Die Anwitterung ist hell, der frische Bruch leicht rötlich. Am Steig von der Holzalpe zum Gratlspitz findet sich ebenfalls als ganz untergeordnete Bildung rötliches, schwach sandiges Dolomitgestein. Auf der Südseite sind nächst dem Gipfel konglomeratische Linsen zu beobachten.

In einer ziemlich tiefen Abteilung des Schwazer Dolomits steht im Drahtbach (Alpbach) als ganz untergeordnete Bildung dunkelrotes, toniges Gestein an, welches aufgearbeitete Phyllitstückchen enthält. Darin ist eine linsenförmige Einschaltung frei von Einschlüssen — außer hellen Glimmerblättchen —, die von ebensolchen Gesteinen des Buntsandsteins nicht zu unterscheiden ist. Eine tektonische Einschuppung dieser Gesteine scheidet wegen der Lagerungsverhältnisse vollkommen aus. Hier fand sich auch eine klastische (brecciös-sandige) Zwischenlage, die teilweise in Limonit umgewandelt ist.

Aus den stratigraphischen Lagerungsverhältnissen dieser sandigen bis brecciösen Einschwemmungen im Schwazer Dolomit geht hervor, daß sie in westlichen Teilen mehr an tiefere Partien des Schwazer Dolomits gebunden sind, während sie im östlichen Bereich mehr die obere Abteilung bevorzugen.

Im Wilhelm-Erbstollen (Falkenstein) ist es am Ende des „Schieferkeiles“ zu einer besonders starken Kieselsäureinfiltration gekommen, die dem Gestein hornsteinartiges Aussehen verleiht (dunkelrote Farbe). Das Gestein ist hier in eine tektonische Breccie aufgelöst. Fossilstrukturen sind im Dünnschliff nicht zu erkennen.

„Hornstein“ wurde schon von L. LIEBENER und J. VORHAUSER (1852, S. 221) vom Falkenstein beschrieben („grünlich und rötlich-grau“). M. v. ISSER (1905, S. 293) erwähnt ihn auch vom Ringewechsel¹⁾.

Bei der geologischen Neuaufnahme fand sich blaßroter „Hornstein“ anstehend am Rodauner Alpweg bei zirka 1365 m Meereshöhe (Wegschleife) und auf der Halde des verfallenen Bergbaues Roggland, schließlich noch (in grauer Farbe) nächst Füllen (nordwestlich Niederau).

¹⁾ Auch in G. GASSER (1913, S. 291) erwähnt.

Die chemische Zusammensetzung des Schwazer Dolomits zeigt eine Analyse von A. CATHREIN (1880, S. 611); diese Analyse wird durch zwei neuere des Montanwerkes Brixlegg ergänzt (Georgi-Unterbau, Großkogel).

	Grauer, massiger Dolomit	Roter, bänderiger Dolomit
Glühverlust.....	44,96	40,56
Fe ₂ O ₃	1,72	2,15
SiO ₂	1,50	6,52
CaO.....	29,00	28,37
MgO.....	21,31	20,94
Summe.....	98,49	98,54

Bei der Neuaufnahme des Schwazer Dolomits ist es erstmalig gelungen, an mehreren Stellen bestimmbare Fossilien zu finden. Die Fundstellen der Organismenreste sind auf der Karte eingetragen (Beschreibung der Fossilien siehe paläontologischer Teil):

Tafel 1.

1. Im Sigmund- und Wilhelm-Erbstollen (Falkenstein).
2. Unterhalb der Trojer Melkhütte.
3. Scheidlmahd-Rinne (Ringewechsel).
4. Östlich des Rodaun-Oberlegers.
5. Scholle westlich des Albgatterls (Öxel-Tal).
6. Söllbachl (Fügenberg).

Tafel 2.

1. Saurüssel (westlich Reither Kogl).
2. Nördlich Kögeler (Hygna).
3. Oberhalb Graben (Alpbach).
4. Schafberg (Graber Joch).
5. Südseite des Thierberges (Alpbach).
6. Östlich des Bischofer Joches (Alpbach).
7. Hösel-Alpe.
8. Mehrnstein (bei Brixlegg).
9. Mauken-Bach.

Oft ist der Schwazer Dolomit in eine endogene Breccie aufgelöst, wobei jegliche Schichtung verlorengegangen ist. Klüfte und Blätter durchkreuzen in allen möglichen Richtungen das Gestein. Geschichtete Partien zeigen durch tektonische Bewegungen bedingte Verbiegungen und Schichtverstellungen.

Die Mächtigkeit des Schwazer Dolomits schwankt außerordentlich stark. Hiefür dürften tektonische Ausquetschungen (jungpaläozoische und

alpine Gebirgsbildung) und Erosionsvorgänge maßgebend sein. Die ursprüngliche Mächtigkeit läßt sich nicht mehr angeben. Es sollen hier nur einige maximale Mächtigkeiten ¹⁾ angeführt sein:

Eibl-Schrofen, Weittal	580 m
Kleinkogl	350 m
Großkogl	750 m
Thierberg	zirka 800 m

Durch Verwitterung zerfällt der Schwazer Dolomit vielfach in rhomboedrische Stücke. Unter Humusbedeckung wittert er stumpf mit sandig-rauher Oberfläche an. Charakteristisch ist die bräunliche Anwitterungsfarbe, die ihn im Landschaftsbild schon von weitem kenntlich macht. Er baut stumpfe, bewaldete Kuppen auf. Nirgends gibt es im Arbeitsgebiet auf dem Schwazer Dolomit Dauersiedlungen. Lediglich am Graber Joch bestehen ein paar karge, wasserlose Galtalpen. Wo Siedlungen oder Alpen auftreten, liegt über dem Schwazer Dolomit eine Grundmoränendecke oder es dringen Phyllitkeile in den Dolomit ein.

Auf der Südostseite des Mehrer Kopfes, am Burgstall (südöstlich Buch), am Reiter Kopf und Larchkogel treten an der Grenze des Schwazer Dolomits Einsturztrichter auf, die auf Auslaugung in diesem Bereich hinweisen (Verkarstung).

I. B. MESOZOISCHE GESTEINE.

Basalbildungen des Buntsandsteins.

1. Dolomit-Basalbreccie (DBr.).
2. Dolomit-Phyllit-Basalbreccie (DPBr.).
3. Kalk-Dolomit-Basalbreccie (KDBr.).
4. Ansatz zur Kalkbildung (K.).

Verbreitung (Aufschlüsse):

Tafel 1.

1. Wilhelm-Erbstollen (Falkenstein) DBr.
2. Beim Nothelferstollen (Falkenstein) DBr.
3. Bucher Bach DBr.
4. Reichtal (östlicher Falkenstein) DBr.
- 5.—8. Drei Aufschlüsse im westlichen Burgstall (Ringwechsel) und im Paulus-Stollen (ebendort) DBr.
9. Im Einschnitt des Trebach- und Geistergrabens (südwestlich der Trojer Melkhütte) DBr.
10. Einzelne Blöcke in der Nähe des Stollens Nr. 354 (Ringwechsel) DBr.

¹⁾ Bei allen Mächtigkeitsangaben wurden Störungen, soweit kontrollierbar, berücksichtigt.

11. und 12. Oberhalb des Frauenstollens (DBr.) und im Neubruck-Stollen (DPBr.?). Beide Stollen sind im Weittal am Ringenwechsel gelegen.

13. Östlich der „Breiten Halde“ (Ringenwechsel) finden sich einzelne Gesteinsstücke im Dolomitschutt. DBr.

14. und 15. Stollen Nr. 410 und westlich davon (Ringenwechsel). DPBr.

16. und 17. Bei der kleinen Jagdhütte (Pfaffengrube am Ringenwechsel) und nördlich davon. DPBr.

18. Westlich des Stollens Nr. 485 (gegen das Schrofenrevier, Ringenwechsel). DPBr.

19. Westlich des Zieher-Stollens (Schrofenrevier, Ringenwechsel) DPBr.

20. Fallstücke in einer Riese oberhalb Astholz (südlich Straß) DPBr.

21. Kleines Vorkommen beim Phyllitkeil des Hallerberges (südwestlich Straß).

22. Vorkommen südwestlich Raffl. DPBr.

23. Fallstücke im Dolomitschutt des Grafenwaldes (östlich Rotholz) DBr.

Tafel 2.

(Überall DBr., außer 27.)

1. Kleinkogl-Unterbaustollen (St. Gertraudi).
- 2.—4. Paulus-Stollen und zwei benachbarte Aufschlüsse über Tag (St. Gertraudi).
5. Dreifaltigkeit-Stollen (St. Gertraudi).
6. Georgi-Unterbaustollen (St. Gertraudi).
7. Beim oberen Hof „Hausbichl“ (St. Gertraudi).
8. Im Einschnitt der Alpbacher Ache.
9. Im Schutt der Halde des Stollens Nr. 105 (Stuben, Nordseite des Graber Joches).
10. Kleiner Aufschluß oberhalb Ramsberg (Nordseite des Graber Joches).
11. In der Halde des Stollens Nr. 117 (Ramsberg Ost, Nordseite des Graber Joches).
- 12.—23. Auf der Nordseite des Thierberges. Vom Neubaustollen bis zum Hösel-Joch.
24. Tektonische Schuppe in der Vereinigung zweier Gräben im Buntsandstein unterhalb des Thierberger Unterbaustollens (westlich Thierbach).
25. Im Kapellgraben (westlich Thierbach).
26. Siglwiese-Höselbrand (südlich des Hösel-Joches).
27. Siglwiese (südlich des Hösel-Joches) KDBr.
- 28.—32. Hösel-Alpe.
33. Mauken-Bach, unterhalb des Martin im Tal-Stollens.

Anmerkung: Außerhalb des Kartenblattes setzt auf der Thaler-Alpe erneut Breccie ein (KDBr.), welche dann auf der Kothkaser-Alpe beträchtliche Ausdehnung erreicht (DBr.).

Tafel 3.

Basalbreccien kommen an zahlreichen Stellen vor, wo sie gut abgeschlossen sind: Vom westlichen Blattrand bis östlich Borstadl (westlich Oberau) DPBr., Bemberg bis Zweckler KDBr., dazwischen auch K., nach Osten fortschreitend bis Grub (nördlich Oberau) DBr. und noch weiter östlich nur mehr unbedeutende Spuren von DBr.

Gesteinsbeschreibung:

1. Dolomit-Basalbreccie.

Diese Breccie ist ein fossilfreies Gestein, welches aus einer meist roten Grundmasse besteht, in der reichlich Dolomitstücke eingebettet sind. Die Komponenten sind: Meist ungeschichteter, oft kristalliner Dolomit, vorwiegend grau, daneben hell- bis dunkelrot in allen Tönungen, selten dunkelgrau bis schwarz. Die Rotfärbung der Dolomitgerölle ist vielfach keine ursprüngliche, da man beobachten kann, daß diese Rotfärbung an den Rändern stärker als in ihrem Innern ist. Dies deutet darauf hin, daß sie von der umgebenden roten Grundmasse der Breccie stammt. Mitunter sind Gerölle mit dünnen Dolomitrasen überzogen. Manche Gerölle sind in ihrem Innern hohl und dann mit Dolomitkristallen ausgekleidet, wozu auch in seltenen Fällen einzelne Quarzkriställchen kommen.

Im Durchschnitt liegt die Größe der einzelnen Dolomitstücke etwa zwischen 2 und 5 cm. Das größte Gerölle, welches bei der Aufnahme gefunden wurde, hatte rund 2 dm Durchmesser.

Manchmal, z. B. am Mundloch des Max Josef-Stollens in der Palleiten (Falkenstein) oder auf der Nordseite des Thierberges, zerfällt die Breccie durch Frosteinwirkung in Bindemittel und Komponenten, die dann ihre vollkommene Gestalt zeigen. Trotz der vollkommenen Rundung der Kanten ist die ursprüngliche rhomboedrische Zerfallsform des Dolomits noch deutlich kenntlich. Nicht selten sind an zwei sich berührenden Geröllen Eindrücke zu sehen. Die Lagerungsverhältnisse, vor allem der innige Kontakt mit dem Schwazer Dolomit, machen es wahrscheinlich, daß der Großteil der Dolomitgerölle Schwazer Dolomit ist.

Das Bindemittel der Dolomitbreccie ist in den unteren Teilen meist dolomitisch, von gelblichroter, auch grauer Farbe und wird nach oben hin zunehmend tonig-sandiger und dunkelrot. Die Verfestigung ist bei tonarmem Bindemittel ausgezeichnet.

Zwischen Breccie und Buntsandstein bestehen alle Übergänge in der Form, als zum Schluß nur mehr einzelne Dolomitgerölle im Buntsandstein verstreut liegen. Im ganzen aber ist der Übergang zwischen Breccie und Buntsandstein in den meisten Fällen ein scharfer, plötzlicher.

Eine grobe Bankung konnte lediglich am Thierberg beobachtet werden.

2. Dolomit-Phyllit-Basalbreccie.

Vom vorigen Typ unterscheidet sich diese Breccie lediglich dadurch, daß neben Dolomit als Komponente auch Phyllit vorkommt. Die Phyllitgerölle sind mehr plattig. Höchstens die Ecken sind abgerundet. Zwischen

Glim und Niederachen (Wildschönau) tritt grünlich gefärbtes Bindemittel auf, durch grünliches Phyllitzereibsel bewirkt. Bei Thierbach beginnt diese Dolomit-Phyllit-Basalbreccie stellenweise mit einer tonig-sandigen Unterlage. Die Phyllite sind Wildschönauer Schiefer. Porphyroidschiefer konnte nicht nachgewiesen werden.

3. Kalk-Dolomit-Basalbreccie.

Es handelt sich dabei um eine Breccie, deren Komponenten Kalk und Dolomit sind, im übrigen aber sich von den anderen beiden Typen nicht unterscheiden.

Komponenten:

a) Kalke von hell- bis dunkelgrauer bis schwarzer oder hell- bis dunkelroter Farbe, feinkörnig kristallin bis dicht, vereinzelt mit Schichtung. Die Größe und der Bearbeitungsgrad sind derselbe wie bei den Dolomiten. Auch die Kalkgerölle dürften dem Paläozoikum entnommen sein. Ähnliche Kalke finden sich in der Kitzbüheler Gegend verbreitet.

b) Dolomite wie in der Dolomit- und Dolomit-Phyllit-Basalbreccie. In der Anwitterung treten die Dolomitgerölle in auffälliger Weise hervor, während die Kalke annähernd gleich stark rückgewittert sind. Die angewitterten Dolomite sind sandig-körnig und von gelblicher Farbe.

Die Kalk-Dolomit-Basalbreccie wirkt durch ihre lebhaften Farben noch bunter, was besonders an polierten Geschieben in der Moräne von Thierbach deutlich hervortritt.

4. Kalke.

Zwischen Point und Zweckler (Wildschönau) nimmt das sandig-dolomitische Bindemittel der Breccien ab, bis schließlich rote bis graue bis gefleckte Kalke entstehen. Im Dünnschliff erwiesen sich auch die scheinbar reinsten Kalke noch stark sandig verunreinigt. Diese Kalke ähneln in ihrem Aussehen Liaskalken. Kalk mit eingeschwemmten Dolomitgeröllen wurde gefunden.

Auch in den Kalk-Dolomit-Basalbreccien außerhalb der Tafel 2, von der Thaler-Alpe (Alpbach) aufwärts, zeigen sich Ansätze zur Kalkbildung. Manchmal liegen im grauen, kalkigen Bindemittel ebenso graue Kalkgerölle, die sich nur mehr durch ihre Begrenzung kenntlich machen.

Alle diese Basalbreccien lagern auf Schwazer Dolomit oder Wildschönauer Schiefer auf. Besonders die Verbindung mit dem Schwazer Dolomit ist eine innige. Wie aus dem Ausstrich der Basisfläche dieser Breccien hervorgeht, lag vor deren Ablagerung ein weitgehend ausgeglichenes Relief vor. Kleine Unebenheiten sind besonders auf der Nordseite des Thierberges zu erkennen. Die Schichtstrukturen des Schwazer Dolomits schneiden vielfach schräg an dieser Auflagerungsfläche ab. Die Gerölle sind nicht wie in der Kitzbüheler Gegend mechanisch deformiert.

Die Breccien bilden keinen geschlossenen Gesteinszug, sie fehlen streckenweise. Die Mächtigkeit schwankt bis zu 30 m. Am Thierberg wurden maximal 35 m beobachtet.

Vereinzelt treten in der Wildschönau und auf der Hösel-Alpe höher oben im Buntsandstein linsenförmige Wiederholungen der Dolomit-Basalbreccie auf.

Die Basalbildungen sind als Transgressionsprodukt des überflutenden Trias-Meeress aufzufassen¹⁾. Wasserbearbeitung, sedimentärer Charakter und sedimentäre Auflagerungsverhältnisse auf dem Untergrund stehen fest. Kalkansätze innerhalb dieses Komplexes bilden lediglich rein örtliche Einlagerungen. Basalbildungen und der über ihnen folgende Buntsandstein bilden eine lithologische Einheit.

Über den Basalbreccien oder, wo diese fehlen, folgen auf Schwazer Dolomit oder Wildschönauer Schiefer, Buntsandstein und Werfner Schichten.

Buntsandstein und Werfener Schichten.*)

Verbreitung:

Tafel 1.

Der Hauptzug beginnt nächst dem Lahnbach und zieht mit einer Unterbrechung (östlich Kogelmoos) über Gallzein in den Schloßwald (südöstlich Maurach) bis Rotholz.

Ein größerer abgetrennter Streifen liegt hinter Raffl—Hallersberg—Brettfall (südwestlich Straß). Je eine winzige Scholle fand sich in der Palleiten (Falkenstein) und am Schlitterberg.

Tafel 2.

Der erste Hauptzug ist in der Umgebung von St. Gertraudi aufgeschlossen. Erst im Einschnitt der Alpbacher Ache kommt er wieder zum Vorschein und läßt sich über die Nordseite des Graber Joches und des Thierberges auf die Hösel- und Thaler-Alpe verfolgen. Östlich der Tafel 2 (südlich Thierbach) besitzt dieser Hauptzug noch beachtliche Ausdehnung.

Der zweite Hauptzug findet sich im Mauken-Gewölbe. Bei Brixlegg liegen in seiner westlichen Fortsetzung das Vorkommen nördlich der Hochkapelle und die Schuppe südlich davon. Auf der Silberberg-Alpe liegt ein weiterer schmaler Streifen dieser Gesteine.

Tafel 3.

Der Buntsandstein bildet einen breiten Saum am Südrand des Ramsau-Dolomits, der außerhalb der Tafel 3 bis zum Inntal vorbeigt.

Gesteinsbeschreibung:

Hauptgestein sind die roten Sandsteine des eigentlichen Buntsandsteins und rote Schiefertone. Dazu kommen noch Quarzkonglomerate. An der Basis treten mehr Schiefertone und Konglomerate auf, in höheren Teilen mehr rote Sandsteine. Sandsteine können aber auch in tieferen

¹⁾ R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 125) äußert sich über die Basalbildungen: „Eine zur Hauptsache wenigstens sicher sedimentäre Bildung, ein transgressives Aufarbeitungsprodukt ...“

*) Von seiten der Redaktion wurde in den Überschriften die offizielle Schreibung des Ortsnamen Werfen als maßgeblich übernommen. Die vom Autor gewählte Schreibweise im Text „Werfner Schichten“ wurde jedoch nicht verändert.

Teilen des Schichtkomplexes liegen, wie Schiefertone und Konglomerate in höheren Vorkommen. Schon A. CATHEIN (1/1886, S. 309) hat die Schichtfolge richtig erkannt, wenn er schreibt: „1. Die Dolomit-Conglomeratbreccien, welche gewöhnlich in 2. feinschieferige dunkelrote Sandsteine übergehen, 3. die Quarz-Conglomeratbreccien, aus denen durch Abnahme der Quarzfragmente sich 4. die normalen, körnigen Sandsteine entwickeln. Die Schichtfolge ist häufig so, daß die Dolomit-Conglomerate das älteste Glied darstellen, aus welchen Sandsteinschiefer hervorgehen oder Quarz-Conglomerate, die dann in feinkörnige Sandsteine übergehen.“

a) Schiefertone.

Die dunkelroten Schiefertone führen sehr viel Hellglimmer. Sie kommen im ganzen Aufnahmegebiet vor. Sie liegen aber nicht immer in der allertiefsten stratigraphischen Lage, sondern treten auch etwas höher auf. Schiefertone bilden mehr oder weniger mächtige Zwischenlagen. Derartige Schiefertone sind stellenweise von fossilen Kriechspuren erfüllt. (Siehe paläontologischer Teil.)

b) Quarzbreccien bis -konglomerate.

Die Quarzgerölle dieser heller oder dunkler roten Konglomerate sind milchigweiß oder grau. U. d. M. löschen sie vielfach undulös aus. Kataklastische Zertrümmerung ist an einzelnen Geröllen zu beobachten. Manchmal haften den Quarzgeröllen in Vertiefungen graue Phyllitreste an oder es kommen beim Auseinanderschlagen Muskowitblättchen zum Vorschein. Hohlräume und Lucken der Breccie sind mit Hämatitkriställchen ausgekleidet.

Das größte aufgefundene Quarzgerölle hat einen mittleren Durchmesser von 14 cm (Fundort: Knapp unterhalb des Weges vom Hof „Füllen“ zur Füll-Wies', Tafel 3). Meist erreichen die Gerölle höchstens Faustgröße. Große, leicht herauslösbare Gerölle sind besonders in den Gräben westlich Sommerau weit verbreitet, desgleichen in der Wildschönau.

Die Abrollung ist in den meisten Fällen eine schlechte, vielfach nur eine Kantenabstumpfung (Quaderform). Aber auch vollkommen abgerollte Quarze kommen vor.

Zurücktretend, aber immer noch reichlich finden sich innerhalb der Quarzbreccien bis -konglomerate plattige Phylliteinschlüsse. Die Phyllite sind grau bis graulichgrün, seltener auch rot gefärbt. Sie zeigen keine Kleinfältelung. Größte Längendurchmesser der Phyllite erreichen etwas mehr als 1 dm. Wie schon erwähnt, haften Quarzgeröllen ebenfalls Phyllitreste an.

Noch seltener sind bis 5 cm große Porphyrgerölle. Sie finden sich in der Wildschönau (nördlich Niederachen gegen Wildmoos, auf der Hösel-Alpe usw.). Manchmal sind Eindrücke von benachbarten Geröllen zu beobachten. Die Abrollung ist gut. Die Gerölle sind leicht schieferig und von dunkler Farbe.

Typen:

- A. Quarzporphyr: Violetrot, dunkel mit dichter Grundmasse in der im frischen Bruch Einsprenglinge deutlich sichtbar sind. Fundort: Hösel-Alpe.

Dünnschliff:

1. Quarzeinsprenglinge sind scharf umgrenzt und meist gerundet. Randeinstülpungen treten infolge magmatischer Korrosion auf. Oft sind die Quarze von feinsten Rissen und Sprüngen durchzogen. In einzelnen Fällen kam es bis zur vollständigen Zersplitterung der Quarze. Die Auslöschung ist selten undulös. Ein besonders großer Quarz erreicht fast 2 mm größten sichtbaren Durchmessers.

2. Feldspateinsprenglinge sind gegenüber der Grundmasse unscharf umrissen. Die Feldspate sind bereits stark umgewandelt (z. T. serizitisiert).

3. Biotit ist selten.

4. Die Grundmasse besteht aus feinstem Gemenge von Feldspat, Serizit und Quarz. Häufig ist oxydisches Eisenerz.

- B. Quarzarmen Porphyr. Der Durchmesser eines großen Gerölles beträgt im Mittel 7 cm. Verschieferung ist deutlich. Die Gerölloberfläche zeigt ausgewitterte Hohlformen in denen sich höchstens noch etwas rostig verwittertes Pulver findet. Die Farbe des Gesteins ist dunkel mit einem Stich ins Violette. Fundort: Hösel-Alpe.

Dünnschliff:

Die Quarze sind zerbrochen. Ehemalige Feldspate lassen sich noch im Umriß erkennen, sind aber vollständig umgewandelt. Feinst verteilt findet sich in der Grundmasse oxydisches Eisenerz, welches z. T. auch in der Randzone zersetzter Kristalle auftritt, manchmal auch Hohlräume ehemaliger Kristalle ausfüllt und dadurch zum scheinbaren Einsprengling wird. Ähnlich gefärbte, etwas weniger stark verschieferte, quarzarme, löcherig angewitterte Porphyre finden sich am Steig von Niederachen nach Wildmoos. Beim Auseinanderschlagen kommt lauchgrüner, serizitisierter Feldspat zum Vorschein. Die Herkunft dieser Porphyrgesteine ist unbekannt.

Magnesitgerölle¹⁾ sind selten. Sie fanden sich lediglich in der Wildschönau an ein paar Stellen: Weg von Niederachen westwärts, im Steinrinngaben östlich Foisching (südlich Kragejoch) oberhalb des Wasserfalles und am Weg von Hofe „Füllen“ zur Füll'-Wies'.

Bei Niederachen und im Steinrinngaben sind die Magnesitgerölle in Schieferton eingeschaltet. Die Abrollung ist mehr oder weniger vollkommen. Eine anhaftende tonige Kruste von gleicher dunkelroter Farbe wie das Begleitgestein macht die Magnesitgerölle höchst unauffällig. Der Magnesit ist kristallin. Die maximale Größe beträgt rund 5 cm.

¹⁾ Der Nachweis des Magnesits erfolgte auf chemischem Wege nach der von F. FEIGL u. H. LEITMEIER angegebenen Methode. Die Reaktion war eindeutig. (Eine Reaktion zur Unterscheidung von Dolomit und Magnesit. Centralblatt f. Geol., Min. u. Pal. Abt. A 1928, S. 74.)

Am Weg vom Hofe „Füllen“ zur Füll'-Wies' fand sich in einer groben Quarzkonglomeratlage ein kopfgroßer Magnesiteinschluß.

Schon C. W. GÜMBEL (1880) hat Magnesitgerölle aus dem Buntsandstein an der Südseite des Kaisergebirges beschrieben. Später wurden sie auch aus der Innsbrucker Gegend bekannt (Vintl-Alm. R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 38).

Quarzbreccien bis -konglomerate haben die Farbe des Buntsandsteins. Sporadisch kommen auch weiße Typen vor. Von Quarzbreccie und -konglomerat bis Schiefertone oder Sandstein mit und ohne Geröllen gibt es alle Übergänge. Geröllagen reichen als untergeordnete Zwischenlagen oft bis in die höheren Abteilungen des Buntsandsteins hinauf. Vielfach ist ein rasches Auskeilen derselben zu beobachten. Von Mockleiten (Ober-Zimmermoos) an ostwärts sind anscheinend die Quarzgerölle etwas größer. Breccien bis Konglomerate zerfallen besonders bei stärkerem Tongehalt in Quarzschotter (Wildschönaun).

An einer einzigen Stelle (Bächlein östlich des Hofes „Stein“, nördlich Thierbach) liegt im Buntsandstein eine geringmächtige Linse von Dolomit, in dem Gerölle eingeschlossen sind. Es handelt sich dabei um Porphy- und Quarzgerölle. Unmittelbar nordwestlich des Veronika-Stollens (östlich Gratlsplatz) liegt im Buntsandstein ein weißer bis leicht bräunlicher, kristalliner Kalk. Ähnliche Kalke wurden sonst nirgends beobachtet. Bei diesen Dolomit- und Kalkeinlagerungen in Buntsandstein handelt es sich um syngenetische Bildungen.

c) Der normale Buntsandstein

ist mehr oder weniger intensiv rot, mitunter auch violettrot. Unterste Teile sind meist ohne Schichtung (gröberes Korn). Der Hauptkomplex ist jedoch gut gebankt (z. B. Wildschönauner Ache, Wörgler Bach). Die Bankungsdicke ist wechselnd. Zwischen den Bänken sind dünne dunkelrote tonige bis schwach mergelige Lagen oder Letten zwischengeschaltet. Dunkelroter Ton kommt auch innerhalb der Sandsteinbänke als Putzen und Gallen vor. Auch Austrocknungsrisse, welche mit Sandsteinmaterial gefüllt und überdeckt worden waren, sind nicht selten. Kreuzschichtung ist häufig zu beobachten. Das Auskeilen von Bänken ist selten zu beobachten. Am Ringenwechsel (Weg Thonach—Bergstuben), im Graben auf der rechten Seite der Alpbacher Ache nördlich Lochham, im Graben von Gschieß (nördlich Oberau), dann in der Wildschönauner Ache, im Wörgler Bach und in einen seiner linken Seitengraben sind auf den Schichtflächen schöne Rippeln erhalten. Die Achsenlage der Rippeln wechselt. Für eine statistische Auswertung sind zu wenig Rippeln bekannt.

Ein Dünnschliff von normalem Buntsandstein zeigt klare, zwischen gekreuzten Nikols meist undulös auslöschende Quarze. Sie besitzen einen meist eckigen, manchmal kantengestumpften, selten vollkommen abgerollten Umriß. Muskowit findet sich reichlich.

Das Bindemittel des Buntsandsteins ist tonig oder kieselig. Die Verfestigung ist eine ausgezeichnete. An Erzen finden sich Spuren von Pyrit und Hämatit.

d) Werfener Schichten.

Der normale Buntsandstein wird nach oben äußerst bunt. Sandsteinbänke und Tonlagen alternieren in reichem Farbwechsel. Es treten dunkelrote, blaßrote, helle, weiße, graue, schwarze, graugrüne, grüne bis hellgrüne und gelbliche Farben auf. In östlichen Teilen des Arbeitsgebietes finden sich in diesen Gesteinen Fossilien.

Schwarzer Sandstein ist selten: Brand (südwestlich von Brixlegg), Kitzloch (Mauken-Bach) und nördlich der Holzalpe (nördlich Gratlsitz). Schwarze Schieferntonlagen sind hingegen weit verbreitet. O. SCHMIDEGG (1943, S. 187) hat sie erstmalig aus dem Schliergraben als „graue, tonige Lage“ beschrieben. Die mächtigste solcher dunkler Zwischenlagen fand sich auf der Achental-Alpe (östlich Kragenjoch) mit $\frac{1}{2}$ m.

Am Übergang in die Basisgesteine des Ramsau-Dolomits treten Dolomitsandsteine in Wechsellagerung mit gewöhnlichem Buntsandstein und Schieferntonlagen auf. Sandsteinbänke und das Vorkommen typischer Werfner Fauna beweisen die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Buntsandstein.

Am Steig zum Schleppweg (östlich Hausberg, nördlich Oberau) findet sich in einem Graben eine ein paar Meter mächtige Dolomit-Linse mit grauen bis schwarzen Schieferntonlagen auf den Schichtflächen. Diese Linse enthält Crinoideen-Reste und Bleiglanz-Spuren. Gleicher Dolomit mit Schiefertonzwischenlagen ist auch im Autorialgraben erschlossen.

Diese bunten, verschiedenfarbigen Sandsteine und Schiefertone stehen in scharfem Gegensatz zur eintönigen Fazies des eigentlichen Buntsandsteins. Ihm fehlen sowohl die verschiedenen bunten Färbungen, wie die ausgeprägte Wechsellagerung mit Schiefertönen und vor allem auch in der Führung mariner Fossilien. Dieser bunt zusammengesetzte Komplex sei hier als Werfner Schichten bezeichnet und dem eigentlichen Buntsandstein gegenübergestellt. Die Werfner Schichten lassen sich nicht scharf von der Buntsandstein-Fazies abtrennen. Sie sind im Osten des Aufnahmegebietes stärker ausgeprägt als im Westen. Ihre Fossilführung ist bis jetzt auf die Osthälfte des Arbeitsgebietes beschränkt.

Die dünnbankigen Lagen der Werfner Schichten neigen zu Verbiegungen und Verfaltungen.

Buntsandstein und Werfner Schichten enthalten vereinzelt Gips Spuren. M. v. ISSER (1905, S. 289) erwähnt „Strahlig fasrige weiße bis zart fleischrote seidenglänzende Aggregate in gangförmigen Ausscheidungen in Sandstein am Falkenstein (Erbstollen) und am Ringenwechsel (Johann Anton-Stollen), ferner im Weittal (Neubrück-Stollen) und an mehr anderen Örtlichkeiten östlich von letzterer Lokalität“.

Bei der geologischen Neuaufnahme fanden sich Gips Spuren im Kleinkogl-Unterbaustollen und in geringen Mengen in der Wildschönau und nächst dem St. Leonhard-Stollen (südlich St. Leonhard) und anderen Orten. Gips Spuren sind auch aus dem Silberberg-Stollen bekannt (siehe Bergbau).

Die ursprüngliche Mächtigkeit des gesamten Buntsandstein-Komplexes (einschließlich der Werfner Schichten und Basalbildungen) dürfte zwischen 350 und 550 m liegen.

Gips.

Wohl über den Werfner Schichten liegend, ist beim Hof „Brand“ in einem großen, einstigen Tagbau Gips aufgeschlossen¹⁾. In ihm sind viele Einschlüsse eines grauen Dolomits. Ein wesentlich besseres Bild gibt der benachbarte Stollen Nr. 386: Auf etwa 40 m Länge stehen Breccien, weiche Kalksandsteine, Mylonite mit schwarzen Schiefer-ton-Einschlüssen und beim Austrocknen zu Pulver zerfallende Kalkmergel an. Über ein paar Verbruchstellen hinweg gelangt man dann in eine größere Bändergipszeche. Der Gips scheint hier recht rein zu sein.

Auf der Holzalpe finden sich ein paar Pingen, in welchen die Wässer der Umgebung versickern. In ihnen ist heute zwar kein Gips mehr zu finden, wohl aber zu Pulver zerfallende Kalk- und Dolomitmergel, wie sie sich auch bei Brand im Stollen und auf den Halden noch finden. Gips ist zweifellos auch hier ausgelaugt worden. Auf der Holzalpe folgen diese Gesteine direkt über Werfner Schichten.

R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 125) wies auf die Entstehungsmöglichkeit der großen Trichter bei Reith durch Gips hin. Wenig westlich in der Streichungsrichtung steht tatsächlich Gips an.

W. HEISSEL (1941) beschrieb die einzelnen Pingen und wies nach, daß es sich dabei nicht um Toteislöcher handle. Als solche wurden sie zuvor von H. BOBEK (1935) beschrieben.

Auf Einsturz von Bergwerksstollen sind Pingen vom Großkogel und von Silberberg zurückzuführen. An die große Pinge von Silberberg ist die Sage von einem großen Grubenunglück im Mittelalter geknüpft.

I. B./a) HOHENEGG-FAZIES.

In den bisher beschriebenen Schichtgliedern war die Ausbildung der Sedimente im gesamten Arbeitsgebiet ungefähr gleichartig. Ein Unterschied zeigte sich nur in der Fossilführung der Werfner Schichten, aber die Verteilung der Fossilfundstellen ist wohl nur eine vorläufige und kann durch weitere Funde ergänzt werden. Mit den über den Werfner Schichten folgenden Gesteinen beginnt aber eine Faziesdifferenzierung. Im einen Gebiet herrscht eine Ausbildung, für welche die Bezeichnung Hohenegg-Fazies vorgeschlagen wird. Im anderen Teil herrscht Ramsau- oder Berchtesgadner Fazies. Diese beiden Faziesbereiche unterscheiden sich vor allem in der Entwicklung der Gesteine der anisischen und ladinischen Stufe. Im tieferen Teil der anisischen Stufe stehen in der Hohenegg-Facies sandig brecciöse Gesteine der vornehmlich kalkigen Entwicklung in der Berchtesgadner Fazies gegenüber. Der höhere Teil dieser Stufe ist in beiden Faziesgebieten als Dolomit und Kalk entwickelt, mit dem Unterschied, daß in der Berchtesgadner Ausbildung höher oben Kalke stark zurücktreten oder vollkommen fehlen. Die ladinische Stufe ist dadurch gekennzeichnet, daß sie in der Hohenegg-Fazies nur als Partnach-Schichten entwickelt ist.

¹⁾ Die genaue Schichtfolge läßt sich hier infolge tektonischer Komplikationen nicht mehr feststellen.

In der Berchtesgadner Fazies hingegen ist diese Stufe durch den mächtigen Ramsau-Dolomit vertreten. In beiden Fällen folgen über der ladinischen Stufe die mehr einheitlich entwickelten Raibler Schichten der karnischen Stufe.

Die Hohenegg-Fazies ist als Untertyp der bayerisch-tirolischen Fazies aufzufassen. Sie ist benannt nach dem Bauernhof „Hohenegg“ am Scheffachberg bei Brixlegg, in dessen Nähe das vollständigste Profil dieser Fazies vorhanden ist.

Gelbe Kalksandsteine und Breccien der Reichenhaller Schichten („Rauhwacke“ der bisherigen Autoren).

Verbreitung:

Tafel 1.

Ein westlichster Aufschluß findet sich in den beiden Falkensteiner Erbstollen. Der Hauptzug dieser Gesteine kommt ein Stück östlich davon oberhalb der verfallenen Heilig Wasser-Kapelle unter den quartären Ablagerungen an die Oberfläche. Er reicht bis zum Hof „Stein“ (südlich Buch), wo er vollkommen auskeilt. Die Verbindung gegen Osten hin stellt ein kleiner Rest (wenig oberhalb gelegen) dar und ab Kogelmoos ziehen diese Gesteine in einem breiten Streifen in den Bucher Graben, weiter zum Kröllnbichl nach Hoch-Gallzein, weiter zum Schliergraben und spitzen dann tektonisch im Buntsandstein oberhalb Maurach aus.

Neben diesem Hauptzug finden sich noch kleine Vorkommen höher oben im Schliergraben, bei Rottenburg und bei Raffi sowie in kleinen Vorkommen an anderen Orten.

Tafel 2.

Im Bereiche dieses Kartenblattes sind zwei Hauptzüge vorhanden: Der südliche steht an der Mündung des Hygna-Baches an und ist über den Ramsberg nach Osten zu verfolgen. Der nördliche reicht mit einer Unterbrechung vom Einberger Stollen bis zum Silberberg.

Ein einzelner Aufschluß liegt beim aufgelassenen Gipsbau bei Brand (südwestlich Brixlegg). Auf der Reither Terrasse sind diese Gesteine wohl von quartären Ablagerungen verdeckt.

Gelbe Kalksandsteine und Breccien finden sich dann erst wieder nördlich der Holzalpe (nördlich Gratspitz). In zwei Gräben nächst dem Thierberger Unterbaustollen (östlich Gratspitz) sind mehrere kleine Vorkommen anzuführen.

Tafel 3.

Der Kienzenhofer Kogl bei Thierbach wird teilweise von diesen Gesteinen aufgebaut. Ein kleines Vorkommen ist nördlich des Klingler-Hofes (Thierbach) vorhanden. Außerdem ist das Gestein in ganz geringmächtigen Spuren (auf der Karte nicht eingetragen) bei den Höfen „Hochzeil“ (Thierbach) zu finden.

Außerhalb des bearbeiteten Gebietes liegt das Vorkommen bei der Alpe „Hochzeil“ (südlich Thierbach), welches bereits auf der Geologischen Spezialkarte von O. AMPFERER und Th. OHNESORGE (1918) eingetragen ist. Ferner liegt ein kleiner Aufschluß etwas unterhalb dieses Vorkommens im Weidentalgraben, ein weiterer östlich der Hochzeil-Alpe im Hachelbach (Weg von Hollried in den Graben).

Gesteinsbeschreibung:

Es sind dies weiche, feinstkörnige, gelbe Kalksandsteine. Unter dem Mikroskop bestehen sie aus winzigen Karbonatkörnern, eingeschwemmten Quarzkörnern und hellen Glimmerblättchen. Eingestreute winzige dunkelbraune Tupfen dürften ein Manganmineral sein.

Am Weg vom Geyer zur Silberberg-Alpe ist das Gestein häufig blaßgelb und führt Einschlüsse von mürbem, grauen Dolomit. Vielfach sind hier diese Kalksandsteine geschichtet. Besonders schöne Schichtung ist an einer Stelle im Kogelmooser Bachl (auch Kasbachl genannt) zu beobachten.

Zwischen reinem Kalksandstein und reiner Breccie bestehen alle Übergänge. Eine weitgehende Aufgliederung dieser Gesteine auf der geologischen Karte war nicht möglich.

Näher untersucht wurde eine Probe vom Rettenbach innerhalb Rottenburg bei Rotholz. Zwischen gelblichem, deutlich geschichteten Kalksandstein liegt eine 5 cm mächtige Breccienlage. Unterste Teile derselben sind rötlich gefärbt. Die Komponenten der Breccienlage sind:

- a) Dolomit (Hauptbestandteil), hell bis dunkel gefärbt und z. T. kleinlöcherig. Manche Stücke sind von einzelnen Dolomitspatadern durchzogen. Die Stücke sind meist eckig, aber auch kantengestumpft oder gerundet. Bei diesen Dolomitstückchen muß es sich um Trias-Dolomite handeln, die an anderen Stellen abgesetzt worden sind und hier aufgearbeitet vorliegen.
- b) Daneben sind eckig begrenzte Einschlüsse zu beobachten, die ebenfalls eine Hauptkomponente darstellen und aus einem feinen, ockerigen Pulver mit hellen eingeschlossenen Glimmerblättchen bestehen. Diese Komponente läßt sich außerordentlich leicht auswaschen und verleiht dem Gestein ein löcherig-kavernöses Aussehen. Sie ist offenbar nichts anderes als aufgearbeiteter Kalksandstein. Einzelne dieser Einschlüsse sind vollkommen in dunkelbraunen Limonit umgesetzt.
- c) Roter, seltener auch weißer Sandstein spielt eine nur untergeordnete Rolle. Schließlich sind noch kleine Stückchen bunten Schiefertones in der Breccie vorhanden (Buntsandstein und Werfner Schichten). Gips konnte nicht nachgewiesen werden.

Das Bindemittel ist sandiger Kalkschlamm (Kalksandstein). Im untersten Teil ist eine Rotfärbung durch aufgearbeitetes Buntsandsteinmaterial zu beobachten.

Die sedimentäre Entstehung der brecciösen Einlagerung ist eindeutig.

Ganz lokal treten innerhalb dieser Gesteine limonitische Vererzungen auf. Bei Lochham (südöstlich Reith) tritt in diesen Kalksandsteinen eine geringmächtige Lage hellgelben dichten Kalkes auf, in der etwa 2½ cm mächtig Limonit vorkommt. Der Übergang von Limonit zu Kalk ist ein allmählicher. Etwas mächtiger ist ein Vorkommen von Limonit im Einberger Stollen (südöstlich Mehrn). Auch beim Einberger Hof wurde beim Kellerbau Limonit zusammen mit Breccie angetroffen. Der Limonit enthält hier meist gerundete, seltener eckige Quarzkörner. Spuren von Limonit fanden sich auch in der Nähe des Thierberger Unterbaustollens (östlich Gratlsplatz).

Bei den Kalksandsteinen und Breccien handelt es sich um sedimentäre Bildungen. Die häufige Lage an tektonischen Flächen führte zu Anschoppungen und Ausquetschungen. Die Sediment-Natur wird vor allem durch Feinschichtung bewiesen. Manchmal sind in diesen Gesteinen auch größere Dolomiteinschlüsse zu beobachten, die wohl tektonisch hineingelangt sein dürften.

Bisher wurden in der Literatur diese Ablagerungen als „Rauhacken“ bezeichnet. Gesteine, die diesem Namen gerecht werden, können aber höchstens in der Verwitterungszone, durch Auslaugung der einzelnen Komponenten entstanden, beobachtet werden. Im frischen Zustand handelt es sich stets um Breccien und Sandsteine, sodaß diese Bezeichnung dem Namen „Rauhacke“ vorzuziehen ist.

Kalksandsteine und Breccien erwiesen sich bis jetzt als vollkommen fossilfrei.

Die ursprüngliche Mächtigkeit läßt sich nicht genau angeben. Im Bucher Bach (Tafel 1) beträgt sie etwa 200 m am Ramsberg (Tafel 2) 80 bis 100 m, am Kienzenhofer Kogl (Thierbach, Tafel 3) 50 bis 60 m.

Anisische Dolomite.

Verbreitung:

Anisische Dolomite bilden im Aufnahmegebiet mehrere Gesteinszüge. Auf Tafel 1 streichen sie von Heilig Wasser (östlich Schwaz) bis oberhalb Rotholz. Auf Tafel 2 ziehen sie von Schloß Lichtwer über Reith, Perchau, Scheffachberg nach Zimmermoos. Auf Tafel 3 sind sie auf ein kleines Vorkommen an der Nordseite des Kienzenhofer Kogls (Thierbach) beschränkt.

Gesteinsbeschreibung:

Das Gestein ist meist etwas dunkler grau als der normale Ramsau-Dolomit, seltener auch schwarz, gebankt oder gebändert, manchmal auch massig.

Unterste Lagen sind nicht selten auch im frischen Bruch etwas gelblich bis ockerig gefärbt. Spärlich sind auch dünne Kalksandsteinlagen enthalten.

In diesen anisischen Dolomiten treten in Lagen und Linsen auch Kalke auf. Größere derartige Vorkommen wurden auf der Karte ausgeschieden. Diese Kalke entsprechen in ihrem Aussehen vollkommen den anisischen Kalken wie sie im allgemeinen über dem Dolomit liegen. Wie diese führen sie als Einschaltungen im Dolomit stellenweise Hornstein.

Einen eigenartigen, weit verbreiteten Gesteinstyp stellen grobkörnig-kristalline Dolomite dar. Wichtigste Vorkommen sind: östlich ober Hof „Stein“ (südlich Buch), am Ausgang der Schlucht des Bucher Baches, dann weiter oben im selben Graben hinter der Sperre von Gasteig, oberhalb der Hofer Felder (südlich Buch), am Steig von Raffau nach Hochgallzein (östlich St. Margarethen, Tafel 1), weiters am Scheffacher Güterweg von Hohenegg nach Schneidereggen (südlich Brixlegg, Tafel 2).

Häufig sind die körnig-kristallinen Dolomite gebändert. Diese Bänderung wird meist durch leichte Farbdifferenzierungen, seltener durch lagenweisen Wechsel in der Korngröße hervorgerufen.

Die Dolomitrhomboeder sind gut umgrenzt und häufig bei Anwitterung von einem bräunlichen (eisenschüssigen) Häutchen umgeben, wodurch sich die einzelnen Kristalle noch deutlicher abheben. Das Gestein ist vielfach löcherig. Hohlräume sind dann mit Dolomitrhomboedern ausgekleidet.

Am Güterweg von Hohenegg nach Schneidereggen (südlich Brixlegg) treten in diesem Gestein Stylolithen mit bis über $2\frac{1}{2}$ cm tief greifenden Zapfen auf.

Auch innerhalb dieser Dolomite finden sich Ansätze zur Kalkbildung. Kleine, in der Anwitterung gebleichte Kalkknollen stecken in körnig-kristalliner dolomitischer Grundmasse. Der Dünnschliff zeigt gut umgrenzte Dolomitekristalle. In der äußeren Zone sind sie rein, während sie in ihrem Inneren verunreinigt erscheinen. Im allgemeinen erfolgt der Übergang von Kalk in Dolomit durch zahlenmäßige Zunahme der Dolomitekriställchen. Der Kalk ist dicht.

Am Matzenköpfl kommen im anisischen Dolomit ähnliche körnig-kristalline Dolomite als festere Einlagerung vor. All diese Dolomite sind fast fossilleer.

Als dritter Typ sind Crinoideen-Dolomite zu nennen: Unterhalb Kogelmoos, oberhalb der Hofer Wiesen, dann oberhalb Schöllerberg gegen Hochgallzein, bei Reith (aus dem Quartär ragender Dolomit vom Stolzen), auf der Reither Ötz (nördlich davon) und im Wald unterhalb Neckl am Ramsberg (südöstlich Brixlegg).

Die Mächtigkeit der anisischen Dolomite beträgt etwa 100 bis 250 m.

Anisische Kalke.

Die Verbreitung ist dieselbe wie beim vorigen Gestein. Auf Tafel 3 fehlt jedoch diese Ablagerung.

Gesteinsbeschreibung:

Dies sind gut gebankte Kalke. Dezimeter- bis Halb-Meter-Bankung herrscht vor. Die Bankungsfläche ist höchst uneben, wulstig, narbig. Das Gestein führt in wechselnder Menge Hornstein. Vielfach ist der Anteil, den der Hornstein an der Zusammensetzung der Kalke einnimmt, ein bedeutender (Hornsteinknauerkalk). Die Hornsteingebilde zeigen verschiedenartige Form: Knöllchen, unförmige Knauern. Manchmal sind sie auch in kleinen Lagen angeordnet.

Im frischen Bruch ist das Gestein hell bis grau, aber auch schwarz. Helle Typen haben ab und zu einen ganz leichten rötlichen Stich. Schwache Rotfärbung konnte lediglich an einer einzigen Stelle beobachtet werden (Gallzeiner Ötz). In der Anwitterung bleichen die Kalke aus.

Sogenannte „Wurstelbänke“ — wie sie im Karwendel weite Verbreitung haben — fehlen bis auf bescheidene Ansätze vollkommen. Selten ist das Gestein auch knollig entwickelt.

An Versteinerungen sind Crinoideen-Reste am häufigsten.

An der Bankungsfuge sind dünne tonige oder mergelige Zwischenlagen bis Häute, welche nicht selten Hellglimmer enthalten, eingeschaltet.

Als Zwischenlage im anisischen Kalk konnte bei der geologischen Neuaufnahme mehrfach Pietra verde festgestellt werden. Pietra verde fand sich nordöstlich des verfallenen Märzenkellers (nordöstlich Schwaz) in höheren Teilen bereits gegen die Partnach-Schichten hin, im Bucher Bach innerhalb des Elektrizitätswerkes (Tafel 1), im verlassenen Steinbruch südlich des Nachtschattenhofes (nördlich Reith, Tafel 2), im Steinbruch bei Bischofsbrunn (nördlich Reith, siehe Abb. 1).

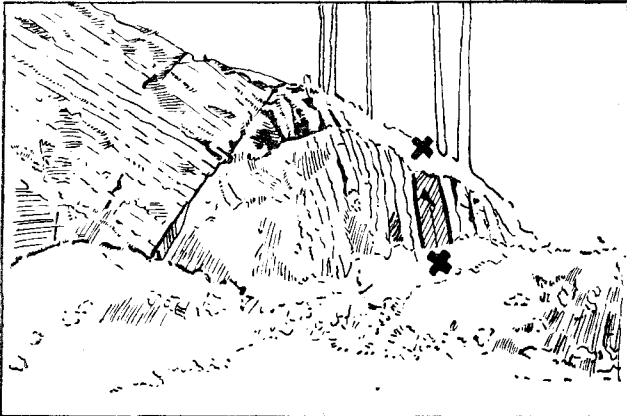


Abb. 1. Steinbruch bei Bischofsbrunn (Reith). Anisischer Kalk mit $\frac{3}{4}$ m mächtiger Pietra verde-Zwischenlage (x—x).

Die mächtigste Pietra verde fand sich am Steinbruch von Scheffachberg mit 80 cm.

Pietra verde ist ein grünes Gestein, welches Biotit als charakteristisches Merkmal enthält, der manchmal etwas ausgebleicht ist. Es gibt körnige und schieferige Typen. Letztere enthalten weniger Biotit als die ersteren. Außerdem ist bei den körnigen Typen makroskopisch wie auch mikroskopisch Feldspat zu erkennen. Das Gestein entspricht vollkommen den Pietra verde-Vorkommen sowohl der Südtiroler Dolomiten wie auch der Nördlichen Kalkalpen. Es handelt sich um einen vulkanischen Tuff.

Das gegenseitige Verhältnis von anisischem Dolomit zu Kalk ist dergestalt, daß in stratigraphisch tieferen Teilen Dolomite mit Kalkzwischenlagen, in stratigraphisch höheren Teilen Kalke mit Dolomitzwischenlagen herrschen. Der sonst im Streichen durchgehende oberste Kalkzug ist im Bucher Graben unterhalb der Sperre von Gasteig und an einer Stelle am

Oberrand der Hofer Wiesen (südlich Buch) unterbrochen. Die stratigraphisch tiefer liegenden Kalke sind vielfach ärmer an Hornstein als die stratigraphisch höheren, enthalten dagegen vielfach reichlich eingestreute Dolomitmörner. Östlich des Hofes „Stein“ (südlich Buch) wurden innerhalb der anisichen Kalke winzige Ooide in linsenförmigen Einlagerungen beobachtet.

Die Mächtigkeit der Kalke beträgt meist nur ein paar Zehner von Metern, selten über 50 m, am Mühlbichl (bei Brixlegg) etwa 80 m.

Die Aufgliederung der Kalke und Dolomite auf Muschelkalk und Reichenhaller Schichten wäre exakt nur paläontologisch möglich. Da aber keine Leitfossilien gefunden werden konnten, ist diese nicht durchführbar.

Der oberste Kalkzug kann nach seiner stratigraphischen Position durchaus schon als Muschelkalk bezeichnet werden.

Über den Kalken folgen in scharfer Grenze die Partnach-Schichten.

Partnach-Schichten.

Verbreitung:

Tafel 1.

Mehrere Züge im Gebiet vom Steinbruch Märzenkeller, Gattern, Gesteig, Schöllberg, Tuft, Hoch-Gallzein und St. Margarethen. Dann noch ein paar isolierte Schuppen.

Tafel 2.

Im Bereiche von Perchau und Reith sind Partnach-Schichten schlecht aufgeschlossen, besser im östlich anschließenden Gebiet, von Alpbacher Ache—Scheffachberg—Zimmermoos, wo sie in drei Zügen auftreten.

Auf Tafel 3 fehlen Partnach-Schichten überhaupt.

Die Partnach-Schichten haben im bearbeiteten Gebiet eine wesentlich größere Verbreitung als bisher angenommen wurde.

Gesteinsbeschreibung:

Schiefertone und -mergel. Es sind dies schwarze, durch feinste eingestreute Pyritwürfelchen oft bräunlich anwitternde Gesteine. Die Mergel bleichen oberflächlich aus. Sie zerfallen im Steinbruch Märzenkeller (nord-östlich Schwaz) griffelförmig. Vereinzelt kommt es innerhalb der Partnach-Schichten zu einer, wenngleich nur leichten Glimmerführung der Schiefertone und -mergel.

Innerhalb der Partnach-Schichten kommen im Zuge Silberberg—Sturm (östlich Brixlegg) ganz dünne Kalkspatlinsen vor.

Als Zwischenlagen oder auch bloße Linsen treten Kalke auf, welche ein gleiches Aussehen wie jene des anisichen Kalkes besitzen ¹⁾.

¹⁾ Für die Kalke der Partnach-Schichten und für die anisichen Kalke, wie auch für die höheren Kalkeinschaltungen im Ramsau-Dolomit wurde auf der Karte gleiche Signatur gewählt, da meist zwischen diesen eine weitgehende lithologische Übereinstimmung vorhanden ist. Nach den Faziesbereichen und nach dem Gestein, in dem sie eingeschaltet sind, ergibt sich eindeutig die stratigraphische Zugehörigkeit.

Meist ist jedoch der Hornsteingehalt ein geringerer als in diesen. Zwischen den Kalkbänken ist etwas mergeliges oder toniges Material eingeschaltet (z. T. mit etwas Hellglimmer). Im Steinbruch von St. Margarethen findet sich auf einer solchen Schichtfläche ein wahres Muschelpflaster.

Die Gesteinsoberfläche ist ähnlich unruhig wie bei den vorhin beschriebenen Kalken der anisischen Stufe. Dezimeter- bis Ein-Meter-Bankung herrscht vor. An der Grenze zu den weichen Gesteinen wird der Kalk manchmal etwas kleinknollig.

Im Steinbruch Märzenkeller (nordöstlich Schwaz) und in den Kalken gegen Tuft hinab wittert das Gestein vereinzelt mit kleinen, längsgestreckten, dichtgeschartten Höhlungen an, welche im frischen Gestein auf hellbraune, mergelige Ooide zurückgehen. Im Dünnschliff sind dieselben strukturlos. Sie enthalten winzige Pyritkriställchen. Die Querschnitte der Ooide sind meist oval, selten kreisrund. Die Längendurchmesser bleiben meist unter 1,2 mm. Ooide finden sich auch im Steinbruch von St. Margarethen.

Die Zahl der Kalkzüge in den Partnach-Schichten schwankt zwischen 0—3. Die Partnach-Schichten sind äußerst fossilarm.

Im Landschaftsbild liefern die Partnach-Schichten durch ihre leichte Zerstörbarkeit weiche Formen. Die eingeschlossenen Kalke treten als Rücken heraus.

Raibler Schichten.

Verbreitung:

Die Raibler Schichten sind im Gebiet von Zimmermoos und im Silberberg-Graben (Tafel 2) aufgeschlossen. Westlich der Alpbacher Ache sind sie von quartären Ablagerungen verdeckt.

Gesteinsbeschreibung:

a) Untere Abteilung: Sandsteine, Sandkalke und Schiefertone.

Über den Partnach-Schichten folgen Schiefertone, die sich durch ihren Glimmergehalt und das Fehlen des Karbonatgehalts von den Liegend-schichten unterscheiden. Hellen Glimmer führende, schwarze Schiefertone sind am häufigsten. Sie weisen manchmal einen leichten Manganbeschlag auf.

An festen Raibler Peliten zeigen sich nicht selten durch die Anwitterung besonders in Gräben und Bachbetten herausgearbeitet sedimentäre Strukturen, die Rückschlüsse auf die Art der Ablagerung zulassen: Sehr ausgeprägte Feinschichtung mit Diskordanzen innerhalb derselben, Mächtigkeitsunterschiede im Streichen der Feinschichten sowie Reliefformen. Letztere sind auf der Oberfläche eines nicht sichtbar feingeschichteten, dunklen, schwarzen Pelits in Form von bis 2 cm tief in die Oberflächen eingreifenden Taschen und Einbuchtungen gegeben, die mit Eisenkies und feinschichtigem Sediment in Form des überlagernden Pelits ausgefüllt sind. Vereinzelt findet man auch kleine aberodierte Stücke des liegenden Pelits an der Basis des feinschichtigen eingeschlossen. An einer Stelle konnte auch subaquatische Rutschung im pelitischen Material beobachtet werden.

Neben Schiefertonen kommen auch Sandsteine vor, welche außerordentlich fest sind. Mit verdünnter Salzsäure brausen sie schwach oder gar nicht. Im frischen Bruch sind sie grünlichgrau oder wittern hellbräunlich an.

Dünnschliff eines Sandsteins (Fundort: Weg vom Geyer zur Silberberg-Alpe nördl. Graber Joch): Feinstsandstein. Zusammensetzung aus eckigen Quarzen, Feldspat (teils zersetzt), Muskowit und Pyrit (teils zersetzt, teils in Zersetzung begriffen). Die Grundmasse ist tonig und enthält reichlich Glaukonit.

Gegen die Obergrenze der Schiefertone hin schaltet sich eine Lage von hartem, schwarzen, bituminösen Sandkalk ein. Durch Verrostung des meist reichlichen Eisenkiesgehaltes entsteht eine braune Anwitterung. In diesen Gesteinen sind recht häufig Fossilien zu finden.

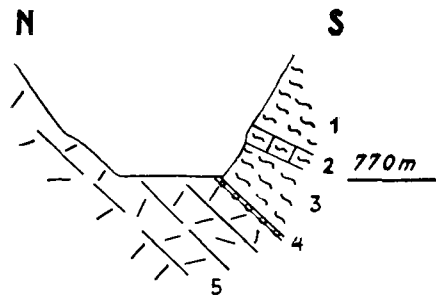


Abb. 2. Übergang aus dem Schiefertone in die obere (kalkig-dolomitische) Abteilung der Raibler Schichten im Zimmermoos-Graben bei der verfallenen Egger Mühle. Die Schichten sind nach Norden überkippt.

1. Schwarze, fossilifere, sandige Schiefertone.
2. Sandkalk mit *Halobia rugosa* GUEMB., Myophorien usw. (etwa bis 1½ m mächtig).
3. Schwarze, sandige Schiefertone (etwa 2 m).
4. Sphaerocodium-Oolith (etwa 2 dm). Innig mit der Schicht 5 verbunden.
5. Dunkler, weiß geädert Kalk bis Dolomit.

b) Obere Abteilung: Kalk bis Dolomit (Opponitzer Kalk).

Am Beginn der oberen Abteilung der Raibler Schichten findet sich meist eine geringmächtige Lage von *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL.

Kalk herrscht gegenüber dem Dolomit vor. Eine Abtrennung beider Gesteine voneinander ist unmöglich. Die reinen Kalke sind gebankt bis geschichtet, öfters mit Feinschichtung, hart, im frischen Bruch schwarz, selten heller, bleich anwitternd. Manchmal sind auch späte Echinodermen-Querschnitte zu beobachten. Im Zuge südöstlich von Winkl (Zimmermoos) zeigen sich ausgewitterte Fossilien. Daneben kommen auch Dolomite vor. Auch grobkörnig-kristalline Kalke bis Dolomite fanden sich als ganz lokale Bildung im Silberberg-Graben (südöstlich Brixlegg).

Kalk und Dolomit sind oft stark tektonisch zertrümmert (Hohlweg oberhalb des Friedling-Stollens am Geyer südöstlich Brixlegg).

Dazu kommen noch schmutziggraue, mürbe Kalk- bis Dolomitmergel vor, wie sie sich auch im Verbands der Gips führenden Schichten über den Werfner Schichten finden (Zimmermoos-Graben unterhalb Sturm und Silberberg-Graben).

Gips war lediglich an einer Stelle am Güterweg innerhalb Madersbach (Zimmermoos) zusammen mit geschichtetem, aber vollkommen zerbrochenen Dolomit zu finden. Für eine kartographische Darstellung ist dieses Vorkommen zu klein. Dieser Aufschluß (Ping) existiert heute nicht mehr. Eine ähnliche Ping soll sich etwas tiefer befunden haben. Sie wurde zugeschüttet.

Auch in der oberen Abteilung der Raibler Schichten kommen zwischengeschaltete schwarze Glimmer führende Schiefertone von geringer Mächtigkeit vor.

Raibler „Rauhacke“ (Breccien) wurden bloß an einem einzigen Ort (am Waldrand nördlich ober Burglehen in Zimmermoos) gefunden. Es sind löcherige, schmutziggraue bis ockerige Gesteine. Komponenten:

1. Schwarzbraune kristallinische Kalke, oft von feinsten Sprüngen durchzogen, die mit Kalzit verheilt sind. Der braune Kalk wurde später teilweise herausgelöst.

2. Schmutziggraue, pulverig verwitterte Mergel.

3. Zu weißem Kalkpulver verwitterte Gerölle.

4. Dolomite (selten).

Die Komponenten 1 und 2 herrschen vor. Das Bindemittel ist schmutziggrau, mergelig.

Die genaue Mächtigkeit der Raibler Schichten läßt sich nicht angeben, da höhere Schichten fehlen. Im Silberberg-Graben erreichen die Raibler Schichten gegen 150 m.

I. B./b) BERCHTESGADNER ODER RAMSAU-FAZIES.

Ockerig anwitternder Kalk (einschließlich Breccien und des Dolomits mit dünnen Eisenockerlagen).

Verbreitung:

Diese Gesteine der anisichen Stufe fehlen auf Tafel 1 vollkommen.

Tafel 2.

Ein Hauptzug dieses Gesteins folgt dem Liegenden des Ramsau-Dolomits. Ein zum Teil linsenförmig aufgelöster Zug streicht von Hof über Holz und Grafenried (Zimmermoos), dann geschlossen von dort nach Bucherluch (östlich Radfeld). Derselbe Zug kommt im Kitzloch-Gewölbe (Mauken-Bach) noch einmal heraus.

Auch im Südschenkel des Mauken-Gewölbes treten diese Gesteine auf, wo sie vom alten Holzalp-Weg zur Fundgrube (nördlich Gratlspitz) ziehen. Fünf weitere Aufschlüsse folgen bis zum Wiglwies'-Oberbaustollen (westlich Saulweg). Schließlich ziehen diese anisichen Gesteine an der Südseite des Ramsau-Dolomit-Zuges entlang. Sie sind auf der Silberberg-Alpe aufgeschlossen (verschiedentlich auch Material in dortigen Bergwerkshalden). Nach längerer Unterbrechung folgen diese Gesteine erst wieder von der Unter-Holzalpe ostwärts, wo sie bald gut aufgeschlossen, bald nur im Schutt feststellbar, sich bis zum Steiner Graben verfolgen lassen.

Eine größere und eine kleinere isolierte Scholle liegen bei Hölzl (Zimmermoos), drei Züge in einer isolierten Ramsau-Dolomit-Scholle eingeschlossen in nächster Nähe von Hölzl am Hauskogel (Zimmermoos) und am Geyerköpf (westlich Gratlspitz).

Tafel 3.

Aus dem Steiner Graben lassen sich diese anisischen Gesteine in die Tafel 3 zum Hof „Stein“ (nördlich Thierbach) und weiter gegen Gsenn (südlich Kragenjoch) verfolgen. Am Gsenn selbst fehlen derartige Gesteine. Auf der Achentel-Alpe sind sie dann wieder aufgeschlossen. Von der Bemberger Alpe (östlich Kragenjoch) ziehen sie nach Gschieß, wo auch tektonisch abgetrennte Schollen auftreten. Östlich Hausberg (nördlich Oberau) setzen sie wieder ein und reichen bis zur Füll'-Wies'. Unterhalb der Hennersberger Wiesen (südlich Wörgl) läßt sich ein höherer, vielfach aus Breccien bestehender Streifen in die Wörgler Klamm verfolgen.

Gesteinsbeschreibung:

Für diese Gesteinsserien waren weniger stratigraphische als vielmehr lithologische Gesichtspunkte für ihre Abgliederung maßgebend. Im allgemeinen handelt es sich um geringmächtige, vielfach tektonisch ausgedünnte Kalke an der Basis des Ramsau-Dolomits. Fossilien, die für eine genauere Altersbestimmung brauchbar wären, konnten keine gefunden werden.

Die tonig vermengten Kalke sind geschichtet, leicht metamorph, im frischen Bruch schwarz und wittern in kürzester Zeit ockerig an. Vielfach sind feinste helle Glimmerblättchen eingestreut. Die Kalke sind oft tektonisch beansprucht und nach der Streckungsachse ausgedünnt. Der Dünnschliff zeigt reichlich sulfidisches Eisen, dessen Oxydation die oberflächliche Braunfärbung bedingt. Auf den Schichtflächen liegen mergelige bis tonige Häutchen.

Zusammen mit ockerig anwitternden Kalken treten braune bis braunrote Dolomite auf. An der Ostseite des Wörgler Baches wurde ein bräunlich anwitternder Dolomit wegen seines Mangels an Kalk- und Ockerlagen zum Ramsau-Dolomit gezählt.

Sandsteinlagen bilden in den Kalken auf der Westseite der (ehemaligen) Wiglwiese eine ganz untergeordnete Zwischenlage. Auch im Bergbau Unter-Holzalpe—Graschberg—Lehenlahn kommt eine sedimentäre Sandsteineinlagerung innerhalb dieser geschichteten Kalke vor.

Dolomit mit Eisenocker findet sich vielfach direkt über den Werfner Schichten.

Limonitlinsen stehen am Geyerköpf an (Südseite). Eine ganz schmale derartige Linse fand sich auch in der Umgebung des verfallenen Bergbaues Maukenötz als Zwischenlage im geschichteten, ockerig anwitternden Kalk.

Ockerig-toniges Gestein ist ganz untergeordnet im Einschnitt des Mauken-Baches und bei Bucherluch (östlich Radfeld) anzutreffen: Fleischbank-Stollen, Stollen Nr. 333 und 334. Manchmal sind im ockerig-tonigen Gestein auch Gipskristalle enthalten.

Gesteinstypen:

1. Oberende der Mauken-Klamm:

- a) Hellgrauer, leicht kristalliner bis dichter Kalk.
- b) Grauer, gut geschichteter, kristallinischer Kalk mit Eisenkiesspuren. Auf den Schichtflächen sind Mergel- bis Tonhäutchen, die rotbraun oder ockerig angewittert sind. Es handelt sich dabei um Verrostung des Eisenkieses. Eine Probe, welche reich an Limonit ist, enthält Bleiglanzspuren.
- c) Schmutziggraue Mergel.
- d) Dunkle Dolomite.

2. Autalbach bis Füll'-Wies': Ockerfleckige Kalke und Dolomite, z. T. Dolomitbreccien wie in der Wörgler Klamm, untergeordnet grauer, kristallinischer Kalk.

Sedimentärbreccie vom Typ Geyerköpfel und vom Hohenbrunner Horn:

- a) Oft reichlicher, bräunlich angewitterter Kalk als Bindemittel, aus welchem Dolomitstücke herauswittern.
- b) Bunte Breccien aus Werfner Material, grauem, weiß geäderten Dolomit und weichem Kalksandstein stehen hauptsächlich beim Tag-schacht (Westseite des Geyerköpfels) an. Die Kalksandsteine sind vielfach verwittert. Das Bindemittel ist kalkig und sehr fest. Das Gestein weist Erzspuren auf.

Am Leitereck tritt die ockerige Farbe zurück und die Kalke gehen in jene der Hohenegg-Fazies über.

Am Geyerköpfel kommen in diesen anisichen Gesteinen noch Dolomite vor, welche aber nicht ausgeschieden werden konnten.

3. Wörgler Klamm:

- a) Breccien mit dolomitischem Bindemittel. Die Komponenten sind: Hellgrau bis blaßgelb bis hell-ockerige dichte Dolomite, graue bis dunkelgraue, z. T. feinschichtige Dolomite, graue bis schwarze Schiefertone, die ab und zu etwas sandig sind, selten helle, durchsichtige Quarze. Die etwa 2—3 cm großen Komponenten zeigen scharfe Umrisse, sind eckig bis höchstens kantengerundet. Die Farbe des Gesamtgesteins ist in der Anwitterung ockerig. Eine ähnliche Breccie fand sich auch höher oben im Ramsau-Dolomit (siehe dort).
- b) Breccien mit kalkigem Bindemittel. Diese besitzen ein ähnliches Aussehen wie die Dolomitbreccien. Die Hauptkomponente ist ebenfalls ein kristallinischer Dolomit. Daneben kommt ein leicht bräunlicher, fester bis weicher Kalk vor. Das Bindemittel ist kristallinischer Kalk.

Die Mächtigkeit des gesamten Schichtkomplexes beträgt maximal 30 m (Ausgang der Mauken-Klamm). Am Geyerköpfel erreicht er, wohl tektonisch angeschoppt, gegen 200 m.

Altersmäßig sind die gelben Kalksandsteine und Breccien der Fazies von Hohenegg mit den eben beschriebenen Gesteinen zu parallelisieren. Die Breccien bestehen auch hier aus aufgearbeiteter Trias. Besonders die bunten Breccien vom Geyerköpfel ähneln äußerst stark denen beim Hof „Brand“ und stellen somit einen Übergang zu dieser Fazies dar. Eine ähnlich vermittelnde Stellung nehmen auch die Gesteine am Hohenbrunner Horn ein.

Ramsau-Dolomit (einschließlich der Kalklagen im unteren Teil).

Verbreitung: (Nur im Bereiche der Tafeln 2 und 3 vorhanden.)

Der Hauptzug beginnt schmal am Geyer, zieht über den Silberberg-Kopf, das Silberberg-Eck und verbreitert sich erst wieder nördlich der Holzalpe. Im großen Gebiete Graschberg—Brandach-Joch—Saulueg—Bumberg—Kundler Klamm—Bracher Joch—Kragenjoch und -alpe tritt er als Hauptgestein auf. Er verschmälert sich dann etwas im Lahntaler Wald und zieht mit fast gleicher Breite zum Eisstein und über die Wörgler Klamm zum Wörgler Berg, wo er ein Stück östlich des Kartenblattes endigt.

Abgetrennt durch eine Zone älterer Gesteine zieht Ramsau-Dolomit vom Rattenberger Stadtberg über Penzling, Hofer Tratte zum Leitereck.

Gesteinsbeschreibung:

Der Ramsau-Dolomit ist ein meist hellgrauer, feinkörnig-kristalliner, stellenweise grob gebankter Dolomit. Lagen mit Feinschichtung sind selten (Thierbach-Straße innerhalb Saulueg).

Innerhalb des Ramsau-Dolomits sind in kleinen Linsen und Zwischenlagen manchmal Breccien und Konglomerate zu beobachten, deren Gerölle selten über 1 cm Durchmesser aufweisen. Es handelt sich um aufgearbeiteten Ramsau-Dolomit.

An der Sommerau-Wand (östlich Radfeld) liegt im Ramsau-Dolomit eine geringmächtige Einlage. Es ist Dolomit, der das typische Bild eines organogenen Gesteins mit ? Bryozoen zeigt.

Häufig sind innerhalb des Ramsau-Dolomits Hohlräume zu beobachten, welche sich teilweise noch auf Organismenreste zurückführen lassen. Derartige Kavernen sind dann mit Dolomitkristallen ausgekleidet.

Großoolithe wurden aus dem Aufnahmegebiet erstmalig von M. SCHLOSSER (1895, S. 346, „Evinospongienstructur“) angeführt. Sie fanden sich überall in der mittleren und oberen Abteilung, wenn auch die Gebilde an Größe hinter jenen der Innsbrucker Nordkette weit zurückbleiben.

Im oberen Teil des Rampbach-Grabens (Ostseite des Füll-Kogls, südlich Wörgl) finden sich im untersten Ramsau-Dolomit Anklänge an die Werfner Schichten: Helle, weiße Sandsteineinlage, welche von grünen, sandigen Schiefertonzwischenlagen begrenzt wird. Da Bewegungshorizonte hier nirgends zu beobachten sind, muß es sich dabei um eine sedimentäre Einlagerung handeln.

Die im einzelnen verwickelten Ablagerungsvorgänge veranschaulicht die in Abb. 3 wiedergegebene Gesteinsprobe.

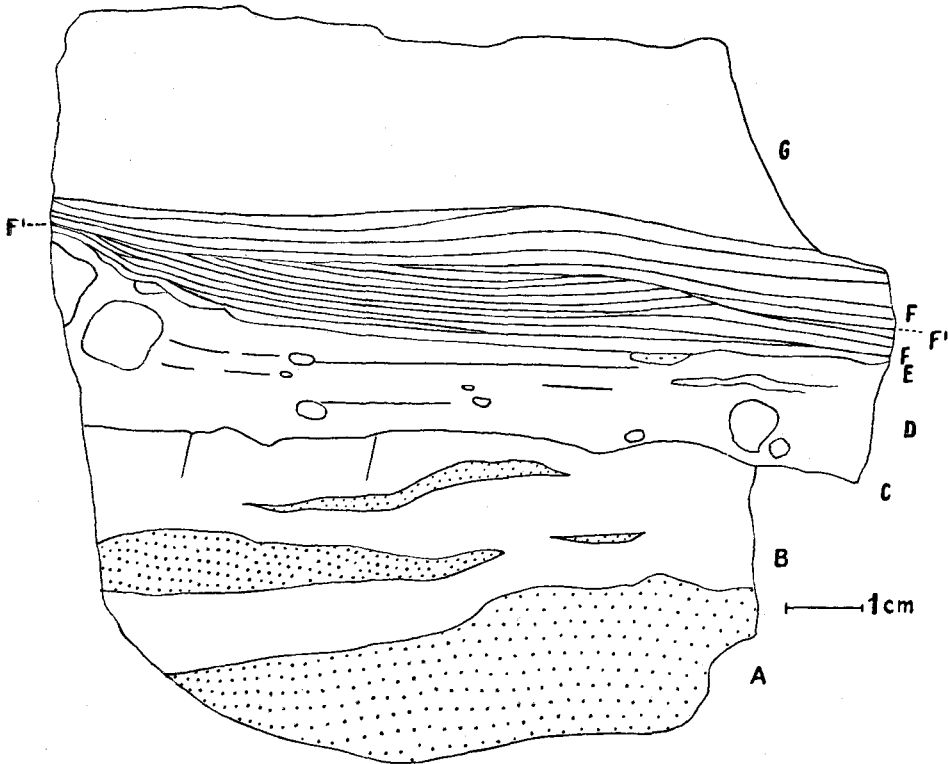


Abb. 3. Ablagerungsbild aus dem sandigen Dolomit des Rampbach-Grabens. Die Probe stammt aus der Nähe der Werfner Schichten. Das Gestein ist infolge des Kieselsäuregehalts sehr hart. Die gelblich ausgewitterte Gesteinsoberfläche zeigt eine gute Farbdifferenzierung.

Die unterste Lage besteht aus einem stärker sandigen Dolomit (A), worauf ein ganz schwach sandiger Dolomit (B) folgt, welcher noch Linsen vom unteren Gestein enthält. Über einer scharfen Abtragungsfäche (C) kam eine dunkler anwitternde Sandsteinlage mit Aufarbeitungsprodukten von A und B zum Absatz (D). Der gröbere Sandgehalt nimmt rasch ab und über scharfer Grenze (E) wurden fein geschichtete Lagen (F) sedimentiert: Feinsandige (dunklere) Lagen alternieren mit Dolomit (in der Textfigur etwas vereinfacht dargestellt). F' ist eine Abtragungsfäche innerhalb dieser Zone. Die nun folgenden Schichten überlagern von rechts nach links fortschreitend transgressiv diese Fläche (ablesbares Geopetalgefüge). Darüber folgt wieder schwach sandiger Dolomit (G).

Der untere Ramsau-Dolomit ist vielfach dunkler, z. T. auch gut gebankt und enthält auf den Schichtflächen ab und zu etwas hellen Glimmer eingestreut: Oberhalb Madersbach (Zimmermoos), auf der Südseite des Bracher und Kragenjoches, am Steig östlich des Hochlegers der Kragenalpe (südöstlich Kundl), in der Umgebung des Schleppwegs (südwestlich Wörgl) und bei der Jakobsquelle (südlich Wörgl).

Kalklagen innerhalb des Ramsau-Dolomits treten als sich wiederholende linsenförmige Einschaltungen in der unteren Abteilung auf und zwar hauptsächlich im Dolomitstreifen, der vom Rattenberger Stadtberg zum Leiter-

eck zieht, während sie im Hauptzug nur in der Kundler Klamm auftreten. Es sind dies gebankte, meist dunklere, hell anwitternde Kalke von gleicher Beschaffenheit wie jene in der Fazies von Hohenegg. Sie führen teilweise Hornstein. Diese Kalke vertreten im Gebiet von Mauken-Bucherluch und auf der Füll'-Wies' teilweise den ockerig anwitternden Kalk. In der letztgenannten Örtlichkeit kommt untergeordnet auch ganz weißer, dichter Kalk vor.

Eine Kalkprobe von Holz (Zimmermoos) zeigt eine anhaftende Mergelschicht mit hellen Glimmerblättchen, Glaukonitkörnchen, Zerreibsel von Fischzähnen und -schuppen, von Echinodermen und Schalen sowie Foraminiferen.

Pietra verde konnte im Ramsau-Dolomit mit Sicherheit nachgewiesen werden: Am Weg etwas westlich des Tagschachtes auf der Hofer Tratte südlich Radfeld (über der Kalklinse). In der Kundler Klamm zwischen den Kalkbänken ¹⁾.

An der Wildschönauer Straße sind auch etwas grünliche Schiefertone und Letten, die zwar hellen Glimmer, nicht aber den für Pietra verde charakteristischen Biotit nachweisen ließen, aufgeschlossen.

Als Anklänge an die Partnach-Schichten kommen beim Schleppegang südwestlich Wörgl dünne, schwarze Schiefertongebirge vor. Ebensolche treten an der Wildschönauer Straße auf, wo sich in einer Zwischenlage grobkörnig-kristalliner Dolomit (die einzelnen Körner sind scharf durch schwarze Tonhäute begrenzt) und z. T. stark abgerundete schwarze, graue oder grünliche Dolomitgerölle finden.

Häufig ist der Ramsau-Dolomit in eine endogene Breccie aufgelöst und oft stark tektonisch zerklüftet. Klüfte durchziehen in allen Richtungen das Gestein. An diesen Klüften ist häufig eine Rotfärbung zu beobachten.

Von diesem Dolomit ist nur eine einzige Analyse (A. CATHREIN, 1880, S. 612) bekannt:

Fe CO ₃	0,425
Ca CO ₃	46,627
Mg CO ₃	41,278
Mn in Spuren	

Bei der Neuaufnahme ist es gelungen, zu den wenigen bisher bekannten Fossilien einige neue aus dem Ramsau-Dolomit und seinen Kalkeinlagerungen zu finden (siehe paläontologischer Teil). Die beste Fundstelle liegt am Bumberg (südlich Kundl). (Fundstellen siehe Karte.)

Die Mächtigkeit des Ramsau-Dolomits schwankt stellenweise wohl tektonisch.

Nördlich Kitzloch (Mauken-Bach)	150 m
Bracher Joch	650 m

¹⁾ Von der letzten Fundstelle stammt das einzige porzellanartig-dichte Stück des ganzen Aufnahmegebietes.

Der Ramsau-Dolomit bildet Schutt-übronnene, bewaldete Rücken, welche von tiefen Klammern zergliedert sind, in denen er schrofige Steilhänge bildet: Die Mauken-Klamm, die Kundler Klamm, jene von Lahn- bach und Wörgler Bach. In diesen sind kleine Ansätze zur Kolkbildung vorhanden. Längere Humusbedeckung bewirkt sandig-rauhe Anwitterung der Gesteinsoberfläche. Der Ramsau-Dolomit ist besonders wegen seiner Wasserdurchlässigkeit ausgesprochen siedlungsfeindlich und gibt höchstens für karge Alpen den Boden.

Schiefertone, Mergel, Mergelkalke und Oolithe der Raibler Schichten.

Verbreitung:

Tafel 2.

Das von A. PICHLER (1859, S. 153) beim Bau des Rattenberger Schloß- tunnels beobachtete Vorkommen, welches damals den Ausgangspunkt für die altersmäßige Deutung der ganzen Gesteinsserie bildete, ist heute hinter der Tunnelauskleidung verborgen. Diese Raibler Schichten heben sich aber morphologisch gut als Senke zwischen dem Rattenberger Schloß- berg und dem Stadtberghang aus. Heute noch finden sich am Bahndamm Schiefertone und Oolithe im Stollenmaterial, das zur Aufschüttung des Bahndammes verwendet worden war.

Weitere Vorkommen von Raibler Schichten im Bereiche der Berchtes- gadner Fazies wurden bisher überhaupt nicht verzeichnet. Lediglich die „Spärocodien“ südöstlich von Radfeld wurden in der bisherigen Literatur kurz gestreift (M. SCHLOSSER, 1895, S. 344 und E. BÖSE, 1898, S. 566).

Im einzelnen sind dies:

Eine Linse über dem Ramsau-Dolomit im Einschnitte des Wasserfall- grabens (südöstlich von Radfeld).

Larchgraben (Mauken). Mehrere übereinander gelagerte und durch Dolomit abgetrennte linsenartige Vorkommen.

Östlich Reichau bis hinter dem Gelben Schrofen (südlich Radfeld). Auch hier läßt sich wieder ein höherer und ein tieferer Zug abtrennen.

Tafel 3.

Östlich der Bergwiese (oberhalb Kundl).

Im Ramsbach unterhalb des Dunkelbodens (südlich Kundl).

Südlich Brach (bei Kundl) und zwischen Brach und Ramsbach.

Brunnwald (östlich Kundl).

Gesteinsbeschreibung:

Die Raibler Schichten sind in der Berchtesgadner Fazies nur teilweise in Form von Schiefertönen, Mergeln, Mergelkalken, Oolithen und Lu- machellen entwickelt. Vielfach setzt bereits in der karnischen Stufe Dolomit

gleich dem der norischen Stufe (Oberer Dolomit) ein. Dadurch können in der dolomitischen Fazies die eigentlichen Raibler Gesteine als linsenförmige Zwischenschaltungen in mehreren Horizonten auftreten. Dies ist der Fall im Larchgraben (Mauken), südlich Hohenbrunn (Zimmermoos) und bei Brach (südlich Kundl), wo Schiefertone und Mergel im Dolomit liegen. Dieser karnische Dolomit entspricht lithologisch vollkommen dem Oberen, wohl größtenteils norischen Dolomit. Die eigentlichen Raibler Schichten setzen sich aus folgenden Gesteinen zusammen:

- a) Schwarze, hellen Glimmer führende, äußerst fossilarme Schiefertone. Sie besitzen gleiches Aussehen wie jene der Hohenegg-Fazies.
- b) Sandsteine finden sich nur im Zimmermoos-Graben.
- c) Sphärocodien-Oolithe treten fast ausschließlich in den Linsen über dem Ramsau-Dolomit über einer Schiefertone-Zwischenlage auf.

Südlich Brach finden sich sehr kleine Sphärocodien-Oolithe. Im Brunnwald (östlich Kundl) liegen einige Stücke von Lumachelle, welche beim Bau einer Wasserstube unter der Schuttdecke angefahren worden war (das Vorkommen ist auf der Karte nicht verzeichnet).

- d) Mergel- und Mergelkalke. Graue, von Fossilabdrücken erfüllte Mergel fanden sich im Gebiete des Larchgrabens (Mauken) im dritten und im Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn im höheren linsenförmigen Zug von Einschaltungen im Dolomit. Dieser Zug entspricht dem zweiten Horizont im Larchgraben. Die bestimmbareren Fossilien entsprechen denen aus S. v. WÖHRMANN'S „Torer Horizont“, gehören also in die obere Abteilung der Raibler Schichten.

Nicht selten enthalten diese grauen Mergel (besonders im Larchgraben) die Hohlräume radialstrahlig-kugelig oder büschelig angeordneter Aggregate. Die Querschnitte sind rhombisch. Die einzelnen Strahlen verdicken sich keulenförmig nach außen hin und endigen anscheinend mit einer schrägen Endfläche. Der größte Abdruck mißt 7 mm Länge. Derartige Abdrücke sind auch aus den Raibler Schichten vom „Solstein gegen Zirl“ (wohl Erlsattel, Karwendel) bekannt (Sammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie d. Univ. Innsbruck). Daß es sich bei diesen Aggregaten um solche organischen Ursprungs handelt, ist unwahrscheinlich. Es handelt sich offensichtlich um die Hohlräume ausgelagter kleiner Kristalldrüsen.

Lediglich in den Mergeln vom Larchgraben (Mauken) fand sich eine Spur inkohlter Substanz. Lumachellen sind in den mergeligen Kalken der Vorkommen vom Larchgraben und innerhalb Hohenbrunn zu finden. Graue Mergel kommen auch in den Raibler Schichten im Ramsbach östlich Brach (bei Kundl) vor, welche Brachiopoden mit erhaltenen Schalen führen.

Die Mergelkalke wittern mit der gleich bräunlichen Farbe an wie die oolithischen Kalke und Lumachellen. In all diesen Fällen geht die Färbung auf Verrostung des Eisenkiesgehaltes dieser Gesteine zurück.

Im Wasserfallgraben (südöstlich Radfeld) sind die Raibler Schichten gut aufgeschlossen. Ihren Gesteinsbestand veranschaulicht Abb. 4.

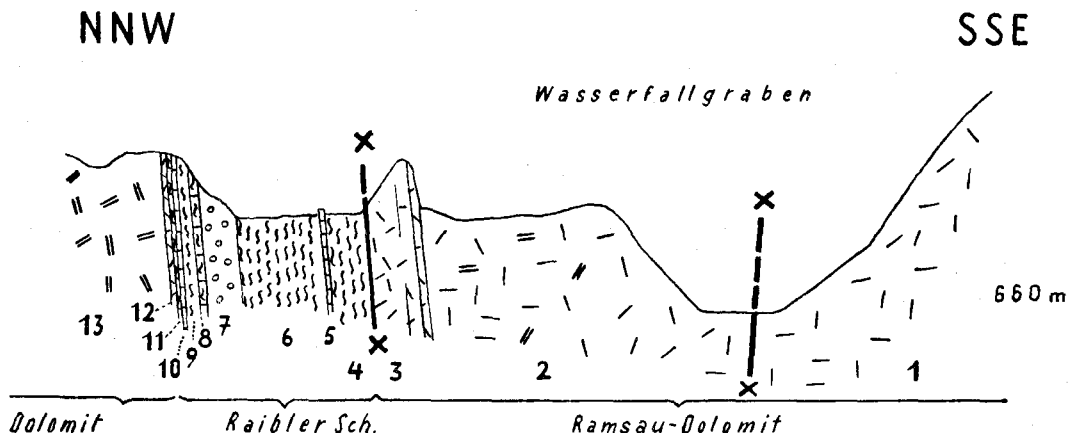


Abb. 4. Profil durch die Raibler Schichten (untere Abteilung) vom Wasserfallgraben südöstlich von Radfeld.

x—x Störung.

- 13) Schmutzgrauer, etwas brüchiger Dolomit.
- 12) Wulstiger, leicht bräunlicher, grauer Dolomit (zirka 60 cm).
- 11) Graue Mergel (zirka 20 cm).
- 10) Bräunlich anwitternde Kalkbank (30 cm).
- 9) Grau anwitternde, scherbüchig brechende, feste Tone, auch Mergel (65 cm).
- 8) Kalke und Mergel wechselnd (45 cm).
- 7) Sphärocodien-Oolith (2,5 m).
- 6) Schwarze Schiefertone und -mergel, zum Teil leicht sandig (5,7 m).
- 5) Kalkbank, bräunlich anwitternd, im frischen Bruch dunkel (40 cm).
- 4) Mergel und Schiefertone (2,6 m).
- 3) Dunklerer, brüchiger, im Liegenden gebankter Ramsau-Dolomit (4 m).
- 2) Brüchiger, unten etwas hellerer Dolomit (Ramsau-Dolomit).
- 1) Typischer Ramsau-Dolomit.

Etwas Bohnerz fand sich in einem Mergelkalk-Block im Schuttkegel des Wasserfallgrabens (südöstlich Radfeld).

Schematisierte Schichtfolge im Gebiete des Larchgrabens (Mauken):

- Oben: 7. Oberer Dolomit (an der Basis vielleicht noch karnisch).
 6. Mergel bis Mergelkalke mit Fossilabdrücken erfüllt, z. T. Lummachelle, auch etwas Schiefertone (Oberer Horizont).
 5. Dolomit.
 4. Mittlere Schiefertone-Einschaltung und etwas ockerig anwitternder Kalk.
 3. Dolomit.
 2. Schwarze, sandige Schiefertone, Sphärocodien-Oolith und Lummachellen-Kalke (Unterer Horizont).
- Unten: 1. Ramsau-Dolomit.

In der untersten Lage der Raibler Schichten (2) ist Auskeilen nach Südwesten deutlich zu beobachten. Der obere Horizont (6) tritt, durch einen kleinen Bruch bedingt, zweimal auf. Im paläontologischen Teil sind beide Vorkommen unter „Larchgraben (Mauken)“ angeführt worden.

Die Mächtigkeit der einzelnen Linsen von Raibler Schiefertonen usw. schwankt von 0 bis etwa 30 m. Im Landschaftsbild bilden sie manchmal schwache Senken, treten aber sonst infolge ihrer geringen Mächtigkeit nicht besonders hervor.

Oberer Dolomit.

Auf der Geologischen Spezialkarte (O. AMPFERER und TH. OHNESORGE, 1918) wurde dieser Dolomit nicht abgetrennt.

Wie schon bei der Beschreibung der Raibler Schichten erwähnt wurde, treten in deren Verbände Dolomite auf. Wie ihre Überlagerung durch fossilführende Raibler Schichten beweist, haben sie eindeutig karnisches Alter. Lithologisch entsprechen sie vollkommen dem Oberen, norischen Dolomit. Da dort, wo zwischengeschaltete Raibler Schichten fehlen, eine altersmäßige und eine lithologische Aufgliederung des Dolomits nicht möglich ist, wurde der ganze Dolomit als „Oberer“ zusammengefaßt. Gegenüber dem Ramsau-Dolomit ist seine Verbreitung bescheiden.

Tafel 2.

1. Rattenberger Schloßberg.
2. Südöstlich von Radfeld.
3. Nordöstlich Reichau (bei der Silberberg-Alpe) bis östlich des Martin im Tal-Stollens (Maukenötz).

Tafel 3.

4. Eingang der Kundler Klamm bis Brach.

Gesteinsbeschreibung:

Es sind meist dünn gebankte bis geschichtete, ebenflächig begrenzte Dolomite von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. Selten sind heller graue Dolomite. Gelbfärbung ist an endogenen Breccien im Verbände des Dolomits zu beobachten. Im Dünnschliff zeigt sich lagenweise angereichertes Bitumen. Der wohl zum großen Teil schon norische Dolomit (Gesamtmächtigkeit 500 m) südöstlich Radfeld ist stellenweise bräunlichschwarz gefärbt und stark bituminös. In diesem Dolomit sind manchmal einzelne Lagen paragenetisch brecciös entwickelt. In tieferen Teilen dieses Dolomits treten linsenförmige Einlagerungen von Raibler Schichten auf. Nach ihrer Fossilführung gehören sie dem oberen Horizont an. Der über ihnen liegende Teil des Dolomits muß daher (wenigstens größtenteils) norisches Alter haben.

I. C. KÄNOZOISCHE ABLAGERUNGEN.

I. C./a) TERTIÄR.

Links, nördlich des Inn bauen die tertiären Angerberger Schichten einen mittelgebirgsartigen Gesteinsstreifen auf. Südlich des Inn wurde Tertiär nur bei Wörgl in zwei Tiefbohrungen erbohrt (O. AMPFERER, 1922, S. 146).

1. Bohrung südlich von Wörgl (Meereshöhe 520 m, Bohrtiefe 154 m).
 - 98 m Geröll-Sand-Ton
 - 101,15 m Tegel
 - 137,15 m Zementmergel

- 147,15 m gelber Stinkstein
- 148,75 m bituminöser Mergel
- 151,05 m dunkler Stinkstein
- 152,8 m bituminöser Mergel mit Kohlenschmitzen
- 153,7 m sandige Mergel mit Kohlenschmitzen
- 154 m Triaskalk.

2. Bohrung westlich Wörgl (Meereshöhe 511 m).

Bei 12 m soll nach O. AMPFERER eine Mergelschicht mit Kohlenspiuren und bei

92 m das Tertiär erbohrt worden sein.

Eine Bohrung beim Bräuhaus in Kundl (Meereshöhe 520 m) wurde bei 80 m im Schotter stehend aufgegeben.

O. AMPFERER (1922) verzeichnet auf seiner Karte südlich von Wörgl vier kleine Tertiär-Vorkommen, dem Ramsau-Dolomit aufsitzend. Diese Vorkommen sind im Gelände nicht aufzufinden.

Das Tertiär unterhalb Hennersberg (zirka 600 m Meereshöhe):

Am Fuße eines unscheinbaren Wasserfalles — zur leichteren Orientierung wurde das unbedeutende Bächlein in die Karte eingetragen — fand sich ein kleiner Block eines groben Konglomerates. Um ganz sicher zu sein, daß es sich hierbei tatsächlich um anstehendes Tertiär und nicht um einen erratischen Block handelt, wurde ein Aufschluß von 2 m² Größe geschaffen (Ostseite des Grabens).

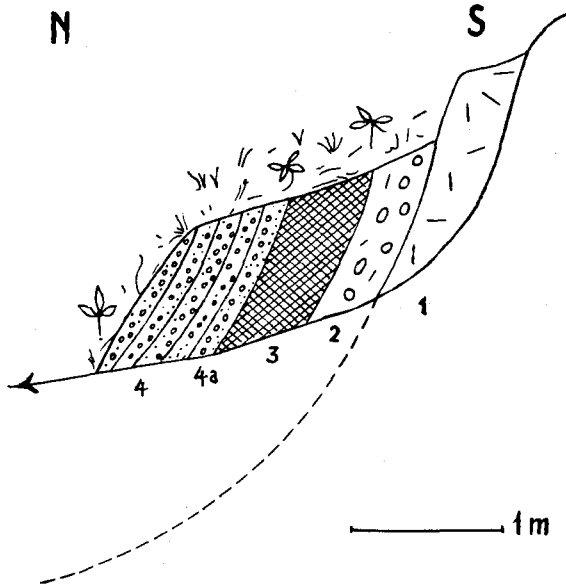


Abb. 5. Tertiär unterhalb Hennersberg.

- 1) Mürber Ramsau-Dolomit, der im Liegenden fester wird.
- 2) Grobe Breccie aus vielfach mürberm Ramsau-Dolomit mit grauen Schieferttonresten.
- 3) Graue Tone, in der Verwitterung lettig.
- 4 a) Sandsteinlage mit inkohlten Pflanzenresten.
- 4) In festeres Konglomerat übergehend.

Die Tone (3) zeigen unter dem Binokular feinste Dolomitkörnchen, Quarze und Glimmerblättchen und zersetzten Pyrit.

Das Konglomerat (4) setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen:

- a) Ramsau-Dolomit in verschiedenen Farbabstufungen von hellgrau bis (seltener) schwarz, kantengerollt bis gerundet, seltener eckig, bis 2 cm Durchmesser (Hauptbestandteil).
- b) Grüne Mergel. In ihnen werden bei stärkerer Vergrößerung feinste Glimmerblättchen sichtbar. Bei diesen Mergeln handelt es sich vermutlich um aufgearbeitetes Tertiär.
- c) Milchigweiße bis rötliche, eckige Quarze erreichen bis 1½ mm Längsdurchmesser.

Das Bindemittel des Konglomerates ist kalkig, die Verfestigung ziemlich gut. Untergeordnet kommt auch etwas Pyrit vor, der aber fast immer verrostet ist.

Die Auflagerung auf den Ramsau-Dolomit ist sedimentär.

Erratisches Tertiär südlich Wörgl:

Blöcke und Geschiebe tertiärer Gesteine sind in den Terrassenschottern bis Sanden am Ausgang der Wörgler Klamm eingelagert. Sie finden sich im Gebiete unterhalb Hennersberg und lassen sich im ganzen östlich Wörgl liegenden Bereiche des Aufnahmegebietes finden (Fuchsweg). Sie liegen hier meist in Schottern, die als stellenweise ganz dünner, durchbrochener Überzug das Grundgebirge überdecken. Sie finden sich aber auch in den Moränenspuren, die der alte Wildschönauer Fahrweg anschneidet im Bereiche der Verflachung gegenüber Hennersberg¹⁾. Tertiär-Gerölle und -Geschiebe lassen sich noch weit in das Tal des Wörgler Baches hinein verfolgen. Sie gehören zweierlei Gesteinstypen an:

1. Bituminöse Mergel, reich an Foraminiferen.
2. Lithothamnien- bis Korallenkalke.

Vielfach sind die bituminösen Mergel von einer dünnen, weißen, sinterartigen Haut überzogen. Die weißen Häute dringen in feinste Risse und Sprünge der Gerölle ein.

Schichtung ist an den Geröllen selten zu beobachten.

Bruchstücke inkohlter Pflanzenreste sind häufig, ebenso fossile Kriechspuren, sowie Bruchstücke von Organismenschalen.

Vereinzelt sind Muskowitschüppchen und Quarze eingestreut. Dünnschliffe zeigen zahlreiche Foraminiferen. Pyrit ist feinst verteilt.

Lithologisch stimmen diese bituminösen Mergel mit den Pflanzenführenden bituminösen Mergeln der Häringer Schichten vollkommen überein, keinesfalls aber mit den grauen Häringer Zementmergeln. Gerölle organogener Kalke treten ihnen gegenüber zurück. Quarzkörner finden sich in ihnen auch ab und zu eingestreut. Bei diesen Kalkgeröllen handelt es sich um typische Nummuliten-Lithothamnien-Kalke, wie sie vielfach an der Basis der Häringer Schichten auftreten.

¹⁾ Für eine Ausscheidung auf der Karte sind diese Ablagerungen zu geringmächtig.

Aus einem $\frac{1}{3}$ m³ großen Block in einer Riese in der Ostschleife des alten Wildschönauer Fahrweges (zum Bacherwinkel, südlich Wörgl) wurden folgende Fossilien bestimmt:

Forminiferen

Lucina spec. indet.

Teredo spec.

Avicula cfr. *media* Sow.

Pecten (*Entolium*) *corneus* Sow.

Pecten spec. indet.

Austern-artige Schalen

Chenopus pescarbonis BRONGN.

Rostellaria haueri DREGER

Ficula condita BRONGN.

indet. *Scalaria* an *Vermetus gracilis* MAYER et GÜMBEL (?)

Fischreste.

Außerdem fanden sich: inkohlte Pflanzenreste, Lithothamnien, Korallen und Bruchstücke von Echiniden-Gehäusen.

Aus dem Gesteinscharakter und der Fossilführung geht einwandfrei hervor, daß diese Gerölle in den Schottern, bzw. Geschiebe in der Moräne Häringer Tertiär sind (oberes Eozän). Heute findet sich im Einzugsgebiet oberhalb der Fundstelle nirgends mehr derartiges Tertiär aufgeschlossen, sondern alle diesbezüglichen Vorkommen liegen weiter Inntal-abwärts bei Häring selbst. Auffallend ist die Größe der Blöcke, die mit maximal 2 m³ das Ausmaß von Flußgeröllen bei weitem übersteigt¹⁾. Zumindestens diese größten Blöcke können nur vom Eis verfrachtet worden sein. Es ist daher wahrscheinlich, daß dies auch für die kleineren Tertiär-Gerölle und -Geschiebe der Fall war. Bis jetzt konnten die Blöcke 2½ km weit am Wörgler Bach in die Wildschönau hinein, außerhalb des Aufnahmegebietes verfolgt werden. Eine genaue Angabe über die Herkunft der Tertiär-Gerölle und -Geschiebe läßt sich derzeit nicht machen. Sicher ist jedoch, daß ihr Anstehendes zurzeit nicht sichtbar ist.

I. C./b) QUARTÄR.

Ältere Grundmoräne.

Östlich von Schwaz läßt sich lediglich im Wilhelm-Erbstollen das Vorkommen von älterer Grundmoräne auf Grund eines älter interglazialen Profiles feststellen. Dieselbe Grundmoräne ist auch im Sigmund-Erbstollen und im Unterstollen angefahren worden. Mit ziemlicher Sicherheit gehört auch der Aufschluß am Güterweg oberhalb des Nikolaus-Stollens hierher (siehe Tafel 7, Fig. 2 und 3 und Profil 5 auf Tafel 4). Diese Grundmoränen gehören der ältesten hier nachweisbaren Vergletscherung, der Mindel-Eiszeit, an.

Getrennt durch eine interglaziale Ablagerung ist im Wilhelm-Erbstollen auch Riss-Moräne angefahren worden (siehe Beschreibung des Wilhelm-Erbstollens).

¹⁾ Diese Blöcke hat Herr Univ.-Doz. Dr. G. MUTSCHLECHNER gefunden und mir anläßlich einer gemeinsamen Begehung gezeigt.

Ältere Grundmoräne, deren Zuordnung zu Mindel oder Riss sich nicht exakt durchführen läßt, ist östlich Schwaz an der Ostseite des Marter-Tales, dann zwischen Kaltenbrunnstollen und Bachler und am Steinbruch Märzenkeller aufgeschlossen. Auf der Karte nicht verzeichnet sind geringe Grundmoränenspuren an der Basis der Schotter und Sande, die am Bucher Bach beim Bau der großen Stützmauer knapp vor der großen Brücke (Hof) freigelegt wurden.

Nicht eindeutig ist das Alter einer Grundmoräne nächst Niederleiten (Gallzein). Gehören die überlagernden Schotter in das Riss-Würm-Interglazial, so handelt es sich um ältere Grundmoräne, vermutlich Riss, gehören diese Schotter aber der Schlußvereisung an, dann dürfte die Moräne wohl Würm-Alter haben. Ein weiteres Vorkommen von älterer Grundmoräne liegt am Abbruch des Schliergrabens (Hoch-Gallzein), ein anderes in einer geschützten Senke des Brettfall-Kopfes.

Auf Tafel 2 weisen lediglich die Aufschlüsse von Hygna (im Graben) auf ältere Grundmoräne hin. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß die überlagernden Schotter aus der Schlußvereisung stammen.

Grundmoräne, die von Schottern überlagert wird, liegt am Ausgang der Kundler Klamm (Tafel 3) auf der rechtsseitigen Verflachung (Bergwiese). Kleine Aufschlüsse älterer Grundmoräne liegen am Ausgang des Autalbaches und an der Wildschönauer Straße unterhalb Hennersberg. Ganz am Rande von Tafel 3 ist noch ein Vorkommen gegenüber dem Gasthaus „Maut“ (nördlich Niederau) anzuführen.

Alte Breccien.

Erbstollenbreccie.

O. AMPFERER (1905, S. 148) beschrieb diese Ablagerung. Es handelt sich dabei vorwiegend um leicht verfestigten Lokalschutt (siehe Beschreibung des Wilhelm-Erbstollens). Das Alter dieser Breccie ist Mindel-Riss-interglazial.

Alpbacher Achen-Breccie.

Diese wird erstmalig von A. CATHREIN (1880, S. 627) als diluviale Ablagerung kurz erwähnt.

Beiderseits der Ache innerhalb Mühlau steht sie an. Eine Art Bankung entsteht dadurch, daß stärker und weniger stark verfestigte Lagen alternieren. Die Bänke fallen 35—40° talaus. Die Breccie besteht aus Buntsandstein, Werfner Schichten, Reichenhaller Breccien und Sandsteinen, anisischen Dolomiten und Schwazer Dolomit. Untergeordnet, aber immer noch reichlich finden sich Wildschönauer Schiefer-Stückchen eingeschlossen. Die Materialbearbeitung ist schlecht, die Gerölle sind eckig bis kantengestumpft. Talau tauchen die Bänke unter stark von Schottern untermischte Bändertone ein. Die Breccie ist eine Delta-Schüttung, deren Material zur Hauptsache aus der nächsten Umgebung bezogen wurde. Wir gehen bestimmt nicht fehl, wenn wir diese Breccie mit der Erbstollenbreccie, mit der Höttinger Breccie, der sie in ihrer äußeren Erscheinung stark ähnelt und den alten Inntal-Konglomeraten parallelisieren und ins Mindel-Riss-Interglazial stellen.

O. AMPFERER hat diese Breccie nicht beschrieben.

Thierberger Breccie.

Diese Gehängebreccie wurde erst vor wenigen Jahren von H. HEUBERGER (1950) gefunden und eingehend beschrieben. Die Neuaufnahme deckt sich im wesentlichen mit der dort angegebenen Verbreitung. Durch spärliche Aufschlüsse konnte im Osten und Westen eine etwas weitere Ausdehnung konstatiert werden. Die Breccie besteht zur Hauptsache aus Schwazer Dolomit. Paläozoische Phyllite treten nur untergeordnet auf. H. HEUBERGER fand ein einziges eingeschlossenes kristallines Erratikum. Es stellte sich heraus, daß diese Erratika nicht so selten sind. Die Überlagerung durch Würm-Grundmoräne ist an ein paar Stellen recht deutlich. Diese Breccie liegt als nicht sehr große erratische Blöcke oberhalb der Bischofer Alpe; ein solcher Block befindet sich sogar jenseits des Rückens des Hauser Joches etwa 50 m östlich der Inner-Hauser Alpe. Er enthält ein Kristallin-Erratikum eingeschlossen.

Für diese Gehängebreccie ist ebenfalls gleiches Alter anzunehmen. (Mindel-Riss-interglazial.)

Ältere Sande und Schotter.

Ältere Sande und Schotter sind lediglich im Wilhelm-Erbstollen und im Unterstollen nachzuweisen. Im ersteren Stollen liegen sie auf Riss-Moräne. Im Unterstollen konnte die Überlagerung der Schotter durch Ton noch direkt beobachtet werden. Dieser Stollen liegt etwa 100 m höher. Somit besitzen diese Schotter und Sande nachweisbar mindestens diese Mächtigkeit. Vor dem Absatz der hangenden Tone muß es zu einer bedeutenden Erosion gekommen sein.

Tone.

Die Tone erstrecken sich vom Unterrand der Stöckhof-Terrasse bis zur vorspringenden Gallzeiner Terrasse. Sie besitzen mithin eine weit größere Verbreitung als sie von O. AMPFERER und TH. OHNESORGE (1912) auf der Geologischen Spezialkarte dargestellt wurde.

Es sind plastische, blaugraue, kalkhaltige Tone. Sandige Tone wurden bereits zu Sanden und Schottern gezählt, um die reinen Tone, deren technische Verwendungsmöglichkeit nicht ausgeschlossen ist, scharf abzutrennen.

Die Obergrenze der Tone liegt bei 655—660 m Meereshöhe¹⁾.

Die Bändertone, zu welchen auch diese Tone zählen — Bänderung war nirgends festzustellen, einen besseren Einblick bot nur der etwas größere Aufschluß im Unterstollen — werden allgemein als Seeablagerung aufgefaßt. Die Reinheit der Tone ist wohl dem Fehlen zuschotternder Bäche in ihrer Nachbarschaft zu verdanken.

¹⁾ An der Abzweigung des Zintberger Güterweges von jenem nach Kogelmoos ist in einem Loch etwas sandig gebänderter Ton erschlossen, welcher das oberste Vorkommen im Bereiche dieses Blattes in 740 m Meereshöhe ist. Aus dem Vergleich der anderen, weiter östlich gelegenen vollständigen Profile handelt es sich bloß um eine Zwischenlage.

Stärkstens verunreinigte Bändertone.

Bei St. Gertraudi kommen sandige Tone vor. Eben solche wurden beim Hofe „Nachtschatten“ (westlich Brixlegg) beim Bau des Schwimmbeckens erschlossen. Diese Tone sind frei von Gerölleinschlüssen. Östlich davon haben Bändertone weite Verbreitung, nur mit dem Unterschied, daß sie sehr stark sandig-schotterig untermischt sind. Bis hoch hinauf im Einschnitt der Alpbacher Ache und im Zimmermoos- und im Silberberg-Graben enthalten sie polierte und gekritzte Geschiebe. Die eingeschwemmten Geschiebe mit Moränenmerkmalen werden als Umlagerung von älterer Moräne aufgefaßt. Stellenweise wurden innerhalb der Bändertone geringe Schichtverbiegungen beobachtet. Die Bändertone, welche vom Zimmermooser Güterweg angeschnitten wurden (Judenwiese), enthielten keine Geschiebe.

Jüngere Sande bis Schotter.

Tafel I.

Auf dem Kartenblatt wurde das Material nach seiner Zusammensetzung getrennt in vorwiegend örtlich zusammengesetzte Schotter bis Sande, in solche mit besonders viel ortsfremdem Material und in gemischt zusammengesetzte Sande bis Schotter. Lehmige Sande wurden zum zweiten Typ gezählt.

Im Normalprofil entwickeln sich aus den Tönen über Mehlsande Schotter. In höheren Teilen treten wieder Mehlsande in beachtlicher Mächtigkeit auf. Auskeilen der Lagen oder Einfallen gegen die Talmitte zu ist eine häufige Erscheinung.

Im Westen von Schwaz sind Schotter und Sande nur mehr in schmalen Rücken oder als dünne Schotterdecken erhalten. Daran schließen sich die großen Terrassenstücke des Schlingelberges (Anzinger, Hölzl und Schmadl). Beim Minkus-Schlößl in Schwaz bildet ein Schotterrest einen ähnlich einer Bergwerkshalde vorspringenden Rücken¹⁾. Die Flachstrecke seines Kammes ist der Rest eines alten Erosionsbodens. Oberhalb des westlichen Pirchangers liegt eine kleine Schottergrube, in der eine Zeit lang eine dünne, schwarze, erdige Lage innerhalb des ortsfremden Schotters sichtbar war.

Der Luftschutzztollen vom Gschnaller (Schwaz) fuhr alten Lahnbach-Schutt an.

Der Luftschutzztollen beim Gasthaus „Schöne Aussicht“ (Freundsberg) wurde 40 m tief vorgetrieben. Im vordersten Teil ist er ausgemauert, dann steht er frei in nur ganz schwach verfestigten und mit dem Bergeisen leicht abgrabbaren Augengneis- und Phyllitmaterial. Immer wieder treten Einlagerungen ortsfremder Gerölle auf. Die Schotter fallen talwärts ein (Profil 3 auf Tafel 4). Auf halber Strecke des Stollens findet sich eine schräg zum Stollen verlaufende Lettenkluft (junge Bildung).

¹⁾ Dieser Rücken wurde unlängst als Bergbauhalde beschrieben. (E. Egg und A. ATZL, Die Schwazer Bergwerkshalden. Schlern-Schriften Bd. 85, 1951, S. 145.)

Rechtsseitig des Lahnbaches setzen sich die Schotter vom Zintberg bis zur Stöcklhof-Terrasse fort. Daran schließen sich die schmalen Schotter- bis Sandrücken des unteren Falkensteins bis zur Weislhof-Terrasse an. Weiter nach Osten folgen vielfach auf Felsterrassen liegende oder hinter Felsschwellen vor Abtrag geschützte (Hof, Axdorf und Hoch-Gallzein) Sande und Schotter. Lediglich das Terrassenstück von Unter-Troi ist erhalten geblieben.

Die Obergrenze dieser Ablagerungen liegt:

Schwazer Eisenstein	bei 900 m Meereshöhe
Rücken zwischen Lahn- und	
Rap-Bach	bei 965 m Meereshöhe
Bucher Bach	bei 980—1000 m Meereshöhe
Ober-Troi	bei 965 m Meereshöhe
Unter-Troi	bei 985 m Meereshöhe

Während für diese Ablagerungen eindeutig Würm-Moränenbedeckung sichergestellt ist, liegt am Fügenberg in 1025 m Meereshöhe ein isoliertes Sand- bis Schottervorkommen (Material aus dem Zillertal), dem Moränenüberlagerung fehlt.

Verfestigte Schotter bei Maurach wurden auf der Karte gesondert eingetragen. O. AMPFERER (1905, S. 150) hielt sie für eine ältere Bildung. Wie es sich jedoch bei der Neuaufnahme herausstellte, bauen diese Schotter nicht den Hirschbichl als Ganzes auf, sondern heften nur als geringer Rest dem Grundgebirge an. Im Profil wurden diese konglomerierten Schotter wegen der Kleinheit des Vorkommens zu den unverfestigten Schottern gezogen und nicht getrennt dargestellt. Verfestigte Schotter fanden sich noch in einem sehr kleinen Aufschluß an der Ostseite der Terrasse von Unter-Troi. Sie bauen auch einen Teil des scharfen Rückens auf, der sich von der Ruine Rottenburg aufwärts zieht (815—830 m Meereshöhe). Beim letzten Vorkommen stehen auch etwas verfestigte Sande an. Ein abgestürzter Konglomerat-Block liegt im Rettenbach. Bei diesen verfestigten Schottern herrscht die ortsfremde Komponente weitaus vor. Die Verkittung ist ziemlich fest. Altersmäßig halte ich es für das Wahrscheinlichste, daß es sich bloß um verfestigte Terrassenschotter handelt. Dafür spricht auch, daß im nächst gelegenen Rettenbach etwas höher starke Sinterbildung auftritt.

Tafel 2.

Eine Trennung nach der Herkunft der Komponenten konnte auf diesem Blatt (wie auch auf Tafel 3) nicht durchgeführt werden. Die Zusammensetzung der Schotter bis Sande ist gemischt bis rein lokal. Eine exakte Auseinanderhaltung von den Ablagerungen der Schlußvereisung ist vollkommen unmöglich. Materialmäßig findet sich zwischen beiden Schottern kein Unterschied. Aus diesem Grunde wurden hier interglaziale und schlußeiszeitliche Schotter zusammengezogen.

Hauptverbreitungsgebiet sind die Terrassen von Reith—Perchau und von Scheffach (südlich Brixlegg). Außerdem liegen Schotter in Alpbach und auf Zimmermoos. Auf Zimmermoos sind gegenüber dem Hof „Sturm“ horizontal geschichtete Sande und Kiese von mittelsteil gegen Osten (tal-einwärts) fallenden Schottern überlagert.

Im Silberberg-Graben sind bei 1020 m Meereshöhe Schotter eindeutig von Grundmoränen überlagert (Abb. 6).

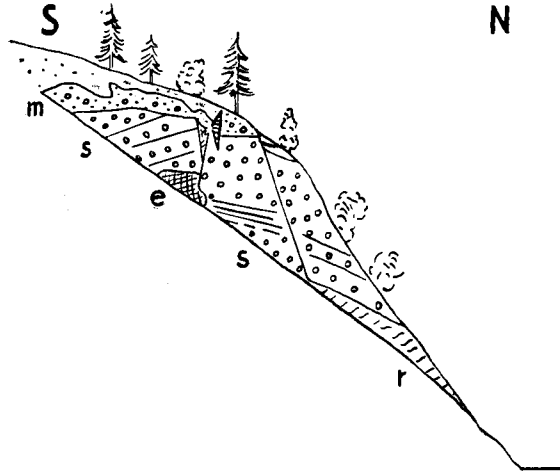


Abb. 6. Profilsicht des Abbruches im Silberberg-Graben (960 m Meereshöhe). Erratische Blöcke (e) aus der Würm-Grundmoräne (m) stammend, Schotter (s), Raibler Schiefertone (r).

Die Obergrenze der Schotter liegt im Silberberg-Graben bei 1060 m, in Albach bei 910 m und auf Saulueg bei 795 m.

Tafel 3.

Auf diesem Blatt sind interglaziale (einschließlich schlußeiszeitliche Schotter bis Sande in geringen Resten erhalten. Sie liegen am Ausgang der Kundler Klamm, am Kirchbichl bei Kundl, in Niederachen (Wildschönau), im Vorland (nördlich Niederau), an mehreren Stellen im Lahntaler Wald wenig oberhalb der Talsohle des Inntales. Ausgedehnter ist das Vorkommen von Hennersberg südlich Wörgl, jedoch weisen kleine Felsaufschlüsse innerhalb des Schotterbereiches darauf hin, daß auch hier die Schotter keine große Mächtigkeit besitzen (Profil 25 auf Tafel 5). Unterhalb Hennersberg fallen diese Schotter mit 15–20° gegen das Inntal ein. Kleine Vorkommen finden sich noch im Tal der Wörgler Ache bei Dienl—Ober-Hausberg. Die Obergrenze liegt hier bei 1030 m. Ein kleiner Rest liegt noch tiefer. Auf der gegenüberliegenden Talseite findet sich ein weiteres Vorkommen.

Würm-eiszeitliche Bildungen.

Gletscherschliffe.

Unterhalb Kogelmoos sind im Buntsandstein Gletscherschliffe zu beobachten, die unter Moränenbedeckung gut konserviert sind. Am Steig von Schlitters auf den Schlitterberg ist ein Gletscherschliff auf Schwazer Dolomit beim Weidezaun unterhalb der Wiesen im Walde aufgeschlossen.

Gletscherschliffe auf Ramsau-Dolomit finden sich am Waldweg nordöstlich von Hof (Zimmermoos). Beim Bau der Brixlegger Wasserleitung wurden auf ockerig anwitterndem Kalk Gletscherschliffe in der Einsattelung ober Hohenbrunn freigelegt. Bei all diesen Schliffen liegt darüber Würm-Grundmoräne.

Würm-Grundmoräne.

Tafel 1.

Auf dem Schotterrücken nächst dem Johanni-Stollen (Schwazer Eisenstein) reicht eine dünne Grundmoränendecke von 755 bis 820 m Meereshöhe. Zwei weitere Grundmoränenreste vermitteln zum Moränenvorkommen des Schlingelberges.

Das tiefste Vorkommen von Würm-Grundmoräne befindet sich auf der Vorderkante der Stöcklhof-Terrasse bei 620 m Meereshöhe. Weiter östlich davon reicht die Würm-Moränenbedeckung vom Ertl (östlich Schwaz) bis zur Sandkapelle auf 650 m Meereshöhe hinab. Am unteren Falkenstein liegen noch ein paar weitere Moränenreste. Größer ist erst wieder ein Vorkommen, welches vom Fasser Wiesl bis unterhalb des Weislhofes (östlich Schwaz) hinabreicht. Kleinere Grundmoränenreste sind bei Gattern, Hof, Hoch-Gallzein und im oberen Teil des Bucher Grabens erhalten geblieben. Die Gallzeiner Wiesen, Ober-Troi und Raffl werden ebenfalls von dieser Ablagerung bedeckt. Eine nur geringmächtige Moränenbedeckung wurde noch im Schloßwald (oberhalb Rotholz) ausgeschieden. Ganz isoliert ist der winzige Grundmoränenrest vom Berger (Unter-Troi). Abseits davon findet sich diese Ablagerung noch am Schlitterberg.

Tafel 2.

Am östlichen Unterrand des Reither Kogls (Großkogel) ist Grundmoräne ziemlich weit herab erhalten. Nach Osten schließt sich ein großer, allmählich ansteigender Moränenstreifen an, den der Dolomitücken von Wölzenberg von der Grundmoräne von Hygna trennt. Auf der Reither Terrasse konnte neben dem bisher bekannten zwei weitere Vorkommen von Grundmoräne festgestellt werden. Gegen die Albacher Ache hin erfolgt ein Ansteigen der Moränengrenze, was auch auf der gegenüberliegenden Talseite (Scheffachberg) zu beobachten ist. Dort breitet sich Grundmoräne in weiter Ausdehnung im Gebiet von Zimmermoos—Silberberg—Ramsberg aus. Heute ist dieser Moränenüberzug erosiv stark zerschnitten. Hier brachten Güterweg- und Wasserleitungsbau gute Aufschlüsse.

Im Albachtal ist Grundmoräne weit verbreitet und bildet ein sanftes, fruchtbares Acker- und Wiesengelände. Die Reste auf der Hösel- und Holzalpe vermitteln zur mächtigen Talverschüttung von Thierbach. Eindrucksvoll ist dort der gewaltige Moränenabbruch der Lehenlahn.

Das tiefste Vorkommen auf der Reither Terrasse liegt bei 650 m und jenes im Riedbachl bei Mehrn in etwa 600 m Meereshöhe.

Tafel 3.

Auf diesem Kartenblatt setzt sich die Grundmoräne von Thierbach fort, wengleich bald nur mehr einzelne Rippen oder isolierte Decken davon vorliegen. Im Norden liegt die Moränenauflagerung von Ending (Saulueg).

Ein größerer Streifen von Würm-Grundmoräne liegt auf der Achental-Alpe, ein ausgedehnteres Vorkommen am Zauberwinkel (nördlich Oberau). Dann ist noch Würm-Grundmoräne inselförmig aufgelöst auf der Hennersberger Wiese und am Oberrand der verwachsenen Hennersberger Alpe (nordwestlich Niederau) zu erwähnen. Größer ist wieder der Streifen von Füllen—Kienschwend.

Erratische Blöcke.

Größere Blöcke wurden in die Karte eingetragen.

Im Bereiche der Tafel 1 sind Erratika im Vergleich zu den beiden anderen Kartenblättern spärlicher. Sie erreichen etwa 5 m³ Größe.

Auf der Tafel 2 finden sich sehr große Erratica, deren Lage auf der Karte verzeichnet ist:

- a) Nächst dem Unterbaustollen der Hofer Tratte (südlich Radfeld) ein etwa 40 m³ großer Granitblock.
- b) Am Ramsberg drei große Quarzphyllit-Blöcke, von denen der größte etwa 40 m³ mißt.

Das Gebiet der Tafel 3 ist ebenfalls reich an erratischen Blöcken. Auf der Saulueg fand sich der größte Block des gesamten Aufnahmegebietes, welcher etwa 50 m³ erreicht (Zentralgneis).

Auf dem Gratspitz (1894 m) fand sich wenig unterhalb des Gipfels ein kristallines Erratikum¹⁾. Da der Gratspitz die höchste Erhebung des Aufnahmegebietes ist, lag also zur Zeit der Höchstvereisung das ganze untersuchte Gebiet unter der Eisdecke begraben.

Schlußeiszeitliche Bildungen.

Ein Moränenwall

fand sich lediglich auf der Nordseite des Thierberges in zirka 1450 m Meereshöhe. Dank der schattigen Lage, der relativen Höhenlage und der eindeutigen Moränennatur wäre Schlern-Alter nicht auszuschließen.

Dieser Wall war bisher nicht bekannt.

Sande und Schotter.

Tafel 1.

Auf diesem Kartenblatt wurden Sande bis Schotter der Schlußvereisung ausgeschieden. Treten sie über der Würm-Moräne auf, so ist die Abgrenzung einfach, bei einem Zusammentreffen mit gleichartigen, älteren Schottern aber vollkommen unmöglich.

Vorkommen:

1. Vom Schmadl ostwärts und im obersten Teil des Zintberges. Auf der Stöcklhof-Terrasse und oberhalb derselben (bei Schwaz).
2. Stellenweise auf den Rücken zwischen den Quellgräben des Bucher Baches bis zum anstehenden Schwazer Dolomit.
3. Hoch-Gallzein.
4. Öxel-Tal. Hier liegen auch blaugraue, tonige Sande.

¹⁾ Wegen seiner geringen Größe handelt es sich nicht um ein von Bergleuten in früherer Zeit verschlepptes Stück.

Eine Bildung, die vielfach nur geringmächtig, aber auf diesem Kartenblatt weit verbreitet ist (Arz- und Zintberg, Umgebung des Marter-Tales, Brettfall-Verflachung usw.) und auch auf der anschließenden Tafel 2 (Reither Terrasse) nicht fehlt, ist feinst, ungeschichteter Quarzsand von hellbrauner Farbe. Er enthält ab und zu auch etwas größere Gesteinsstücke eingeschlossen. Eine schlammige Verunreinigung fehlt. Unter dem Mikroskop sieht man zur Hauptsache meist glasklare Quarzkörnchen, an zweiter Stelle kommt Glimmer (Biotit und Muskowit) hinzu. Diese feinstkörnigen Sande lagern Schottern bis Sanden oder direkt dem Grundgebirge auf. An ein paar Stellen konnte eine geringe Schotterüberdeckung auf ihnen festgestellt werden (z. B. Abbruch der Reither Terrasse gegen das Geyer-Bachl).

Derartige Quarzsande, die aber schlammig verunreinigt sind, hat J. BLAAS¹⁾ aus der Innsbrucker Gegend beschrieben. BLAAS hielt diesen „Löss“ als Absatz „aus den von Winden bewegten Staubmassen“. Wo aber diese Bildungsweise nicht zutreffend ist, hält er ihn für „ein von atmosphärischen Wassern abgeschwemmtes Verwitterungsprodukt“.

Diese Ablagerung wurde auf der Karte nicht ausgeschieden.

Da sich — wie schon erwähnt — bei gleichartigen Schottern und bei Fehlen zwischengeschalteter Grundmoränen kein altersmäßiges Unterscheidungsmerkmal zeigt, wurde auf den Tafeln 2 und 3 die, vielfach nur geringe, Schotterbedeckung unter einer Signatur zusammengefaßt. Auch wurde hier Würm-Moräne und auflagernde Schotter, die mitunter ohnehin sehr geringmächtig sind, nicht geschieden.

Größere Vorkommen von schlußeiszeitlichen Sanden und Schottern auf Tafel 2 sind bei:

1. Ostteil der Reither Terrasse und weiter droben beim Kögeler.
2. Die Einbuchtung hinter dem Rattenberger Stadtberg bei Taxa und Unter-Kienberg.
3. Terrasse von Unterstein—Brunn (südlich Brixlegg). Hier besitzen diese Schotter größere Mächtigkeit. Die Auflagerung auf Würm-Moräne ist einwandfrei. Eine kleine Fortsetzung finden diese Schotter auf der anderen Seite des Zimmermoos-Grabens unterhalb Sturm.
4. Silberberg.
5. Mauken.
6. Alpbach.
7. Verbreitet auf dem großen Moränenfeld von Thierbach. Auch der auf der Karte dort abgetrennte Schotterboden wird von solchen schlußeiszeitlichen Schottern aufgebaut.

Auf Tafel 3 liegen Schotter und Sande der Schlußvereisung bei

1. Ending (Saulueg).
2. Vorland—Vorlechen (nördlich Oberau).

¹⁾ Über Spuren des Culturmenschen im Löss bei Innsbruck. (Berichte des Naturw.-Med. Vereines in Innsbruck 1884, S. 1—20.)

Formenschatz aus der Zeit des rückziehenden Würm-Gletschers bis einschließlich der Schlußvereisung.

Tafel 1.

Nordöstlich Unterstaudach (Arzberg bei Schwaz) zieht in Schottern eingesenkt eine seichte Längsrinne hangparallel talab. Auf der Schlingenberg-Terrasse (Schwaz) ist mehrfache Kleinabstufung zu beobachten. Die Flachstrecke des Schotterhügels, auf dem das Minkus-Schlößl steht, ist der Rest eines alten Talbodens. Bei Ober-Troi ist der Hang in zwei Abstufungen trassiert. Diese Formen sind die Reste erosiver Vorgänge während des oben genannten Zeitabschnittes. Diese Formenelemente laufen annähernd dem Inntal parallel. In der damaligen Zeit wurden auch größere quere, hangab laufende Rinnen ausgebildet (Schlößltal, Schlößlgraben usw.).

Tafel 2.

Auf dem Westteil der Reither Terrasse sind Trockentälchen, die dem Inntal gleichlaufen. Ein Trockentälchen westlich vom „Stolzen“ ist nach Nordosten abgedreht. Im Ostteil der Reither Terrasse sind ein paar kleine Trockentälchen, im Hintergrunde der Terrasse liegt das tiefe, breite Trockental der Anger-Säge. Die Richtung dieser Tälchen liegt gleich dem Verlauf der heutigen Alpbacher Ache.

Die Alpbacher Ache hat sich in jüngerer Zeit in mehreren Erosionsphasen in Sande und Schotter eingeschnitten und so beiderseits eine Terrassierung geschaffen.

In Saulueg liegt beim Schulmeister-Hof eine bergseits abfallende Verflachung. Ihre Bildung ist ebenso wie die der Querrinnen von der Saulueg und Unter-Holzalpe—Graschberg (Thierbach) jünger als die Ablagerung der Würm-Grundmoräne, die den Untergrund bildet. Auf dem Graschberg gegenüberliegenden Hang (Endtal) ist deutlich Längsstufung zu beobachten.

Auf Tafel 3 sind derartige junge nennenswerte Formen nicht erhalten.

Schutt aus Schwazer Dolomit.

Im Bereiche des Schwazer Dolomits liegen vielfach ausgedehnte Schutthalden, die überwiegend aus diesem Gestein zusammengesetzt sind. Genetisch sind diese Halden ganz verschiedener Herkunft, teilweise handelt es sich um echten Hangschutt, teilweise um Haldenmaterial aus den zahlreichen Stolleneinbauten dieses Gebietes. Dazu kommen noch Rückstände von Pochwerksanlagen. Durch Umlagerung und Verwaschung sind vielfach die morphologischen Formen, besonders kleiner Bergwerkshalden, verwischt. Die Haldenformen innerhalb dieses Schuttes wurden nur bei ganz verstreuten Einbauten in die Karte gezeichnet. Meist liegen aber diese Bergbauhalden derart dicht beisammen, daß ihre getrennte Einzeichnung in die Karte unmöglich war.

Pochwerkssande sind feine Dolomitsande (Mehlsande), die von Malachit leicht grünlich gefärbt sind. Solche Pochwerkssande liegen:

1. Als Ablagerungen des „Altenpochers“ und der heutigen Aufbereitung (einschließlich des Abzuggrabens) am Falkensteiner Erbstollen.
2. Beim einstigen „Talpocher“ (Umgebung der Sandkapelle)¹⁾.
3. Beim einstigen „Neujahrspocher“.

Am Ringenwechsler Pocher sind keine Sande mehr vorhanden. Diese Abgänge wurden in den Schliergraben geleitet. Unterhalb des Neubruck-Stollens bestand eine elektrische Aufbereitung (Ruine in der Karte). Hier sind ebenfalls keine Sande mehr vorhanden. Vom Mauracher Pocher ist nichts mehr festzustellen, desgleichen vom Rotholzer Pocher, welcher am Rettenbach unterhalb der Landstraße linksseitig nahe am Inn stand. Die Aufbereitung des bestehenden Bergbaues Großkogel schüttet den Dolomitschlamm in den Geyer-Bach.

Offenbar bestand auch eine Zeit lang ein Waschwerk auf der Holzalpe. Der Zuleitung des Antriebswassers folgt der Weg zum Kaiserbrünnl. Das alte Rinnwerk ist noch gut erkennbar.

Ein Greis, Sohn des letzten Thierberger Knappen, konnte mir noch die genaue Lage des Pochers im Steiner Bach angeben. Auch hier fehlt der taube Schlamm.

Gehängeschutt und größere Bergbauhalden im allgemeinen.

Außerhalb des Schwazer Dolomits wurden Gehängeschutt und größere Bergwerkshalden mit gleicher Signatur auf der Karte eingetragen. Vegetationsverdeckung wurde fast nie ausgeschieden, da stellenweise mit dem Erdbohrer gearbeitet wurde.

Schwemm- und Schotterböden.

Die großen Talböden vom Inn und Ziller liegen teilweise innerhalb des Aufnahmegebietes. Entwässerungsgräben, die in letzter Zeit gezogen wurden, boten gute Aufschlüsse. Bei St. Margarethen wurden Schotter und daneben tonige Sande angetroffen. Diese führen vertorfte Pflanzenreste und eine individuenreiche, artenarme Gastropoden-Fauna. Für deren freundliche Bestimmung danke ich Herren cand. phil. A. KOFLER an dieser Stelle:

Lymnaea (Stagnicola) palustris corvus GMELIN

Anisus (Tropidiscus) planorbis LINNÉ

Anisus (Tropidiscus) carinatus MÜLLER

Anisus (Gyraulus) albus MÜLLER

Lymnaea (Radix) pereger MÜLLER

Lymnaea (Radix) pereger elongata CLESSIN

Lymnaea (Galba) truncatula MÜLLER

Anisus (Gyraulus) albus MÜLLER

Sphaerium (Sphaerium) corneum LINNÉ

¹⁾ Daher der Name.

Diese Gegend war lange versumpft. Die alte Katastralmappe verzeichnet hier noch eine Reihe von Auen. Sie sind innerhalb von hundert Jahren der Kultivierung zum Opfer gefallen. Beim Bau der Entwässerungsgräben im äußersten Zillertal fanden sich ähnliche lehmige Sande. Östlich Radfeld bestand einst eine Ziegelei („Ziegelhütte“). Ob die hier abgebauten Tone rezent oder älter (Riss-Würm-interglazial) sind, läßt sich heute nicht mehr entscheiden.

Schuttkegel.

Bei den Schuttkegeln sind Hang- und Bachschuttkegel zu unterscheiden. Die ersteren sind wesentlich stärker geneigt und führen nur spärlich oder bloß zu Regenzeiten Wasser. Beide Typen sind durch Übergänge verbunden. Die großen Schuttkegel sind seit ältesten Zeiten Träger der Siedlungen, da sie nie versumpft waren und außerhalb des Überschwemmungsgebietes des Haupttales liegen.

Erosionsböschungen innerhalb der Schuttkegel (besonders tief hat sich der Lahnbach in die Wurzel seines Schuttkegels eingegraben) wurden nicht in die Karte gezeichnet, um auf der einfarbigen Karte die Topographie nicht zu stark zu stören. Die Erosionsböschungen am Unterrand der Schuttkegel hingegen sind enthalten. Das Einschneiden in die Schuttkegel ist annähernd gleich alt wie jenes in die Schotterböden, welches zu den jungen Flußterrassen führte.

Zeitliche Übersicht der Quartär-Periode.

Interglaziale Profile.

Bei der geologischen Feldaufnahme gelang es, im Gebiet östlich von Schwaz einige neue interglaziale Profile festzustellen. Auf Grund derselben kann ein Überblick über den Ablauf der Diluvial-Zeit seit der Mindel-Eiszeit gegeben werden.

Das Gebiet des unteren Falkensteins bot in seiner buchtartig geschützten Lage ausgezeichnete Erhaltungsmöglichkeit für ältere diluviale Ablagerungen. O. AMPFERER (1905, S. 148) hatte erstmals das Profil des Wilhelm-Erbstollens beschrieben. In der Beschreibung soll von diesem bekannten Profil ausgegangen und ihm, nach Westen fortschreitend, die anderen angeschlossen werden.

1. Im **Wilhelm-Erbstollen**¹⁾ wurden von außen nach innen, d. i. vom Jüngeren zum Älteren, folgende Schichtglieder angefahren: 1. Schotter, 2. Ton, 3. Schotter und Mehlsande (ortsfremdes Material), 4. Grundmoräne, 5. Erbstollenbreccie, 6. Grundmoräne, 7. Grundgebirge.

Das Vorkommen der ersten Grundmoräne (4) war bisher unbekannt.

¹⁾ Die genaue Beschreibung erfolgt im bergbaulichen Abschnitt. Siehe dort und Profil 5 auf Tafel 4.

Dieses Profil ist, wie die Neuaufnahme zeigte, auch über Tag in ausgezeichneter Weise erschlossen. Auf die Flachstrecke eines jungen Schuttkegels (1) folgen mit steiler Böschungsgrenze Tone, die denen im Erbstollen entsprechen (2). Stellenweise lagern ihnen oberflächlich etwas Schotter ortsfremder Zusammensetzung auf. Östlich der Sandkapelle erhebt sich eine kleine Geländerippe, in deren tieferen Teilen Tone erschlossen sind (2). Im vordersten Teil lagern darüber Schotter, die bergwärts endigen. Diese Schotterrippe wird auf der Rückseite von einem Hohlweg durchbrochen. Auf seiner Inntal-wärts gelegenen Seite konnte Würm-Grundmoräne erschürft werden. Auf der bergwärtigen Seite des Hohlweges sind wieder Tone erschlossen, die weiter nach oben etwas sandig werden. Die Grundmoräne muß den Tönen aufliegen. An der großen Wegschleife des Güterweges nach Hugsam ist abermals Grundmoräne erschlossen. Verfolgt man diesen Weg in östlicher Richtung, so kommen wieder ältere Schichten zum Vorschein: 1. Schotter, welche vorwiegend aus Schwazer Dolomit bestehen. Dieser Dolomit ist oft stark zersetzt. Dazu kommen noch zersetzter Buntsandstein, etwas paläozoischer Phyllit und vereinzelte kristalline erratische Komponenten. 2. Lehmig-feuchter Mehlsand, z. T. auch mit mürbem Schwazer Dolomit-Einschlüssen. 3. Schotter wie 1, aus Schwazer Dolomit bestehend. 4. Geringmächtige Grundmoräne. 5. Buntsandstein.

Das Profil des Wilhelm-Erbstollens ist dadurch ausgezeichnet, daß zwei Grundmoränen durch interglaziale Ablagerungen getrennt sind. Für die Tone, Sande und Schotter ergibt sich das Alter dadurch, daß sie über Tag eindeutig von Würm-Grundmoräne überlagert werden. Die unter den Sanden (3) liegende Moräne (4) muß aus der nächst älteren Eiszeit stammen, somit Riß-Alter haben. Daraus ergibt sich weiters, daß die Erbstollen-Breccie (5) eine interglaziale Bildung und wie schon O. AMPFERER angenommen hat, also dem Mindel-Riß-Interglazial entspricht. Die unter dieser Breccie liegende, unmittelbar dem Fels aufsitzende Grundmoräne (6) kann daher nur Mindel-eiszeitlich, allenfalls auch älter sein. Somit ergibt sich im Wilhelm-Erbstollen ein geschlossenes Profil von der Mindel-Moräne bis zum Riß-Würm-Interglazial. Über Tag wird es durch auflagernde Würm-Grundmoräne vervollständigt.

2. Im **Unterstollen** folgen vom Mundloch einwärts Tone, dann Sande und Schotter mit vorwiegend ortsfremdem Material und nach einer längeren, nicht aufgeschlossenen Strecke feste Grundmoräne. Am Kontakt mit der Grundmoräne sind an einer einzigen Stelle grobe Sande aus vorwiegend Phyllitmaterial zwischengeschaltet.

Vom Unterstollen nach Norden folgt eine mächtige Bergwerkshalde, unter der wieder Tone zum Vorschein kommen. An der Verflachung darunter liegt eine junge Schotterdecke den Tönen auf. Beim Bau der Düngegrube von Moargall wurden nochmals die Tone aufgeschlossen.

Vom Unterstollen aufwärts stehen Tone an. Sie hängen mit jenen im Wilhelm-Erbstollen-Profil zusammen. Die obersten Meter der Tone sind sandig. Darüber folgen vorzugsweise lokale Schotter. Auf der kurzen Verflachung (zirka 720 m Meereshöhe) liegt ein dünner Moränenüberzug, der an der Vorderseite erschürft werden konnte. Bergwärts schließt sich die Ottilien-Halde an.

Die Grundmoräne im Unterstollen ist im Vergleich mit dem Profil des Wilhelm-Erbstollens mit der ältesten Grundmoräne zu identifizieren (Mindel-Vereisung), die Riß-Moräne ist — sofern vorhanden — wohl hinter dem Trockengewölbe verborgen. Die Tone und die darauffolgenden Sande bis Schotter sind eindeutig stratigraphisch und lithologisch mit jenen im Wilhelm-Erbstollen identisch (Riß-Würm-interglazial).

3. Im **Sigmund-Erbstollen** (Profil 4 auf Tafel 4) ist lediglich etwas Grundmoräne am Kontakt mit dem Grundgebirge erschlossen. Im Vergleich mit dem Wilhelm-Erbstollen ist diese Moräne der Mindel-Moräne zuzuordnen.

Über dem Schuttkegel unterhalb der Maler-Wiese folgen bis zur Simon Juda-Kapelle Tone, dann bauen ortsfremde Schotter, die mit schräger Grenze vorwiegend lokalen Phyllitschottern anlagern, einen Schotterrücken auf, der sich nach oben fortsetzt. Jüngere Grundmoräne ist jedoch erst etwas weiter südwestlich davon im Walde nach einer Fremdschotter-Zwischenlage erschlossen.

4. **Stöcklhof-Terrasse.** Am Ostrand des Lahnbach-Schuttkegels erhebt sich die niedrige Stöcklhof-Terrasse, die nach Nordosten an das Marter-Tal grenzt. Am Unterrand dieser Terrasse ist mehrfach Grundmoräne erschlossen. Beim ehemaligen Kaltenbrunnstollen hat eine Quellstube Grundmoräne angefahren. Gleiche Grundmoräne wurde auch beim Haus nordöstlich davon aufgeschlossen. Jenseits des schmalen Marter-Tales wurde diese Grundmoräne beim Neubau des Hofes „Bachler“ abermals erschlossen. Nächst dem Kaltenbrunnstollen liegt eine winzige Halde aus Ton (wohl von einer Quellstube herrührend). An der Nordwestgrenze der Stöcklhof-Terrasse ist Grundmoräne gut aufgeschlossen. Sie überlagert Lahnbach-Schutt. Nach rückwärts keilt diese Grundmoräne aus und wird von jüngerem Lahnbach-Schutt bedeckt. Wo die Grundmoräne fehlt, lassen sich die beiden verschieden alten Lahnbach-Schotter nicht trennen.

Im Marter-Tal sind (beim Stall) linksseitig Tone, rechtsseitig Grundmoräne erschlossen. Diese ließ sich unter der Schotterbedeckung ein Stück weit hinab verfolgen (Handbohrung). Wenig oberhalb dieser Grundmoräne ist unter Schottern abermals Ton aufgeschlossen (kleine Tongrube).

Die Grundmoräne an der Nordwestkante der Stöcklhof-Terrasse besitzt Würm-Alter. Die darunter liegenden Schotter und Tone sind in das Riß-Würm-Interglazial zu stellen. Ob der Grundmoränenstreifen am Unterrand der Stöcklhof-Terrasse und die Aufschlüsse an der Ostseite des Marter-Tales in die Mindel- oder Riß-Eiszeit gehören, läßt sich nicht entscheiden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß drei alte Breccien vorkommen, die älter interglazial sind und sich mit der Höttinger Breccie und den alten Inntal-Konglomeraten parallelisieren lassen. Dagegen scheint das älter interglaziale Profil von Maurach (O. AMPFERER, 1905, S. 150) nicht sicher gestellt zu sein.

Für das Alter der unter der Würm-Moräne liegenden Bändertone, Sande und Schotter schließe ich mich voll der Auffassung als interglaziale Ablagerung an, denn es fanden sich keinerlei Anzeichen, die dieser Auffassung entgegenstünden.

Tabellarische Übersicht.

Zeit	Ablagerungen
Schlußvereisung und jünger	Hangschutt und Bergbauhalden Junge Flußterrassen Schuttkegelbildung, Moränenwall Erosion (Kleinformen wie Stufung, Querrinnen usw.)
Würm-Eiszeit	Grundmoräne
Riß-Würm-Interglazial	? Erosion mächtige Sande und Schotter (Talverschüttung) Erosion Bändertone Erosion Sande und Schotter ? Erosion
Riß-Eiszeit	Grundmoräne
Mindel-Riß-Interglazial	Alte Breccien (Erbstollenbreccie, Alpbacher Achen-Breccie, Thierberger Breccie)
Mindel-Eiszeit	Grundmoräne

II. Paläontologie ¹⁾.

Während aus den verschiedensten Schichten der Nordtiroler Kalkalpen reiche fossile Faunen beschrieben wurden, blieb das Aufnahmegebiet arm an Versteinerungsmittelungen. Die ersten Nachrichten verdanken wir A. PICHLER:

1859 (S. 153): „*Cardita crenata*“, aus den Raibler Schichten des Rattenberger Schloßtunnels.

1868 (S. 830): „*Halobia*, wohl *Lommeli*“ aus den „Virgloria-Schichten“ von Brixlegg.

1869 (S. 210): „*Halobia Haueri* STUR“, Durchschnitte von vermutlich „*Cardita crenata*“ aus den Raibler Schichten von Mehrn. Erwähnt wieder „*Halobia Lommeli*“ und dazu Stielglieder von „*Encrinus*, wohl *cassianus*“ aus den „Virgloria-Schichten“ etwas südlicher.

1875 (S. 266): „Virgloriakalk“ mit „*Halobia parthanensis*“; darüber Schichten mit „*Halobia rugosa*“.

Dazu ist zu bemerken, daß erst wenige Jahre vorher E. v. MOJSISOVIC *Halobia haueri* STUR als *Halobia rugosa* GUEMBEL bestimmt und mit dieser Form vereinigt hatte. *Halobia parthanensis* sind de facto unbestimmbare Reste. Anderes, besseres Material ist, von A. PICHLER stammend, nicht auffindbar.

¹⁾ Die Autorenbezeichnung bei den Fossilnamen wurde entsprechend der heute gültigen internationalen Weise durchgeführt, wobei bei Wiederholungen des Titelnamens der Autor durch Strichpunkt ersetzt ist. Paläontologische Detailbeschreibungen sind weggelassen und können in meiner Originaldissertation (Innsbruck) eingesehen werden.

A. CATHREIN brachte etwas Licht in das hier herrschende paläontologische Dunkel. Er bestimmte (1886/2, S. 257—258) ¹⁾:

- a) Aus dem „Virgloriakalk“ (Schmadlschmiede in Mehrn) „*Daonella parthanensis*“.
- b) Aus den Raibler Schichten vom Rattenberger Schloßtunnel „Myophorien, Myaciten, Spiriferinen, *Cardita Guembeli*“.
- c) Unweit der kleinen Mühle von Egg (Eisenbachl=Zimmermoos-Graben) aus den *Cardita*-Schichten: „*Ostrea montis caprillis*, *Encrinus* spec., Bivalvenbänke mit *Cardita Guembeli*, *Myophoria lineata*, *Spiriferina gregaria*, Myaciten“.
- d) Silberberg-Graben wie c).

M. SCHLOSSER (1895, S. 346) beschreibt erstmals aus dem Ramsau-Dolomit vom Rattenberger Stadtberg Fossilien: „*Diplopora* cfr. *porosa* SCHAFFH. und *Megalodus* spec.“, aus den Geschieben des Aubachs westlich Wörgl aus dem gleichen Gestein, „*Diplopora herculea* STORP.“ und am Weg von Radfeld nach Hinter-Mauken „Sphärocodien“. Eben solche erwähnt ein paar Jahre später

E. BÖSE (1898, S. 559, 566) etwas westlicher. Einen kleinen „*Megalodon*“ bestimmte er als „cfr. *columbella*“.

Von den hier erwähnten Fossilien ist, abgesehen von denen A. PICHLER's, nichts mehr vorhanden. A. CATHREIN's paläontologisches Material ist verschollen, M. SCHLOSSER's Material in München während des letzten Krieges zerstört worden.

Die hier zur näheren Beschreibung gelangenden Versteinerungen wurden vom Autor selbst aufgesammelt. Trotz reicher Ausbeuten ist das Aufnahmegebiet — abgesehen von zwei Punkten — keineswegs als fossilreich zu bezeichnen. Das Material ist in häufigen Fällen schlecht oder nur fragmentär erhalten, weshalb auch viele fragliche Formen vorkommen, die keine nähere Bestimmung gestatten.

Eine nochmalige Beschreibung der Fossilfundstellen erübrigt sich. Es sei auf die Ausführungen im stratigraphischen Teil und die auf den Kartenblättern eingetragenen Fossilfundstellen verwiesen.

Das paläontologische Material ist in der Sammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck verwahrt.

Im folgenden werden nun die einzelnen Versteinerungen genauer beschrieben. Fährten und nicht bestimmbare Tierformen werden ebenfalls angeführt, um das jeweilige Lebensbild zu vervollständigen. Zur Vergleichsbestimmung diene auch die Sammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, teilweise auch eine eigene private Aufsammlung.

¹⁾ Schon ein Dezennium früher (1877, S. 139, 142) hatte er „*Gyroporella pauciforata*“ aus dem Muschelkalk und unbestimmbare Pflanzenreste aus dem Buntsandstein der Wildschönau erwähnt.

Den Spezialisten, die mir zur Bestimmung der Korallen aus dem Schwazer Dolomit behilflich waren, wurde bereits im Vorwort herzlicher Dank ausgesprochen. Frau Dr. H. DORÉCK (Stuttgart-Möhringen) bin ich für die Deutung der Schlangensterne aus den Raibler Schichten ebenfalls zu Dank verpflichtet.

DEVON.

Coelenterata.

Syringaxon zimmermanni WEISSERMEL.

Da sich diese Koralle erst im letzten Aufnahmesommer gefunden hatte, erfolgte die Bestimmung durch Herrn Univ.-Doz. Dr. H. FLÜGEL in Graz, wofür ich ihm an dieser Stelle nochmals herzlich danke. Zu seiner Bestimmung schrieb er: Graz am 6. 5. 1958. Es handelt sich mit völliger Sicherheit — es wäre schön, wenn es in der Paläontologie immer so wäre — um die 1941 (Z. deutsch. geol. Ges.) von Weissermel aus dem Unter- bis Mitteldevon von Thüringen beschriebene Form *Syringaxon zimmermanni*. Diese ist, wie die Neuuntersuchung zeigte, jedoch synonym mit dem Großteil der von Schouppé u. a. aus dem Grazer „e-gamma“ beschriebenen *S. nanus* bzw. *perfecta* *). D. h. aber, daß die Fundschichten im Schwazer Dolomit, soweit es eine einzige Form zuläßt, den basalen Anteilen der Dolomit-Sandstein-Stufe von Graz entspricht. Wie neuere, noch unveröffentlichte Untersuchungen zeigten, gehören diese jedoch nicht in das Silur, sondern sind bereits in das Unterdevon (Emsium) zu stellen.

Dies würde sehr schön mit der anderen, vorjährigen Fauna übereinstimmen, die nach unseren jetzigen Kenntnissen bereits zur Gänze in das Mitteldevon gehört. (Auch hier sind ganz gewaltige Grenzverschiebungen notwendig geworden.) Das Auftreten von Orthoceren läßt strat. keinerlei Schlüsse — etwa im Sinne eines Vergleiches mit den silurischen Orthocerenkalken der Karnia, wie es früher gemacht wurde, zu.....

*) Nicht mit den böhmischen Formen!

Fundort: Drahtbachl (Thierberg-Südseite, Alpbach). Unterster Schwazer Dolomit, schwarz, kristallin. Zahlreiche dieser winzigen Einzelkorallen lieferte ein loser Block, der zerschlagen wurde. Einige stammen auch aus dem Anstehenden. Die örtlichen Verhältnisse lassen aber keinen Zweifel aufkommen, daß auch der lose Block dem hier anstehenden Gestein entspricht.

Unbestimmbare Einzelkorallen fanden sich:

1. Unterhalb der Trojer Melkhütte zusammen mit den beiden folgenden Favositen. Unterster Schwazer Dolomit.
2. Östlich Innergraben (Alpbach), unterster Schwazer Dolomit.
3. Hösel-Alpe, unterster Schwazer Dolomit.

Tabulata: Fam. Favositidae.

Coenites (?) *volaicus* (CHARLESWORTH).

1915, *Striatopora volaica* CHARLESWORTH. S. 378, Taf. XXX, Fig. 7, 8. non 1954, *Coenites volaicus*; A. v. SCHOUPPÉ, S. 418—419, Taf. 27, Fig. 20.

Material: Es liegen in einem dunkelgrauen Dolomit z. T. umkristallisierte Astbruchstücke vor. Das Gestein führt außerdem noch Crinoideen-Häksel.

Beschreibung: Unverzweigte, gerade oder leicht gekrümmte, zylindrische Ästchen mit einem Durchmesser um 2 mm. Die Länge dieser Astbruchstücke beträgt 7—13 mm, im Durchschnitt 10 mm. Im Anschliff läßt sich meist keine Struktur erkennen, sondern die Ästchen bestehen aus einer weißen Dolomitmasse. Der Längsschliff läßt im Zentrum parallel verlaufende, dünnwandige Zellröhren erkennen, die gegen die Peripherie in einem Winkel von etwa 45° umbiegen. Der Durchmesser der Polypieriten beträgt im Mittel 0,3 mm. Die sklerenchymatische Verdickung schwillt peripher stark an, sodaß die Mauerdicke 0,15 mm beträgt. Böden sind selten, gerade, im Abstand von 0,2 mm. Der Querschliff läßt infolge der starken Umkristallisation des Materials nahezu keine Struktur erkennen, zeigt aber ebenfalls die charakteristische Einengung des Zelllumens durch Stereoplasma. Kelche sind nicht erhalten, sodaß über ihre Form und Größe, sowie das allfällige Vorhandensein von Septalgebilden keine Aussage gemacht werden kann.

Stratigraphische Verbreitung: Diese Art wurde aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen beschrieben (Wolayer-Thörl). Stratigraphische Änderung siehe bei *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL.

Bemerkungen: Die von J. K. CHARLESWORTH 1915 dem Genus *Striatopora* zugerechnete Form zeigt die charakteristischen Merkmale der Gruppe *Coenites-Cladopora* (zylindrische Ästchen, dünnwandig in der Längsachse, beträchtliche Sklerenchym-Verdickung in der peripheren Region, plötzliches Umbiegen der Röhren gegen außen). Aus der Abbildung und Beschreibung geht jedoch nicht klar hervor, ob die Zellmündung rund (*Cladopora*) oder halbmondförmig (*Coenites*) ist, was von verschiedenen Autoren (M. LECOMPTE, W. WEISSERMEL) als einziges Unterscheidungsmerkmal zwischen den beiden Genera angenommen wurde.

A. v. SCHOUPPÉ (1954) hat diese Form erstmalig diesem Genus zugeordnet. Dazu ist jedoch zu bemerken, daß die von SCHOUPPÉ beschriebene Form wesentlich größere Abmessungen hat und mit der von J. K. CHARLESWORTH beschriebenen nicht identisch ist.

Die im vorhergehenden beschriebene, von mir aufgefundene Form läßt sich eindeutig mit dem Typus von CHARLESWORTH vergleichen.

Fundorte: Dieses Fossil wurde nach einem guten Längs-Dünnschliff von der Trojer Melkhütte (Weg unterhalb) und Anschliffen vom Saurüssel bestimmt. Untere Abteilung des Schwazer Dolomits.

Außerdem fand sich diese Form, bestimmt durch Vergleich mit den Fossilien der vorerwähnten Fundstellen, noch:

1. Sigmund-Erbstollen (Falkenstein). Im frischen Bruch verhältnismäßig hellgrauer Dolomit ist sehr stark umkristallisiert. Die Fossilreste werden erst im befeuchteten Zustand deutlich. Das Gestein ist hier an der bezeichneten Stelle ¹⁾ lokal ganz erfüllt davon. Crinoideen-Reste sind leicht kenntlich, noch deutlich etwas spätig und weiß, während die übrigen Fossilien sich weniger scharf abheben und leicht grau sind. Die Erhaltung ist denkbar schlecht. Es handelt sich dabei um stengelige Favositen, die massenhaft das Gestein erfüllen, mit einem durchschnittlichen Durch-

¹⁾ Siehe Tafel 7, Fig. 3 (Fossilfundstellen im Schachtrevier).

messer von 2 mm. Ein außerordentlich langes Stück mißt 19 mm, während die anderen weit darunter bleiben. Ganz selten sind Ästchen, die sich einfach verzweigen. Innere Struktur ist äußerst selten und nur im Sonnenlicht unter Wasserbenetzung zu erkennen. Längs- und schräge Schnitte zeigen an den distalen Enden der Polypieriten Ausfüllungen mit dunklerem Schlamm. Nach dem Vergleich mit den besser erhaltenen Stücken zweifle ich nicht im geringsten, daß es sich auch hier um *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH) handelt.

Diese Fundstelle liegt in der unteren Abteilung des Schwazer Dolomits.

2. Oberer Pfannholzstollen (Falkenstein). In einem hohen Verhau (siehe Taf. 7, Fig. 4 der Zugang zur Fundstelle ist angedeutet) finden sich in einem grauen Dolomit ebenfalls stengelige Favositen, die im Anschluß verhältnismäßig gut Strukturen erkennen lassen, im Dünnschliff aber nur mehr schlecht. Der größte Durchmesser beträgt 3,5 mm, im Durchschnitt etwa 2,5 mm. Von hier stammen einige Bruchstücke mit größeren Längen: Mindestens 23 mm. Die Ästchen liegen schichtparallel.

J. K. CHARLESWORTH maß bei seinen Exemplaren einen maximalen Durchmesser von 5 mm und Längen bis 12 mm. Die Identifizierung mit *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH) ist nicht ganz sicher.

Diese Fossilien stammen aus einem höheren Horizont des Schwazer Dolomits, zusammen mit unbestimmbaren Crinoideen-Resten.

3. Vom verfallenen Mundloch des oberen Leonhard-Stollens am Ringenwechsel. Untere Abteilung des Schwazer Dolomits.

4. Vollkommen strukturlose Stengel — nur der charakteristische Querschnitt erinnert an diese Form — finden sich als Seltenheit östlich der Trojer Melkhütte zusammen mit außerordentlich schlechten Crinoideen-Resten. Unterster Schwazer Dolomit.

5. Das Fallstück eines schwarzen, weißgeäderten Dolomits zeigt stengelige Gebilde von vollkommen umkristallisierter Dolomitmasse, die unbestimmbar sind.

6. Reiter Kopf, südlich des Phyllitkeiles. Strukturlose, stengelige Gebilde im grauen Schwazer Dolomit.

7. Zwischen Radaun-Hochleger und Sultal-Riese. In dunkelgrauem, heller anwitterndem Schwazer Dolomit mit reichlich und gut sich abhebenden, hellen, leicht bräunlichen Fossilien. Manche Gesteinsstückchen sind erfüllt von Ästchen, sowohl in Längs- als auch in Querschnitten und die für Schwazer Dolomit als noch gut erhalten bezeichnet werden können. Daneben fand sich noch ein äußerst schlecht erhaltenes Ästchen (6 mm Durchmesser), das bestimmt nicht zu *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH) gehört und das nur der Vollständigkeit halber erwähnt wird. Es ist im Querschnitt getroffen und zeigt nur mehr unscharf die einzelnen Polypieriten. Auf anderen Gesteinsstücken sind außerdem noch Crinoideen-Reste zu erkennen.

8. Fossilfundstelle der isolierten Dolomitscholle westlich des Albgatterls (Fügenberg). Das Gestein ist im frischen Bruch dunkelgrau. Wenn auch Strukturen innerhalb der stengeligen Gebilde fehlen, so sind die Abmessungen und Formen doch wohl identisch mit *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH). Auch hier finden sich ebenfalls Crinoideen-Reste.

9. Larchkogel. (Das Anstehende ist nicht genau bekannt.) Dunkler Schwazer Dolomit. Die Stengel lassen keine Struktur mehr erkennen.

10. Südseite des Thierberges (Alpbach) z. B. am Gatterl ober dem Steinweg. Hier sind Favositen-Reste sehr selten.

Thamnopora cfr. *reticulata* (DE BLAINVILLE).

Vergleiche Lit.: M. LECOMPTE, 1936, S. 45, Taf. VIII, Fig. 5, und Taf. IX, Fig. 1 und 2 als *Favosites reticulatus* DE BLAINVILLE.

M. LECOMPTE, 1939, S. 111, Taf. XVI, Fig. 3—6. *Thamnopora reticulata* (DE BLAINVILLE).

M. KROPFITSCH und A. v. SCHOUPPÉ, 1953, S. 98, Fig. 4 auf der Tafel.

Beschreibung: Vorliegendes Material zeigt leider stark umkristallisierte Äste mit einem Durchmesser von 7 bis 15 mm. Sie sind meist gerade, dichotom verzweigt, mehr oder weniger parallel liegend und nicht miteinander verschlungen. Im Querschliff, der außerordentlich schwer zu gewinnen war, lassen sich polygonale, innen durch sklerenchymatische Ablagerungen abgerundete Röhren mit einem Durchmesser von 0,5 bis 0,8 mm erkennen. Die Wanddicke beträgt 0,2 mm; Wandporen sind vorhanden und weisen einen Durchmesser von 0,15 mm auf. Querböden sind nicht erhalten. Septaldornen fehlen.

Bemerkungen: Die vorliegende Form läßt die für *Thamnopora reticulata* charakteristischen, scharfgezeichneten Grenzlinien zwischen den einzelnen Polypieriten innerhalb der Mauer nicht erkennen. Dies kann möglicherweise auf den schlechten Erhaltungszustand zurückzuführen sein, der auch die Anfertigung des Längsschliffes unmöglich machte. Die Astdurchmesser sind etwas größer als die jener Formen, die M. LECOMPTE aus dem Bassin du Dinant bzw. M. KROPFITSCH und A. v. SCHOUPPÉ aus dem Grazer Paläozoikum beschrieben haben.

Verbreitung: Diese Form wurde bisher aus den verschiedensten Lokalitäten beschrieben: Rheinland, Nordwestfrankreich, Spanien, New South Wales, Grazer Paläozoikum usw., vom oberen Unterdevon bis ins untere Oberdevon. Stratigraphische Änderung siehe *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL.

Fundort: Zusammen mit vorigem Fossil unterhalb der Trojer Melkhütte.

Echinodermata.

Crinoideen-Reste

sind im Schwazer Dolomit in der unteren Abteilung stellenweise recht häufig, kommen aber auch in der oberen vor.

Darunter war im Anschliff ein Stielglied erfaßt worden, welches ich Frau Dr. H. DORECK (Stuttgart-Möhringen) zur Bestimmung sandte: „..... ein Stielglied mit radiär geriefter Facette und fünfrippigem Axialkanal (Fam. *Rhodocrinidae* ?).“ Dieses Stück fand sich am Saurüssel zusammen mit *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESWORTH).

Alle anderen Reste von Crinoideen sind noch viel schlechter erhalten. Im günstigen Fall zeigt sich höchstens noch die Form des Achsenkanales: Pentagonal, pentalobat oder rund.

Fundorte: Falkenstein: Kandler-Stollen, Johannes-Stollen ober der Herrengrube, Riese zwischen Kandler-Stollen und Herrengrube, in der Umgebung des verfallenen Schleppwegstollens, Pfannholzstollen, Sigmund-Erbstollen, Wilhelm-Erbstollen.

Am Ringenwechsel unterhalb und östlich der Trojer Melkhütte, Scheidmahd-Rinne oberhalb des Steiges zum Scheidmahd-Oberbau, östlich des Rodaun-Oberlegers.

Im unteren Teil der Niklas-Riese (Schlitterberg).

Fossilfundstelle westlich des Albgatterls (Fügenberg).

Kratzaunkopf (Schlitterer Fügenberg).

Saurüssel (westlich des Reither Kogls).

Bei der Riedl-Ruine (Großkogel).

Thierberg-Südseite. Zusammen mit Orthoceren und Korallen.

Thierberg-Nordseite (Neubau-Stollen).

„St. Maria auf dem hohen Stein“ (Wildschönau).

Mollusca.

Zweischalerdurchschnitte,

die nicht näher deutbar sind, finden sich als Seltenheit im Schwazer Dolomit am Wege von Franziska auf den Rücken des Burgstalles (südöstlich Buch) und in der Söllbachl-Scholle (Fügenberg).

Gastropoden-Querschnitte.

Der eine (Turmschnecke) stammt von der Fossilfundstelle Saurüssel (westlich Reither Kogl), der andere aus dem Schwazer Dolomit vom Graber Joch.

Orthoceras spec. indet.

Zahlreiche, örtlich Gesteins-füllende Quer- und Längsschnitte sind vorhanden. Zwei Exemplare, die genau nach der Längsachse geschnitten sind, weisen einen Gehäusewinkel von 5° und 6° auf. Auch andere, nicht nach der Siphonalachse geschnittene Exemplare, sind außerordentlich schlank. Sie sind der Gruppe der Longicones (nach BARRANDE) zuordenbar. Die Orthoceren sind innigst mit dem Sediment verbunden. Lediglich ein Exemplar gab beim Auseinanderschlagen ein Stück glatten Steinkernes frei. Kammerung ist nur in einem Fall zu sehen. Der größte Querschnitt einer Wohnkammer mißt 3 cm. Weitere Aussagen sind unmöglich, weshalb diese Fossilien unbestimmbar bleiben.

Fundort: Südabhang des Thierberges (Alpbach), ober Außergraben, östlich Innergraben, Hösel-Alpe. Dunkelgrauer bis fast schwarzer, feinkörnig kristalliner Dolomit.

Bemerkungen zur Fauna.

Bisher hat sich der eigentliche Schwazer Dolomit, d. s. alle paläozoischen Dolomite, die westlich von Kitzbühel im Inntalraum vorkommen, als fossilreicher erwiesen. Bei der Neuaufnahme des Gebietes ist es erstmals gelungen, an verschiedenen Stellen im Schwazer Dolomit Fossilien zu finden, von denen auch einige näher bestimmbar waren. Es handelt sich um bestimmbare Korallen, die auch für die Alterseingliederung des Schwazer Dolomits maßgebend sind. Wenn auch die bestimmbaren Versteinerungen sich auf die untere Abteilung des Schwazer Dolomits beschränken, so ergibt sich doch aus dem Umstand, daß die bestimmbaren Fossilien Unter- bis Mitteldevon umfassen, klar, daß der Schwazer Dolomit kein silures Alter hat, sondern wohl zur Gänze devonisches Alter besitzt.

TRIAS.

Skythische Stufe.

A. Plantae.

Inkohlte Pflanzenreste

konnten in den Werfner Schichten an einigen Stellen gefunden werden: Im Schliergraben, bei Hochzeil (Thierbach) und im oberen Teil des Aulabaches (nordwestlich Niederau). Die besterhaltenen Pflanzenreste stammen allerdings aus dem Verbands der Muscheln führenden Werfner Schichten von der Fossilfundstelle westlich unterhalb Hochwiese (Mauken). Das Gestein ist am letztgenannten Fundort ein leicht kenntlicher heller, rauher Glimmerreicher Sandstein mit fein verteilten rostigen Tüpfchen. Er enthält beim Auseinanderschlagen einzelne, leider unbestimmbare Pflanzenreste, meist Stengel, die bis 5 cm Länge und eine Breite von 5 bis 7 mm haben. Die Fossilreste sind inkohlt, z. T. durch zersetzten Eisenkies braun gefärbt.

B. Animalia.

I. Invertebrata: Echinodermata.

Isocrinus spec. indet.

Fundort: Werfner Schichten, erratisch südlich Niederachen-Alpe (Wildschönau).

Weitere Crinoideen-Glieder von pentagonalem Umriß aus der Dolomitlinie am Steig zum Schleppweg (nordwestlich Niederau).

Mollusca: Lamellibranchiata.

Myophoria costata (ZENKER) spec.

Fundorte im Aufnahmegebiet: Werfner Schichten.

- a) Erratisch, südlich Niederachen-Alpe (Wildschönau).
- b) Eingang der Wörgler Klamm.
- c) Westlich unterhalb Eisstein (südlich Wörgl).
- d) Kitzloch-Gewölbe (Mauken).

Myophoria ovata GOLDFUSS var. *trigona* ZIETEN.

Fundort: Werfner Schichten anstehend bei Mauken unterhalb Hochwiese (Westseite) und erratisch südlich Niederachen-Alpe (Wildschönau).

Myophoria ovata GOLDFUSS var. *elongata* GIEBEL.

Fundort: Mauken unterhalb Hochwiese (Westseite). Werfner Schichten.

(?) *Eumorphotis* an (?) *Pecten* spec. indet.

Fundort: Werfner Schichten (erratisch) südlich Niederachen-Alpe (Wildschönau).

Gervilleia mytiloides (SCHLOTHEIM) spec.

Diese variierende Gervillien-Form zeigt recht großwüchsige Exemplare, so von der zerschlagenen Platte südlich der Niederachen-Alpe (bis 37 mm Länge) und, an Größe kaum nachstehend, allerdings schlecht erhalten, aus dem ockrigen Sandstein des Kitzloch-Gewölbes (Mauken). Besser erhalten sind die Versteinerungen am Eingang der Wörgler Klamm, aber fast durchwegs kleine Formen, schlecht erhalten hingegen jene westlich unterhalb Eisstein (südlich Wörgl).

II. Vertebrata:

Ein unbestimmbarer Wirbeltierrest aus den Werfner Schichten fand sich im hellen Quarzsandstein mit hellgrünen sandigen Schiefertonzwischenlagen anstehend im oberen Teil des Aulabaches (nördlich Oberau). Es handelt sich um einen Schmelzrest.

C. *Vestigia vitae* (Lebensspuren).

1. Buntsandstein: ein dunkelroter Schiefertone, der sehr viele helle Glimmerschüppchen enthält, ist ganz erfüllt mit fossilen Kriechspuren von wechselnder Breite bis 1 cm, die aber keinerlei kennzeichnende Merkmale aufweisen. Sie liegen in der Schichtenfläche.

Fundorte: Abbrüche westlich Raffl (ober Rotholz) und in der Wildschönau unterhalb Wildmoos, oberhalb Häringer usw. Schiefertone aus der unteren Abteilung des Buntsandsteins.

2. Werfner Schichten:

Arenicolites SALTER.

Schnitte in der Schichtfläche: Ovale bis fast kreisrunde Zeichnungen, meist von schwarzen Verfärbungshöfen umgeben, heben sich deutlich vom übrigen Sediment ab. Der Durchmesser schwankt zwischen 1,2 bis 2,5 mm, erreicht maximal 4 mm. Die Kreise sind meist etwas weniger fest als das umgebende Gestein (Dolomitsandstein), enthalten etwas Eisenvitriol, sind aber bald mehr, bald weniger tonig; heller, sonst aber von gleicher Beschaffenheit.

Schnitte senkrecht zur Schichtfläche zeigen, daß diese in der Schichtfläche oval bis kreisförmig angeschnittenen Gebilde als Stengel schräg, selten senkrecht durch die Schichtung durchsetzen. Leichte Krümmung ist vielfach zu beobachten. An den Stengeln sind ab und zu auch Gabelungen zu erkennen. Das Sediment ist deutlich geschichtet.

Die Unterseite der Gesteinsplatte ist reliefartig gestaltet. In Vertiefungen haften noch geringe Spuren eines grünlichen Schiefertones. Löcher entpuppen sich als die untere Öffnung der Röhren, deren Ausfüllung die oben beschriebenen Stengel sind. Dieselben führen oft ziemlich schräg nach innen, sind manchmal gegeneinander gerichtet oder auch durch einen gewundenen Gang miteinander verbunden. Inkohlte Substanz ist nicht vorhanden. Somit scheidet Pflanzennatur aus. Diese Gebilde, im ganzen betrachtet, sind U-förmige Bohrgänge ohne Spreitenbildung. Nach der von R. RICHTER aufgestellten Systematik sind sie *Arenicolites* SALTER zuordenbar.

Die Ablagerungsfolge geht aus der Lage der Muscheln hervor:

Oben: Muschelpflaster (Wölbung der Schalen meist nach oben gerichtet).

Mitte: Lage mit *Arenicolites* SALTER.

Unten: Anhaftende Spuren einer Tonlage.

Arenicolites SALTER ist aus dem germanischen Buntsandstein bekannt geworden. Im Aufnahmegebiet fanden sich solche Lebensspuren bei Mauken westlich unterhalb Hochwiese.

Dort finden sich noch:

Kriechspuren,

halbkreisförmige Eindrücke, bis $1\frac{1}{2}$ cm Durchmesser in einer schmutzigen bis grünlichen, feinsandigen Schiefertons-Zwischenlage, die von Sandstein der Hangendplatte ausgefüllt sind. Das weichere Material wird leicht ausgewaschen und der festere Sandstein mit den leistenartigen, sich mehrfach überkreuzenden Erhabenheiten bleibt übrig. Anzuführen ist noch, daß diese Ausfüllungen ganz anders gestaltet sind als jene aus dem unteren Buntsandstein an anderen Stellen des Aufnahmegebietes.

Bemerkungen zur Fauna.

Die Muscheln sind durchwegs als Abdrücke überliefert. Crinoideen-Reste hingegen sind noch mit ihrer ursprünglichen Substanz erhalten. Die verschiedene Größe der Bivalven, einzelne größere neben zahlreichen kleineren derselben Gattungen deutet darauf hin, daß die Lebensbedingungen zur Absatzzeit ungünstig waren. Man könnte zeitweiliges Zurückweichen der Wasserbedeckung vermuten, was dann zum Absterben dieser Organismen geführt hat.

Bisher wurden aus den Werfner Schichten des Aufnahmegebietes außer unbestimmbaren Pflanzenresten (A. CATHREIN, 1877, S. 139) keine Fossilien bekannt.

Anisische Stufe.

A. Plantae.

Kalkalgen.

Ein unbestimmbarer Kalkalgen-Rest wurde in einem Dünnschliff des Hornsteinknauerkalkes oberhalb des Lagers Felsenkeller (nordöstlich Schwaz) zufällig angeschnitten.

B. Animalia.

I. Invertebrata: Protozoa.

Foraminiferen

aus demselben Gestein, in dem sich der Kalkalgen-Rest fand, sind äußerst stark umkristallisiert, aber deutlich als solche noch zu erkennen, jedoch nicht näher bestimmbar.

Echinodermata.

Entrochus liliiformis SCHLOTHEIM spec.

Fundort: Unterhalb Kogelmoos. Anisischer Crinoideen-Dolomit.

Entrochus silesiacus BEYRICH.

Fundort: Crinoideen-Dolomit unterhalb Kogelmoos.

Dadocrinus gracilis (BUCH).

Fundort: Anisischer Crinoideen-Dolomit oberhalb der Hofer Wiesen (Gallzein).

Isocrinus dubius (BEYRICH).

Fundort: Kalkzwischenlage im anisischen Trias-Dolomit östlich ober Hof „Stein“ (Gallzein).

Isocrinus spec. indet.

Unter den ausgewitterten Crinoideen im anisischen Dolomit kann man vereinzelt auch Glieder von gerundetem fünfseitigen Umriß mit mäßig weit eingelappten Seiten erkennen. Diese Form fand sich unterhalb Kogelmoos und ober den Hofer Wiesen (Gallzein).

Weiters fanden sich noch Pentagone in einer sandigen Zwischenlage des anisischen Dolomits über den Werfner Schichten im Rampbach-Graben.

„*Cidaris*“ spec. indet.

Aus den körnig-kristallinen Dolomiten vom Bucher Graben wenig oberhalb der Sperre von Gasteig liegt nur ein einziges, unbestimmbares, dorniges Stachelfragment vor.

Mollusca: a) Scaphopoda.

Dentalium (an *Entalis* ?) spec. indet.

Eine kalkige Zwischenlage im Trias-Dolomit am Waldrande ober Gattern (Gallzein) lieferte ein Gesteinsstück, das aus lauter Crinoideen-Gliedern besteht. Eine Zwischenlage desselben ist erfüllt mit Scaphopoden-Abdrücken und -Steinkernen, offenbar nur von einer einzigen Art, es dürfte sich um *Dentalium* handeln.

b) Gastropoda.

Worthenia aff. *hausmanni* (GOLDFUSS) spec.

Ein Abdruck fand sich zusammen mit dem vorhin beschriebenen Fossil.

Murchisonia (*Cheilotoma*) cfr. *acuta* (MÜNSTER) spec.

Nach langem Suchen konnte endlich auch ein Gastropoden-Abdruck im Crinoideen-Dolomit oberhalb der Hofer Wiesen (Gallzein) gefunden werden.

c) Cephalopoda.

Orthoceras spec. indet.

Zahlreiche schlanke Steinkerne finden sich in einer Glimmer führenden, mergeligen Zwischenlage in einer Kalkbank im anisischen Dolomit eingebettet. Lediglich ein Exemplar weist die Wohnkammer auf. Es ist anzunehmen, daß diese Orthoceren nicht viel über Bleistiftdicke hinauswuchsen.

Fundorte: 1. Fossilfundstelle am Waldrand ober Gattern (Gallzein), jedoch nicht in ganz derselben Lage, wie die übrigen von dort beschriebenen Fossilien.

2. Unterhalb Hoch-Gallzein. Abweichend von diesen dünneren Exemplaren ist

Orthoceras spec. indet.,

ein einzelnes Stück, das in seinem gekammerten Teil einen Durchmesser bis zu 2 cm erreicht.

Fundort: Erratisch aus der Moräne von Ober-Elbach (Zimmermoos).

Das Gestein ist zweifellos aus der nächsten Nähe zu beziehen.

Zu erwähnen sind dann noch zwei

globöse Ammoniten

aus dem Hornsteinknauerkalk unterhalb von Kogelmoos. Sie sind leider unbestimmbar.

II. Vertebrata: Pisces.

Saurichthys acuminatus AGASSIZ.

Erhalten ist lediglich ein kaum $\frac{1}{2}$ mm langes, schwarzes, glattes Zähnen mit einer noch gut erkennbaren Furchung, die Spitze und Sockel trennt.

Fundort: Kalkeinlagerung im Dolomit von Holz (Zimmermoos). Daneben finden sich im selben Handstück glatte, rhombische Fischschuppen und Fragmente von glatten Zähnen.

Bemerkungen zur Fauna.

Die Crinoideen entsprechen den aus dem benachbarten Karwendelgebirge beschriebenen Formen. Sie treten im anisischen Dolomit stellenweise gesteinsbildend auf. Abgesehen von den Orthoceren, die noch einigermaßen häufiger sind, sind alle anderen Formen selten.

Ladinische Stufe.

A. Plantae.

Teutloporella herculea (STOPPANI) spec.

Gut erhaltene und eindeutig im Dünnschliff bestimmbare Kalkalgen aus dem Ramsau-Dolomit der Kragenjoch-Südseite (nördlich Steinrinn, Wildschönau).

B. Animalia.

I. Invertebrata. Protozoa.

Foraminiferen.

Dünnschliffe aus den Grenzpartien von Kalk zu mergeligen Zwischenlagen der Partnach-Schichten vom Steinbruch bei St. Margarethen zeigen massenhaft Foraminiferen. Sehr schlecht erhaltene Foraminiferen kommen auch vereinzelt im Ramsau-Dolomit vor.

Coelenterata.

Korallen

kommen im Ramsau-Dolomit an der Mündung des Steiner Baches in die Kundler Ache als Seltenheiten vor. Ihre Erhaltung ist denkbar schlecht.

Echinodermata.

Crinoideen-Reste

sind im Ramsau-Dolomit nicht selten als Querschnitte zu erkennen. Mehrere verbundene Stielglieder fanden sich am Berghang zwischen Lahntal und Wörgl.

„*Cidaris*“ spec. indet.

Vorhanden ist eine plumpe Seeigelkeule (Fragment), die fest dem Gestein anhaftet.

Fundort: Kundler Klamm (etwas nördlich der Ramsbach-Mündung). Obere Abteilung des Ramsau-Dolomits.

Molluscoidea.

Bryozoe ?

Die Bruchfläche eines hellen Ramsau-Dolomitstückes zeigt ein durch seine viel dunklere Farbe sich stark abhebendes ästiges Gebilde. Es ist wohl eine Bryozoen-Kolonie. Das Material eignet sich wegen der Brüchigkeit nicht zur Herstellung eines Dünnschliffes, der die Feinheiten des Baues zeigen könnte.

Fundort: Östlich der Lahnbach-Mündung zwischen Kundl und Wörgl. Ramsau-Dolomit.

? *Rhynchonella* spec. indet.

Eine glatte Ventralklappe mit Faserstruktur. Die Bestimmung ist unsicher, da die maßgebende Wirbelpartie fehlt.

Fundort: Partnach-Schichten vom Steinbruch bei St. Margarethen.

Mollusca: a) Lamellibranchiata.

? *Macrodon* spec. indet.

Fundort: Östlich Rattenberg, Ramsau-Dolomit.

Myophoria nova species.

Eine rechte schief orientierte, gewölbte Klappe liegt vor. Ihr Unterrand ist etwas abgesplittert. Die Schalenoberfläche ist mit eng gescharten Anwachsstreifen bedeckt. Die Innenseite ist, wie der Steinkern zeigt, glatt. Neben der stumpfen, glatten Areakante ist eine ebensolche extraareale Kante vorhanden. Die Schalenoberfläche ist außerdem fein radial gestreift. Jede Halbarea ist nach außen konvex. Wülste fehlen. Der SEEBACH'sche Quotient (Verhältnis des Abstandes vom Unterrand der extraarealen Kante bis Areakante: Länge der Areakante) beträgt ungefähr 1:2,6. Die Länge der Klappe mißt etwa 14 mm, ihre Höhe 14 mm. Das Verhältnis von Länge zur Höhe beträgt ungefähr 1:1. Die Wölbung ist nicht meßbar. Das Schloß läßt sich nicht beobachten.

Mein Exemplar schließt sich an *Myophoria transversa* (BORNEMANN) var. *subkeuperina* ZELLER an (F. ZELLER, 1908, S. 92. Eine wegen ihrer schlechten Erhaltung unzureichend beschriebene und nicht abgebildete Varietät). Nach E. RÜBENSTRUNK (1909, S. 182) ist jedoch der SEEBACH'sche Quotient für *M. transversa* (BORNEMANN) 1:2,00. Also ist dieser Abstand größer. Mit der vorhin beschriebenen Varietät ist die schwache Berippung gemeinsam; allerdings fehlt die radiale Streifung. Nach dem SEEBACH'schen Quotienten schließt sich vorliegendes Exemplar an *Myophoria vulgaris* (SCHLOTHEIM) (E. RÜBENSTRUNK, 1909, S. 171). Bei dieser Form schwankt aber der Quotient innerhalb der Grenzen 1:2,40 bis 1:2,79.

Fundort: Partnach-Schichten vom Steinbruch bei St. Margarethen.

Megalodon (*Neomegalodon*) nova species.

(Abb. 7)

An einer Stelle finden sich im Ramsau-Dolomit (Fossilfundstelle Bumberg oder Kundl) nicht selten kleine Megalodonten in recht guter Erhaltung. Zwei gut erhaltene Innenabdrücke sind ganz nahe beisammen, sodaß sie sich fast berühren, eine linke und eine rechte Klappe. Außerdem sind noch Abdrücke von einer weiteren rechten und einer unvollständigen linken Klappe erhalten, daneben fragmentarische Außenabdrücke.

Im Schloßbau gleichen die aufgefundenen Stücke *Megalodon* aff. *rimoso* (MÜNSTER), abgebildet bei F. FRECH (1904 Abb. 102 a) der äußere Umriß hingegen *Megalodon rostratus* (LAUBE). Letztere Vergleichsform ist jedoch bitrunkat.

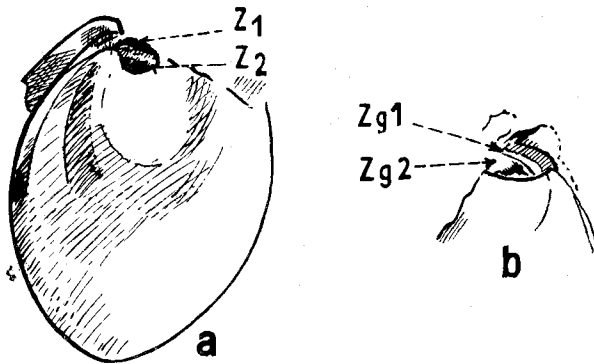


Abb. 7. *Megalodon* nov. spec. (zirka 4/1).

Innenabdruck von a) einer linken, b) einer rechten Klappe. Z1 = Hauptzahn, Z2 = Seitenzahn, Zg1 = Zahngrube des Hauptzahnes, Zg2 = Zahngrube des Seitenzahnes.

Die Wölbung ist für einen *Megalodon* mäßig, bei beiden Klappen etwa gleich stark. Muskelabdrücke sind nicht erhalten. Die Arealkante ist auf den Außenabdrücken scharf und auch auf den Steinkernen deutlich und gut ausgeprägt, die Area groß. Die Außenseite ist glatt, Abmessungen einer rechten Klappe: 11,5 mm hoch, 10 mm lang; die Wölbung beträgt etwa 3 mm. Vergleich mit der nächst verwandten Form:

Megalodon minutus (KLIPSTEIN) (1845, S. 261, Taf. XVII, Fig. 11 a, b) eine wie schon R. HÖRNES (1880, S. 19 [107]) bemerkte, „nur unzureichend“ beschriebene Form aus den Cassianer Schichten. Aus Text und Abbildung lassen sich jedoch recht scharfe Unterschiede herausfinden. *M. minutus* (KLIPST.) zeigt, abgesehen vom Wirbel, einen fast kreisrunden Umriß. Auch ist der Wirbel — was den Hauptunterschied bildet — stark eingekrümmt. Die neue Form ist breiter und niedriger, die Arealkante nur wenig gebogen und der Wirbel nicht einwärts gekrümmt. Zusammen mit dieser neuen Spezies fand sich noch:

Megalodon (*Neomegalodon*) spec. indet.

Fundort: Bumberg ober Kundl. Ramsau-Dolomit.

Daonella pichleri (MOJSISOVIC).

Diese Form stimmt genauestens überein mit *Daonella obliqua* MOJS., einer Spezies, die E. KITTL als Jugendform von *Daonella pichleri* MOJS. berichtigte.

Fundort: Fallstück östlich der Lahnbach-Mündung bei Wörgl. Ramsau-Dolomit.

? *Daonella moussoni* MERIAN.

Eine schwarze, nur ein paar Zentimeter mächtige, mergelige Zwischenlage in den Partnach-Kalken des Steinbruches bei St. Margarethen enthielt eine Halobiiden-Klappe.

Daonella spec. indet.

aus der Gruppe der *D. tyrolensis* nach E. KITTL (1912).

Fundort: Weg vom Aubachhäusl nach Öd bei zirka 760 m Meereshöhe (Lahntaler Wald). Ramsau-Dolomit.

indet. *Daonella* an *Halobia*.

Auf den Grenzflächen der Kalkbänke zu den mergeligen Zwischenschichten kommen im Steinbruch bei St. Margarethen stellenweise ganze Pflaster von verdrückten, unbestimmbaren Halobiiden vor (Partnach-Schichten).

b) Gastropoda.

Murchisonia (Cheilotoma) spec. indet.

Fundort: Fossilfundstelle Bumberg. Ramsau-Dolomit.

Amauropsis ?

Fundort: Fossilfundstelle an der Thierbach-Straße inner Saulueg. Ramsau-Dolomit.

Loxonema spec. indet.

Fundort: Fossilfundstelle Bumberg ober Kundl. Ramsau-Dolomit.

Promathildia aff. *tenuicarinata* ASSMANN.

Fundort: Fallstück östlich Rattenberg. Ramsau-Dolomit.

c) Ammonoidea.

Ein kleines, verkiestes

Ammoniten-Bruchstück

aus den Partnach-Schichten vom Steinbruch bei St. Margarethen ging leider verloren.

Karnische Stufe.

A. Plantae.

Sphaerocodium bornemanni ROTHPLETZ.

Diese „Kugelalge“ wurde an mehreren Stellen gesteinsbildend nachgewiesen:

1. Rattenberger Schloßtunnel.
2. Wasserfallgraben südöstlich Radfeld.
3. Larchgraben (Mauken).
4. Zimmermoos-Graben.
5. Maukenötz.
6. Umgebung von Brach (ober Kundl).
7. Silberberg-Graben.
8. Gebiet Brunnwald-Bergwiese (südlich Kundl).

B. Animalia.

I. Invertebrata: Protozoa.

Foraminiferen.

Schon A. ROTHPLETZ (1891) erwähnt bei der Beschreibung von *Sphaerocodium bornemanni*, daß die Alge bei fortschreitendem Wachstum auch Foraminiferen einschließt. Diese Feststellung ROTHPLETZ's ist zu bestätigen.

Dünnschliffe dieser Alge haben einzelne Foraminiferen angeschnitten (Wasserfallgraben südöstlich Radfeld und Zimmermoos-Graben vor dem hohen Fall unterhalb der Holzalpe).

Foraminiferen, allerdings sehr schlecht erhalten, lieferte auch der Raibler (Opponitzer) Kalk unterhalb der Winkl-Kapelle (Zimmermoos).

Eine nähere Bestimmung der Foraminiferen war mir nicht möglich.

Coelenterata.

Kalkschwamm-Nadeln.

Im Opponitzer Kalk sind Kalkschwamm-Nadeln, mit wenigen bestimm- baren Gastropoden und unbestimmbaren Muscheln vergesellschaftet, unterhalb der Winkl-Kapelle (Zimmermoos) und weiter droben im selben Gesteinzug nächst dem verfallenen Schurfstollen schlecht erhalten aus- gewittert.

Einzelkoralle.

Ein unbestimmbarer Abdruck einer flachen, scheibenförmigen Koralle mit 6½ mm Durchmesser stammt aus den Mergeln der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken).

Echinodermata.

Isocrinus „propinquus“ WÖHRMANN—BATHER.

a) Verbundene Glieder:

Abmessungen Stück Nr.	Durchmesser (mm)	Gesamthöhe (mm)	Durchschnittshöhe eines Gliedes (mm)
1	2,2	2,5	0,51
2	2,8	2,2	0,73

Das Stück Nr. 1 stammt aus der unteren Abteilung der Raibler Schichten vom Zimmermoos-Graben vor dem Wasserfall unterhalb der Holzalpe. Das Stück Nr. 2 stammt aus den gleichen Schichten vom Seitengraben des Zimmermoos-Grabens innerhalb Bürgerhäusl. Beide Stücke sind vier- gliederig.

b) Isolierte Glieder finden sich häufig in den Raibler Schichten (untere Abteilung) des Brunnwaldes (östl. Kundl).

Gemessen wurde:

Durchmesser (mm)	Höhe (mm)
2,6	0,8
2,2	0,8
1,8	0,7

F. A. BATHER schreibt, daß die von S. v. WÖHRMANN beschriebenen Exemplare sich vom echten *Isocrinus propinquus* (MÜNST.) und *Isocrinus hercuniae* BATHER „in many respects“ unterscheiden. Aus diesem Grunde wurde hier vorläufig der Name beider Autoren angeführt und die Spezies unter Anführungszeichen gesetzt.

Isocrinus tyrolensis (LAUBE) var. α BATHER.

Fundort: Untere Abteilung der Raibler Schichten vom Wasserfallgraben südöstlich Radfeld.

Triadocidaris spec.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel der oberen Abteilung der Raibler Schichten.

„*Cidaris*“ *parastadifera* SCHAFFHÄUTL.

Fundort: Fallstück im Schuttkegel des Wasserfallgrabens (südöstlich Radfeld). Untere Abteilung der Raibler Schichten; Larchgraben (Mauken). Mergel der oberen Abteilung der Raibler Schichten.

Armreste einer unbestimmbaren Ophiure zeigt ein Fallstück aus dieser Gegend. Die Bestimmung als Ophiuren-Rest verdanke ich Frau Dr. H. DORECK (Stuttgart-Möhringen).

Vermes.

Serpula spec.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergeliger Kalk aus der oberen Abteilung der Raibler Schichten.

Molluscoidea: a) Bryozoa.

Ceriodora cnemidum (KLIPSTEIN) spec.

Fundort: Lumachelle vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Bryozoen- oder Spongien-Reste.

Winzige, zarte Kalkkrusten auf einer Lumachelle zeigen auf ihrer Oberfläche zahlreiche rundliche Mundöffnungen (Durchmesser der Öffnungen schwankt um $\frac{1}{20}$ mm). Es dürfte sich um Reste von Bryozoen oder Spongien handeln.

Fundort: Lumachelle aus der unteren Abteilung der Raibler Schichten vom Wasserfallgraben südöstlich Radfeld.

b) Brachiopoda.

Spiriferina gregaria SUESS.

Fundort: Untere Abteilung der Raibler Schichten des Zimmermoos-Grabens vor dem hohen Wasserfall unterhalb der Holzalpe.

(?) *Retzia* spec. indet.

Fundort: Mergel der oberen Abteilung der Raibler Schichten von der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken).

Thecospira spec. indet.

Ein unbestimmbarer Steinkern dieses Genus wurde in den Mergeln der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken) gefunden.

Dielasma woehrmannianum BITTNER.

Diese Fossilien zählen zu den häufigsten aus den Mergeln (obere Abteilung der Raibler Schichten) der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken).

Mollusca: a) Lamellibranchiata.

(?) *Palaeoneilo* spec. indet.

Fundort: Graben unterhalb Gasthaus Alpenrose (Zimmermoos). Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Leda (Nuculana) tirolensis WÖHRMANN.

Fundort: Raibler Lumachelle vom Larchgraben (Mauken). Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Nucula subaequilatera SCHAFFHÄUTL.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Macrodon juttensis (PICHLER).

Dieses Fossil zählt zu den häufigsten Fossilien in den Mergeln der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken), konnte aber auch in der anderen Fossilfundstelle dieser Abteilung (Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn) gefunden werden.

Macrodon spec. indet.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Anodontophora recta (GÜMBEL).

Fundort: Mergel der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

„*Anodontophora*“ spec. aff. „*A.*“ *weissenbachensis* (TOULA).

Fundort: Mergel vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Obere Abteilung der Raibler Schichten.

? *Anodontophora* spec. indet.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Myophoria inaequicostata KLIPSTEIN.

Ein gut erhaltener Innen- und zugehöriger Außenabdruck dieses zierlichen Fossils stammt aus den Mergeln vom Larchgraben (Mauken) der oberen Abteilung der Raibler Schichten.

In Mergeln der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn kommen außerordentlich häufig Abdrücke beider Klappen in ausgezeichneter Erhaltung vor.

Myophoricardium lineatum WÖHRMANN.

In großer Häufigkeit finden sich gut erhaltene Exemplare in schwarzem, rostig verwittertem Sandkalk aus den Gräben innerhalb Hech (Zimmermoos), nicht selten auch in Blöcken desselben Gesteins im Silberberg-Graben. Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Cardita guembeli PICHLER.

Fundort: Rostig angewitterter Sandkalk-Block vom Silberberg-Graben unterhalb der Brücke des Güterweges nach Scheffach. Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Typische, nicht näher bestimmbare *Cardita*-Reste fanden sich in der unteren Abteilung der Raibler Schichten vor:

1. Rattenberger Schloßtunnel in tonigem Oolith.
2. Seitengraben des Zimmermoos-Grabens innerhalb Burgerhäusl in Sandkalk.
3. In den Oolithen der Maukenöztz.
4. In den Oolithen vom Larchgraben (Mauken).
5. In den Oolithen um Brach ober Kundl.
6. In den Oolithen vom Brunwald (östlich Kundl).

Myophoriopsis richthofeni (STUR).

Auch jenes nach A. BITTNER (1895, S. 112) in den Nordalpen zu den größten Seltenheiten zählende Fossil fand sich in der Fossilfundstelle vom Larchgraben (Mauken, obere Abteilung der Raibler Schichten).

M. richthofeni (STUR) kommt allem Anschein nach auch in den Mergeln des Zimmermoos-Grabens innerhalb Hohenbrunn (obere Abteilung der Raibler Schichten) nicht selten vor. Eine sichere Bestimmung ist zwar nur an einem Exemplar möglich, doch dürften auch die anderen mit ziemlicher Sicherheit hierher zu stellen sein.

Megalodon (Neomegalodon) spec. indet.

Fundort: Raibler Mergel innerhalb Hohenbrunn im Zimmermoos-Graben. Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Schafhaeutlia astartiformis (MÜNSTER).

Fundort: Mergel der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Schafhaeutlia mellingi (HAUER) spec.

Abmessungen:

Fundort	Höhe (mm)	Länge (mm)
Sandkalk. Seitengraben des Zimmermoos-Baches innerhalb Hech	37	—
Mergel vom Larchgraben (Mauken) Obere Abteilung der Raibler Schichten	14,7 14,2 37,7	16 17,2 39
Mergel vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Obere Abteilung der Raibler Schichten	18 26 17 16,5	20,5 27 19 18

Im Vergleich ezu Aufsammlungen aus den Raibler Schichten vom Überhall (Karwendel) sind die Stücke aus dem Aufnahmegebiet kleinwüchsiger.

Avicula aspera PICHLER.

Ein schlechteres Exemplar stammt aus dem Sphärocodien-Oolith der unteren Abteilung der Raibler Schichten (Fallstück im Schuttkegel) des Wasserfallgrabens südöstlich Radfeld. Ein besser erhaltenes fand sich in der oberen Abteilung der Raibler Schichten im Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn.

Avicula cfr. *hallensis* WÖHRMANN.

Ein außerordentlich schlecht erhaltenes Fragment (linke Klappe) aus dem tonigen Raibler Oolith vom Rattenberger Schloßtunnel (Schutt) zeigt den hinteren Flügel teilweise erhalten.

Avicula stoppanii TOMMASI.

Fundort: Mergel der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Avicula stoppanii TOMMASI var. *semiradiata*, nov. var.

Viel besser erhalten als die Stücke von *Avicula stoppanii* TOMM. sind jene einer neuen Varietät. Ein Außenabdruck einer linken Klappe, ebenfalls hoch gewölbt, hat den gleichen Umriß wie die typische Form. Auch die Größe paßt recht gut dazu: Die Länge der Schloßlinie beträgt 19 mm. Der Unterrand fehlt leider. Die Anwachsstreifung ist auf beiden Formen gleich kräftig, auf den Ohren besonders stark. Diese Varietät unterscheidet sich von der Grundform durch das Vorhandensein radialer Rippen. Die letzte (hinterste) Rippe, besonders aber die vorletzte, ist am stärksten ausgeprägt. Nach vorne folgen 5, gerade noch mit freiem Auge erkennbare Rippchen. Selbst die stärkste radiale Rippe setzt etwa 5 mm unterhalb des Wirbels ein. Unter der Lupe erkennt man noch zusätzlich feinste Radialskulptur.

Auf demselben Gesteinsstück findet sich noch ein unvollständiges beidklappiges Exemplar als Abdruck. Die hintere Hälfte des Schalenrückens fehlt mit dem hinteren Ohr. Auf der gewölbten linken Klappe ist etwas Radialskulptur kenntlich. Die rechte Klappe ist etwas flacher und zeigt das radiale Element nicht. Das vordere Ohr ist dabei weniger scharf von der übrigen Schale abgesetzt. Eine ähnliche Radialskulptur finden wir auch bei der sonst anders geformten *Avicula arcuata* MÜNST. var. *bifrons* BITTN. (A. BITTNER, 1895, S. 68, Taf. VIII, Fig. 23). Auch hier zeigt die Grundform ebenfalls keine Radialskulptur. Beide finden sich in den süd-alpinen Cassianer Schichten.

Fundort: Zusammen mit zwei Exemplaren des Typus aus den Mergeln (obere Abteilung der Raibler Schichten) vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn.

Avicula sturi BITTNER.

Avicula sturi BITTN. fand sich zusammen mit *Avicula stoppanii* TOMM. und *A. stoppanii* TOMM. var. *semiradiata* nov. var. in der Fossilfundstelle im Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn (obere Abteilung der Raibler Schichten).

Avicula spec. indet.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Cassianella angustula GUGENBERGER spec.

Fundort: Raibler Mergel von der Fossilfundstelle Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Cassianella tenuistria (MÜNSTER).

Fundort: Seitengraben des Zimmermoos-Baches innerhalb Bürgerhäusl. Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Cassianella spec. indet.

Fundort: Sandkalk-Block im Graben innerhalb Hech (Zimmermoos). Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn stammen noch zwei unbestimmbare Cassianellen-Bruchstücke.

Halobia rugosa GÜMBEL.

Dieses Fossil stammt aus dem gleichen Sandkalk-Block wie *Cassianella* spec. indet.

Gervilleia bouéi (HAUER).

Fundort: Lumachelle vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Gervilleia (Angustella) angulata MÜNSTER.

Fundort: Mergel vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Gervilleia (Angustella) angusta MÜNSTER.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Mysidioptera incurvostriata GÜMBEL.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten (Entolium) filosus HAUER.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten (Entolium) hallensis WÖHRMANN.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten (Amussium) incognitus BITTNER.

Fundort: Lumachelle aus der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken).

Pecten schlosseri WÖHRMANN.

Fundort: Lumachelle aus der oberen Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken).

Pecten (Velopecten) aff. venustulo BITTNER.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten (Velopecten) spec. indet.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten (Chlamys) subalternicostatus BITTNER var. *asymmetricus*, nov. var.

Vorhanden ist ein vollkommen erhaltener Außenabdruck einer linken Klappe, 5 Wirbelpartien mit großenteils erhaltenen Ohren (meist Außenabdrücke) und zahlreiche weitere fragmentäre Außenabdrücke.

Beide Klappen sind deutlich schief orientiert. Der spitze Wirbel ragt nicht über den Schloßrand hinaus. Die gemessenen Winkel, die die beiden Ohrenansatzstellen einschließen, betragen 83°, 84°, 88°, 84°, 88°.

Zwischen die primären Rippen schalten sich in der Medianlinie der Furche feinere Rippen zweiter Ordnung ein. Die Rippen ersten Ranges strahlen von der Wirbelspitze aus. Bald schalten sich die Sekundärrippen ein, wobei beide Systeme bis zum Unterrand reichen. Die Rippenzahl beträgt etwa gegen 40. Lediglich an den äußersten Seitenrändern ist die Berippung unscharf. Der Rippenquerschnitt ist ründlich. Konzentrische Anwachsstreifen sind unter der Lupe deutlich. Sie kreuzen normal die Radialrippen ohne dabei Knoten oder Anschwellungen hervorzurufen. Selten hebt bei einzelnen Exemplaren sich in unteren Partien die eine oder andere Anwachslinie stärker heraus.

Die Ohren sind scharf von der übrigen Schale abgesetzt. Sie entspringen einer furchenartigen Einstülpung. Die Anwachsstreifung scheint auf den Ohren deutlicher ausgeprägt zu sein als auf der übrigen Schale. Diese Skulptur wird durch radial vom Wirbel ausstrahlende Streifung ergänzt. Das vordere Ohr ist leicht nach außen gewölbt. Nach der Gestalt der Ohren ist eine Orientierung der beiden Klappen möglich.

Abmessungen:

Höhe (mm)	Breite (mm)
18	16
19	18,5

Die Schalen sind also wenig höher als breit.

Die nächststehende *Pecten*-Art ist *P. subalternicostatus* BITTNER (1901, S. 44, Taf. V, Fig. 22—24) aus den Raibler Schichten des Bakonyer Waldes. A. BITTNER schreibt: „Dagegen finden sich in den Carditaschichten sowohl der Südalpen (Kärnthens), als der Nordalpen Formen, die unserem *P. subalternicostatus* entweder äußerst nahestehen oder sogar spezifisch identisch sind, wie bei einer anderen Gelegenheit (ist nie geschehen, der Verfasser) eingehender gezeigt werden wird.“

Vorliegende Exemplare stimmen mit jenen A. BITTNER's — abgesehen von der Asymmetrie und etwas breiteren Form — vollkommen überein.

Abmessungen der Exemplare bei A. BITTNER:

Höhe (mm)	Breite (mm)
21,3	18,0
19,5	16,5
22,5	18,0

Pecten subalternicostatus BITTN. kann daher als Grundtyp für die vorliegende Varietät gelten.

Verwandte und nahestehende Formen sind: *Pecten subdivisus* BITTNER (1901, S. 40, Taf. V, Fig. 15—17. Besonders durch die Zone flacher Radialdepression unterschieden), weiters (Lit. in: C. DIENER, Foss. Cat. pars 19, 1923): *Pecten inaequistriatus* GOLDFUSS, *P. broili* PHILIPP, *P. cislouensis* POLIFKA, *P. trettensis* POLIFKA, *P. viezzensis* WILCKENS, *P. egidii venantii* TOMMASI.

Zu WÖHRMANN's *Pecten subalternans* D'ORB. (1889, Taf. VII) ist noch zu bemerken: Die Abbildung 6 gehört keineswegs zu dieser Form. Die Ohren entspringen nicht einer furchenartigen Einstülpung der Schale. Auch sind in der Schachtel mit den Original Exemplaren (Bayerische Staatssammlung in München) Formen mit ähnlicher Berippung verwahrt, die einem anderen Genus von *Lima*-artigem Aussehen mit gegitterter Skulptur angehören. Das Original zur Abbildung 5 zeigt ein Ohr fast vollkommen erhalten, das andere, unvollständige zeigt aufwärtsgebogene Anwachslineien. Dieses Ohr ist das vordere. Auf dem hinteren ist die Anwachsstreifung verlorengegangen.

S. v. WÖHRMANN schreibt, daß die Ohren „parallel dem Schloßrand“ gestreift sind. Es wird aber auf dem einen Ohr eine Streifung beinahe senkrecht dazu gezeichnet. Es ist also Anwachsstreifung. Diese ist aber in Wirklichkeit auf dem vorderen Ohr vorhanden, also vertauscht. Das andere Ohr ist falsch ergänzt, sodaß man glaubt, es handelt sich um ein vollständiges Exemplar. Die furchenartige Einstülpung der Ohrenansatzstelle ist richtig dargestellt.

Die Sekundärrippen lassen sich hoch hinauf verfolgen. Gegen die Seitenränder hin ist die Berippung scharf. Ab und zu heben sich in der unteren Hälfte Anwachsstreifen ab. Die symmetrische Form ist richtig dargestellt. Unregelmäßigkeiten in der Berippung treten dadurch auf, daß zwei Hauptrippen einander benachbart sind und daß Sekundärrippen erst tiefer unten einsetzen. Andere Stücke (Fragmente) aus derselben Schachtel zeigen leichte Unregelmäßigkeit im Alternieren der Rippen. Benachbarte Radialrippen nehmen gleiche Größe an. A. PICHLER nannte solche Formen *Pecten formosus*.

Pecten formosus PICHLER (1857. S. 694) ist viel zu knapp beschrieben und das Original exemplar ist unauffindbar. S. v. WÖHRMANN vereinigt beide Formen.

WÖHRMANN's *Pecten subalternans* D'ORB. wurde im Fossilium Catalogus (pars 19, 1923, S. 80) von C. DIENER zum südalpinen *P. inaequalternans* PARONA gestellt. Aber C. F. PARONA schreibt in der Definition wortwörtlich

über die Lage der Sekundärrippen: „in nessun caso situata sulla linea mediana, ma sempre spostata alla sua destra od alla sinistra“. Der Umriß würde gut übereinstimmen. (C. F. PARONA, 1889, S. 89, Taf. VI, Fig. 7 a, b). Auch O. KÜHN (1953, S. 275) bezweifelt die Richtigkeit von C. DIENER's Vorgehen.

Da mir zu wenig Material vorliegt, muß die Stellung dieser Form noch unentschieden bleiben. Sicher ist jedoch, daß meine Form mit jener Form von S. v. WÖHRMANN nicht identisch ist, wengleich äußerst nahe steht.

Fundort: Larchgraben (Mauken) und Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Mergel obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten spec. indet.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Pecten spec. indet.

Fundort: Zimmermoos-Graben vor dem hohen Wasserfall unterhalb der Holzalpe. Schiefertone, untere Abteilung der Raibler Schichten.

(?) *Pecten* spec. indet.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Prospodylus ombonii (PARONA).

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Terquemia aff. *Terquemiae* spec. indet. TOULA.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

(?) *Philippiella* nov. spec. indet. aff. *Ph. obliquae* (MÜNSTER).
Vergleiche Lit. in: C. DIENER, Foss. Cat. pars 19, 1923, S. 124.

Ein Innenabdruck und ein zugehöriges Fragment des Außenabdruckes fand sich in den Mergeln vom Larchgraben (Mauken) in der oberen Abteilung der Raibler Schichten. Es handelt sich dabei um eine rechte, hoch aufgewölbte, offenbar festgewachsene Klappe. Der Umriß ist asymmetrisch. Die radialen Rippen sind manchmal etwas verbogen und alternieren ab und zu mit einer feineren Rippe. Wo Anwachsstreifen die Radialrippen kreuzen, heben sie sich dachziegelartig ab.

Abmessungen: 24 mm hoch, 1,95 mm breit. Die größte Wölbung der Klappe ist nicht meßbar.

Als nächste Verwandte können gelten *Philippiella obliqua* (MÜNSTER), abgebildet als *Terquemia obliqua* bei A. BITTNER (1895, Taf. XXIII, Fig. 2 bis 7) und *Philippiella* nov. spec. indet. aff. *obliquae* (MÜNSTER.) TOULA (1910, Taf. XII, Fig. 2. *Terquemia?*)¹⁾. Um das Genus festzustellen, ist vorliegendes Exemplar zu unvollständig.

¹⁾ C. DIENER läßt im Fossilium Catalogus das Fragezeichen hinter dem Genus weg.

Plicatula (Pseudoplacunopsis) fissistriata (WINKLER) spec.

Fundort: Mergel vom Larchgraben und Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn (obere Abteilung der Raibler Schichten) und von der Fossilfundstelle Ramsbach östlich Brach ober Kundl (untere Abteilung der Raibler Schichten).

Anmerkung: Im Larchgraben fand sich ein schwacher Ansatz zu einer „Austern-Bank“.

Dimyodon wehrmanni BITTNER.

Fundort: Lumachelle vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

? *Placunopsis* spec. indet.

Fundort: Mergel vom Larchgraben (Mauken). Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Placunopsis (?) nova species.

Eine sehr gut erhaltene, kleine, schwarz glänzende Schale gleicht in ihrem Aussehen stark *Pecten alberti* (GOLDFUSS) und zwar der niederschlesischen Form, die F. NÖTLING (1880, Taf. XIV, Fig. 3) abgebildet hat. Bei näherem Zusehen erkennt man jedoch, daß vorliegende Form überhaupt einem anderen Genus angehört.

Die Berippung ist außerordentlich dicht und fadenförmig. Nach ihrer Stärke kann man dreierlei Ordnungen von Rippen feststellen. Die Rippenvermehrung erfolgt teils durch Einschaltung neuer Rippen, teils durch Spaltung. Bei zunehmender Entfernung vom Wirbel werden die Rippen kräftiger. Konzentrische Anwachsstreifung ist schwach. Manchmal werden die Radialrippen an Stellen, wo sie die Anwachsstreifen queren, aus der Richtung abgelenkt. Die Radialrippen reichen bis zum Unterrand. Der Wirbel ragt nicht über den Schloßrand vor. Wie aus dem Verlauf der Anwachsstreifung hervorgeht, ist der Unterrand unvollständig. Der Umriß ist rund, die Wölbung mäßig. Es liegt eine rechte Klappe vor.

Fundort: Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Ostrea (Lopha) montis caprilis KLIPSTEIN.

Fundort: In der unteren Abteilung der Raibler Schichten vom Ramsbach östlich Brach ober Kundl und in der oberen Abteilung (Mergel) vom Larchgraben (Mauken) und Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn.

Myoconcha spec. aff. *M. gastrochaenae* (DUNKER).

Fundort: Mergel vom Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Obere Abteilung der Raibler Schichten.

Mytilus (an *Modiola* ?) *alpinus* GÜMBEL.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

(?) *Modiola* spec. indet.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

b) Scaphopoda.

Dentalium arctum PICHLER.

Fundort: Mergeliger Kalk aus der unteren Abteilung der Raibler Schichten vom Larchgraben (Mauken), wo sie außerordentlich häufig vorkommen, weiters als Steinkerne und Abdrücke in den Mergeln der oberen Abteilung der Raibler Schichten aus derselben Gegend.

c) Gastropoda.

Eucycloscala binodosa (MÜNSTER) spec.

Fundort: Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Eucycloscala spec. indet. cfr. *E. ornata* (MÜNSTER) spec.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Raiblia nova species aff. *gracilis* (WÖHRMANN).

S. v. WÖHRMANN (1894, S. 682, Taf. VIII, Fig. 8, 8 a, b)¹⁾ beschrieb aus den untersten Raibler Schichten vom Halleranger (Karwendel) eine kleine spitz kegelförmige Schnecke (9 mm hoch, 5,5 mm breit, 8 Umgänge) unter dem Namen *Diplocheilus gracilis*. Sie lag ihm als Einzelfund vor.

Dieser Form steht nun vorliegendes, gut erhaltenes Exemplar, welches ebenfalls ein Unikum darstellt, nahe. Es ist aber viel kleiner (2,5 mm hoch, 1,8 mm breit) und umfaßt dabei nur halb so viele Umgänge (4). Die Nähte zwischen den Umgängen sind tief eingesenkt. Am Umgang selbst sind zwei Kiele stark ausgeprägt, sie sind gekörnelt und werden durch eine Furche voneinander getrennt. An der Unterseite des Umganges ist noch eine leichte Abstufung unterhalb des unteren Kieles in Form einer leichten Aufwölbung der Schale kenntlich. Die beiden Kiele sind etwas in den unteren Teil des Umganges gerückt. Von der oberen Naht zum unteren Kiel fällt die Schale nicht gleichmäßig dachförmig ab, vielmehr besitzt sie auch hier ähnlich wie an der Unterseite eine kielförmig umlaufende Vorwölbung. Bei starker Vergrößerung sind am Umgang auch schwache Anwachsstreifen zu erkennen.

Fundort: Lumachelle aus dem Raibler Oolith vom Brunwald (östlich Kundl). Untere Abteilung der Raibler Schichten.

Raiblia nova species.

Eine kleine spitz kegelförmig, nicht spitz konisch, aufgewundene Schnecke trägt zwei scharfe Kiele auf den Umgängen. Die Breite des Feldes, das die Kiele voneinander trennt, beträgt etwa das Doppelte der Breite des oben anschließenden Nahtfeldes. Die Basis ist spiral gestreift. Die Mündung ist nicht erhalten.

¹⁾ Weitere Literatur in: C. DIENER, Foss. Cat. pars 81, 1940, S. 280.

Maße: Höhe = 7 mm. Breite der untersten Windung = 2,7 mm.
10 Umgänge.

Raiblia geyeri (GUGENBERGER)¹⁾ steht mit ähnlich spitzem Gehäusewinkel und ähnlicher Skulptur vorliegender Form am nächsten.

Fundort: Untere Abteilung der Raibler Schichten vom Wasserfallgraben südöstlich von Radfeld.

Neritopsis spec. indet. aff. *N. subornatae* (MÜNSTER) spec.

Fundort: Zimmermoos-Graben innerhalb Hohenbrunn. Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Purpuroidea spec.

Fundort: Obere Abteilung der Raibler Schichten (Opponitzer Kalk) unterhalb der Winkl-Kapelle (Zimmermoos).

Natica spec.

Gleicher Fundort wie obiges Fossil.

Loxonema spec. indet.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

? *Loxonema* spec. indet.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergel, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Undularia (Protorcula) laevis (PICHLER) emend.

(Abb. 8)

A. PICHLER beschrieb in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1890 im Artikel „Zur Geologie von Tirol“ Seite 93 *Chemnitzia laevis*. Eine Abbildung dazu wurde allerdings nicht gegeben.

Das Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck verwahrt unter der Inventarnummer 3770/31 zwei Gastropoden, gesammelt aus den Raibler Schichten von Prof. A. PICHLER. Die Etikette ist Handschrift vom Sammler selbst. Die Bestimmung lautet *Turritella laevis* PICHLER. Zweifellos sind dies die Original Exemplare. Die Beschreibung paßt auch recht gut dazu. Das Inventarverzeichnis gibt als Fundort „Mieming“ an, was mit der Literatur übereinstimmt. An einem Exemplar fehlt die Spitze, das zweite stellt eine Spitze dar. Es sind also „Bruchstücke, die einander ergänzen“.



Abb. 8.

¹⁾ Lit. in: A. KUTASSY, Foss. Cat. pars 81, 1940, S. 280.

A. PICHLER's Beschreibung ist noch hinzuzufügen, daß das besser erhaltene (= erstgenannte) Exemplar unter der Lupe an einer Stelle die geschwungene Anwachsstreifung auf den Umgängen und Kielen zeigt. Die beiden Schnecken sind aber durchwegs als „glatt“ zu bezeichnen. Beide Nahtkeile sind gleich stark. Der Gehäusewinkel beträgt etwa 15° (7° bei A. PICHLER gehen darauf zurück, daß man damals vereinzelt nur den halben Winkel gemessen hat). Die Höhe eines Umganges entspricht der Hälfte der Breite. Die Mündung fehlt.

A. PICHLER führt zum verwandtschaftlichen Vergleich *Turritella reflexa* MÜNST. (*Chemnitzia* LAUBE)¹⁾ an, was entschieden mißlungen ist. S. v. WÖHRMANN (1894, S. 676) erwähnt „*Pseudomelania* (*Chemnitzia*) *laevis* PICHLER“ und führt an, daß die Originale verschollen sind.

A. PICHLER's *Chemnitzia laevis* ist keine *Chemnitzia*, sondern eine *Protorcula*. Somit lautet der richtige Name *Undularia* (*Protorcula*) *laevis* (PICHLER).

Beziehungen zu verwandten Formen:

Protorcula larica KITTL (S. 185, Taf. XV, Fig. 26—27) ist viel breiter und zeigt außerdem breitere Anwachsstreifung. Als nächst verwandte Form ist eine von F. BROILI (1907, S. 126, Taf. XI, Fig. 36—37) als *Protorcula* spec. beschriebene Form anzuführen: Diese beiden Exemplare sind um die Hälfte kleiner. Die Kielstärke ist bei ihnen differenziert, der untere ist stärker als der obere. Scharfe Anwachsstreifen sind bei BROILI's Exemplaren vorhanden, was auf ein „Verwitterungsstadium der Gehäuse zurückzuführen sein“ dürfte.

Vorkommen: A. PICHLER beschrieb seine Form aus den Raibler Schichten von Mieming (Oberinntal).

Im Aufnahmegebiet: Ein, allerdings schlecht erhaltenes Fragment eines Abdruckes aus den Mergeln vom Larchgraben (Mauken, obere Abteilung der Raibler Schichten) besteht aus mehreren Umgängen mit zwei gleich großen Kielen. Dieses Exemplar ist mit Bestimmtheit hierher zu zählen.

d) Cephalopoda.

Carnites floridus (WULFEN).

Fundort: Sandkalk-Block aus dem Graben innerhalb Hech (Zimmermoos) zusammen mit: *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Cassianella* spec. indet., *Halobia rugosa* GÜMB., und *Myophoricardium lineatum* WÖHRM.

Carnites spec. indet.

Fundort: Raibler Oolith, Zimmermoos-Graben vor dem hohen Wasserfall. Untere Abteilung der Raibler Schichten.

II. Vertebrata. Pisces.

Saurichthys acuminatus AGASSIZ.

Fundort: Wasserfallgraben (südöstlich Radfeld). Lumachelle, untere Abteilung der Raibler Schichten.

¹⁾ = *Loxonema* (*Anoptychia*) *carinata* (MÜNST.) spec.

Gyrolepis spec.

Auf einer kleinen Fischschuppe verlaufen deutliche, etwas wellig gebogene Runzeln parallel der längeren Diagonale.

Fundort: Wasserfallgraben südöstlich Radfeld. Lumachelle, untere Abteilung der Raibler Schichten.

Glatte, rhombische Fischschuppen kommen im Larchgraben (Mauken) sowohl in der unteren als auch in der oberen Abteilung der Raibler Schichten vor.

Colobodus ornatus (AGASSIZ) spec.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergeliger Lumachellenkalk, obere Abteilung der Raibler Schichten.

Reptilia.

Placodontier-Zahn.

Ein Bruchstück eines schwarzen Pflasterzahnes ist nicht näher bestimmbar.

Fundort: Larchgraben (Mauken). Mergeliger Lumachellenkalk, untere Abteilung der Raibler Schichten.

Bemerkungen zur Fauna.

Von den 85 verschiedenen Tierformen, die aus den Raibler Schichten dieser Gegend gesammelt wurden, ist leider nur etwas mehr als die Hälfte genau bestimmbar.

S. v. WÖHRMANN (1894, S. 693 ff.) hat auf Grund seiner stratigraphischen Aufsammlungen eine faunistische Zweiteilung der Raibler Schichten geschaffen: Eine untere Abteilung = *Cardita*-Schichten engeren Sinnes und eine obere Abteilung = Torer Schichten. Im Aufnahmegebiet konnten in der Berchtesgadener Fazies beide Horizonte auch fossilmäßig nachgewiesen werden. In der anderen Fazies, der Hohenegg-Fazies, ist nur der untere Horizont an Fossilien belegt, im oberen Horizont sind Fossilien zu spärlich.

Übersicht der Fauna nach beiden Faziesgebieten getrennt:

1. Hohenegg-Fazies.

a) Unterer Horizont.

Sphaerocodium bornemanni ROTHPL., *Isocrinus „propinquus“* WÖHRM.-BATH., (?) *Palaeoneilo* spec. indet., *Myophoricardium lineatum* WÖHRM., *Cardita guembeli* PICHL., *Schafhaeutlia mellingi* (HAU.) spec., *Cassianella tenuistria* (MÜNST.), *Cassianella* spec. indet., *Halobia rugosa* GÜMB., *Ostrea (Lopha) montis caprilis* KLIPST., *Carnites floridus* (WULFEN).

b) Oberer Horizont.

Die vielfach vorhandene, geringmächtige Bank von Oolith (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL., bis 2 Dezimeter) liegt bereits in der kalkig-dolomitischen Serie und ist daher schon stratigraphisch in die obere Abteilung der Raibler Schichten zu stellen. Aus dieser Abteilung stammen Foraminiferen, Kalkschwamm-Nadeln, *Purpuroidea* spec., *Natica* spec.

2. Berchtesgadner Fazies.

a) Unterer Horizont.

Sphaerocodium bornemanni ROTHPL., Foraminiferen, *Isocrinus* „*propinquus*“ WÖHRM.-BATHER, *Isocrinus tyrolensis* (LAUBE) var. α BATHER, „*Cidaris*“ *parastadifera* SCHAFFH., Bryozoen oder Spongien-Reste?, *Spiriferina gregaria* (Suess), *Dielasma woehrmannianum* BITTN., *Leda* (*Nuculana*) *tyrolensis* WÖHRM., *Nucula subaequilatera* SCHAFFH., *Cardita* spec. indet., *Avicula aspera* PICHL., *Avicula* cfr. *hallensis* WÖHRM., *Pecten* spec. indet., *Ostrea* (*Lopha*) *montis caprilis* KLIPST., *Dentalium arctum* PICHL., *Raiblia* nov. spec. aff. *R. gracilis* (WÖHRM.), *Raiblia* nov. spec., *Carnites* spec. indet., *Saurichthys acuminatus* AG., *Gyrolepis* spec., glatte, rhombische Fischschuppen, Placodontier-Zahn.

b) Oberer Horizont.

Sphaerocodium bornemanni ROTHPL., Einzelkoralle, *Isocrinus* spec. indet., *Triadocidaris* spec., „*Cidaris*“ *parastadifera* SCHAFFH., *Serpula* spec., *Ceriodora cnemidum* KLIPSTEIN spec., (?) *Retzia* spec. indet., *Thecospira* spec. indet., *Dielasma woehrmannianum* BITTN., *Leda* (*Nuculana*) *tirolensis* WÖHRM., *Macrodon juttensis* (PICHL.), *Macrodon* spec. indet., *Anodontophora recta* (GÜMB.), „*Anodontophora*“ spec. aff. „*A.*“ *weissenbachensis* (TOULA), ? *Anodontophora* spec. indet., *Myophoria inaequicostata* KLIPST., *Myophoropsis richthofeni* (STUR), *Megalodon* (*Neomegalodon*) spec. indet., *Schafhaeutlia astartiformis* (MÜNST.), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER) spec., *Avicula aspera* PICHL., *Avicula stoppanii* TOMM., *Avicula stoppanii* TOMM. var. *semiradiata*, nov. var., *Avicula sturi* BITTN., *Avicula* spec. indet., *Cassianella angustula* GUG. spec., *Gervilleia bouéi* (HAUER), *Gervilleia* (*Angustella*) *angulata* MÜNST., *Gervilleia* (*Angustella*) *angusta* MÜNST., *Mysidioptera incurvostriata* GÜMB., *Pecten* (*Entolium*) *flosus* HAUER, *Pecten* (*Entolium*) *hallensis* WÖHRM., *Pecten* (*Amussium*) *incognitus* BITTN., *Pecten schlosseri* WÖHRM., *Pecten* (*Velopecten*) aff. *venustulo* BITTN., *Pecten* (*Velopecten*) spec. indet., *Pecten* (*Chlamys*) *subalternicostatus* BITTN. var. *asymmetricus*, nov. var., *Pecten* spec. indet., (?) *Pecten* spec. indet., *Prospodylus ombonii* (PARONA), *Terquemia* aff. *Terquemiae* spec. indet. TOULA, *Philippiella* nov. spec. indet. aff. *Ph. obliquae* (MÜNST.), *Plicatula* (*Pseudoplacunopsis*) *fissistriata* (WINKL.) spec., *Dimyodon woehrmanni* BITTN., ? *Placunopsis* spec. indet., *Placunopsis* (?) nov. spec., *Ostrea* (*Lopha*) *montis caprilis* KLIPST., *Myoconcha* spec. aff. *gastrochaenae* (DUNK.), *Mytilus* (an *Modiola* ?) *alpinus* GÜMB., (?) *Modiola* spec. indet., *Dentalium arctum* PICHL., *Eucycloscala binodosa* (MÜNST.) spec., *Eucycloscala* spec. indet. cfr. *E. ornata* (MÜNST.) spec., *Loxonema* spec. indet., (?) *Loxonema* spec. indet., *Undularia* (*Protorcula*) *laevis* (PICHL.), glatte, rhombische Fischschuppen, Zahnfragment.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Fossilien im wesentlichen mit der bayerisch-tirolischen Fazies im Bereiche der eigentlichen Nordtiroler Kalkalpen übereinstimmen. Dabei ist allerdings zu bedenken, daß die

Raibler Schichten der Nordtiroler Kalkalpen durchaus nicht bis ins letzte untersucht sind. Beachtenswert ist, daß in den Raibler Schichten des Aufnahmegebietes in beiden Faziesbereichen inkohlte Pflanzenreste fehlen.

Soweit durch die ungleiche Verteilung der Fossilfunde beurteilt werden kann, bestehen faunistisch im Aufnahmegebiet zwischen Berchtesgadner und Hohenegg-Fazies keine besonderen Unterschiede.

Norische Stufe.

Die Gesteine der norischen Stufe lieferten keine näher bestimmbaren Versteinerungen. Im Dünnschliff sind nur stark umkristallisierte Foraminiferen und Zweischalerquerschnitte zu erkennen, die vielleicht von Ostrakoden oder Muschelbrut herrühren.

TERTIÄR.

A. Plantae.

Lithothamnien.

Sie erfüllen zusammen mit Korallen oft ganze Blöcke, konnten aber in Ermangelung von Spezialliteratur nicht näher bestimmt werden.

Fundort: Tertiär, erratisch südlich Wörgl.

Pflanzen

treten nur als unbestimmbare, inkohlte Spuren sowohl in den erratischen Mergelblöcken südlich Wörgl als auch anstehend in der Sandsteinlage unterhalb Hennersberg auf. Vom letztgenannten Fundpunkt sind dies die einzigen Organismenreste überhaupt.

B. Animalia.

I. Invertebrata. Protozoa.

Foraminiferen

erfüllen in Massen die erratischen Mergelblöcke südlich Wörgl. Unter ihnen finden sich viele großwüchsige Formen. Die Bestimmung dieser Einzeller erfolgt nach Möglichkeit bei sich ergebender späterer Gelegenheit.

Coelenterata.

Korallen

müssen einst gesteinsbildend in diesem bis jetzt nur in Blöcken bekannten Tertiär-Vorkommen aufgetreten sein.

Echinodermata.

Unbestimmbare Bruchstücke von

Echiniden-Gehäusen

finden sich sehr häufig im erratischen Tertiär südlich Wörgl.

Mollusca: a) Lamellibranchiata.

Lucina spec. indet.

Ein nach seiner Höhe etwas verzerrter Außenabdruck gehört wohl zu *Lucina mitteri* MAYER et GÜMBEL. Diese Muschel, wie auch jene hier anschließend zur Beschreibung gelangenden Fossilien, lieferte ein größerer Mergelblock südlich Wörgl nächst der Ostschleife des alten Fahrweges in die Wildschönau.

Teredo spec.*Avicula* cfr. *media* SOWERBY.*Avicula* cfr. *media* Sow. und*Pecten* (*Entolium*) *corneus* SOWERBY

zählen zu den häufigsten Fossilien aus den erratischen Blöcken südlich Wörgl.

Pecten spec. indet.

Austern-artige Schalen

b) Gastropoda.

Chenopus pescarbonis BRONGNIART spec.*Rostellaria haueri* DREGER.*Ficula condita* BRONGNIARTindet. *Scalaria* spec. an *Vermetus gracilis* MAYER et GÜMBEL (?)

Einen nicht näher bestimmbaren Außenabdruck eines Umganges mit starken Querfalten, die von Längsstreifen gequert werden, könnte man auf Grund seiner Skulptur dorthin stellen.

II. Vertebrata.

Pisces.

Von Fischen fanden sich einige gelbliche, skulpturierte Schuppen, ferner ein isoliertes Zähnchen von 3,5 mm Gesamtlänge: Auf 1 mm hohem zylindrischen Sockel sitzt eine abgesetzte, lackartig glänzende Spitze. Einem Fischwirbel, beiderseits sanduhrförmig ausgehöhlt, haftet ein Rippenfragment an. Schließlich fand sich ein isoliertes Rippenbruchstück.

Bemerkungen zur Fauna.

Das gesammelte Material stammt von erratischen Blöcken, deren Anstehendes bisher unbekannt ist. (Siehe stratigraphischer Teil.) Die wenigen, genau bestimmbaren Formen stimmen mit jenen aus dem Unterinntaler Tertiär bestimmten Formen vollkommen überein, sodaß zur lithologischen auch die faunistische Gleichheit hinzukommt. Zum Vergleich diente die reichhaltige Sammlung im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck (Originalexemplare!).

III. Tektonik.

Die tektonische Erforschung des Aufnahmegebietes beginnt mit A. CATHREIN (1877). Er beschreibt die geologischen Verhältnisse der Wildschönau und macht dabei den ersten Versuch einer tektonischen Darstellung. Drei Jahre später (1880) bearbeitet er „die Dolomitzone bei Brixlegg“, wobei er auch die Verschiebung des Schwazer Dolomits an der Alpbacher Ache beobachtet.

A. ROTHPLETZ (1883) parallelisierte in der Brixlegger Gegend den Ramsau-Dolomit mit dem Hauptdolomit, was sich natürlich sehr ungünstig auswirkte. Sein geologischer Alpenquerschnitt (1894) schneidet bei Schwaz durch. Dabei wurden bei Schwaz auch die bergbaulichen Aufschlüsse mitverwertet.

M. SCHLOSSER (1895) wies nicht nur die Ramsau-Fazies nach, sondern befaßte sich auch mit den Fragen der Tektonik der Umgebung von Brixlegg. Der ursprünglich zusammenhängende Ramsau-Dolomit-Zug wäre in der Zone von Mauken durch einen Querbruch getrennt und in nordöstliche Richtung verschoben worden, wobei sich von Westen her ein kompliziertes Muldensystem der bayerisch-tirolischen Fazies eingeschoben hätte.

TH. OHNESORGE (1911) hat im Zusammenhang mit der lagerstättenkundlichen Untersuchung einen wichtigen Beitrag zur Tektonik gegeben.

O. SCHMIDEGG (1943) veröffentlichte eine Neuaufnahme des Schwazer Bergbaugesbietes, welche er durch weitere Aufsätze ergänzte (1951; 1953 auch Reither Kogl). Die gefügekundlichen Methoden führten zu einem sehr verfeinerten Kartenbild. O. SCHMIDEGG (1943, S. 192) vermutet für die Einspaltung des Schwazer Dolomits am Mehrer Kopf, für die Schwazer Dolomit-Schuppen von Gallzein, für die Störung südlich von Brettfall und für jene, die den Ramsau-Dolomit-Zug östlich Mauken abtrennt, eine einheitliche, durchstreichende Bewegungsfläche. 1951 (S. 41) beschreibt er u. a. staffelförmige Blattverschiebungen mit Verschiebungen des Schwazer Dolomits jeweils nach Nordosten, die den zackigen Umriß des Dolomits verursachten.

Bei der Neuaufnahme ergab sich nun ein vielfach tektonisch sehr abweichendes Bild, besonders im Bereiche der Trias. Die feinere stratigraphische Aufgliederung dieses Gebietes brachte hier ganz neue Gesichtspunkte.

GEBIET WESTLICH DES ZILLER (TAFEL 1).

Der Bau dieses Gebietes wird durch mehrere SW—NO bis WSW—ONO-streichende, steil stehende, weithin durchgreifende Längsstörungen gekennzeichnet. Sie werden von zahlreichen, um die N—S-Richtung pendelnden Querstörungen zerlegt, die verhältnismäßig kurze streichende Erstreckung aufweisen. Dadurch werden die SW—NO bis WSW—ONO-streichenden Gesteinszüge in größere oder kleinere Schollen zerlegt. Außerdem kommen noch große Falten vor, deren Achsen im Schwazer Dolomit steil, in Trias-Gesteinen mittelsteil oder horizontal gestellt sind.

a) Der Hauptzug des Schwazer Dolomits und der vorgelagerte Buntsandstein-Streifen.

Der Sedimentärkontakt zwischen Schwazer Dolomit und seinem Liegenden (paläozoische Phyllite) ist an mehreren Stellen gewahrt, so am Westende des Schwazer Dolomits (Eibl-Schrofen), auf der SW-Seite des Mehrer Kopfes, von oberhalb Scheidlmahd (Ringenswechsel) über den Reiter Kopf bis in das Öxel-Tal ziehend, unterhalb der Baumann-Kapelle (Schlitterer Fügenberg), außerdem bei der abgetrennten Scholle Burgschlögelkopf—Larchkogel an ihrer westlichen Begrenzung und bei der Scholle von Hallersberg—Brettfall. Am Eibl-Schrofen, Mehrer und Reiter Kopf fällt diese Grenzfläche gegen Südwesten ein, am Reiter Kopf biegt sie in Südfallen um. Am Schlitterer Fügenberg fällt diese Grenze gegen Nordwesten ein. In der Burgschlögelkopf—Larchkogel-Scholle streicht sie mehr NNO—SSW und steht steil. In der Hallersberg—Brettfall-Scholle ist sie bei NO—SW-Streichen und Nordwestfallen in der Falllinie verbogen.

Der Schwazer Dolomit streicht am Eibl-Schrofen und am Mehrer Kopf NW—SO bis NNW—SSO bei südwestlichem Einfallen. Im westlichen Teil der Palleiten ist der Schwazer Dolomit stark zertrümmert, Schichtung ist hier in ihm nicht mehr zu beobachten. Im Bucher Graben läßt diese sich aber wieder in ausgezeichneter Weise feststellen. Hier pendelt das Streichen um NW—SO bei südwestlichem Verflächen. Am Weinstock streichen die Schichtflächen des Schwazer Dolomits SW—NO, östlich des Blutskopfes biegen sie in W—O bis NW—SO-Richtung um, oberhalb Franziska streichen sie wieder W—O. In Rotenstein, Weittal und Pfaffen-grube streichen die Schichtflächen des Schwazer Dolomits, abgesehen von kleinen örtlichen Verbiegungen SW—NO. Im Gebiet von Roggland bis Eingang in die Schlucht des Öxel-Tales herrscht W—O-Streichen. Überall im bisher beschriebenen Gebiet herrscht südliches Einfallen vor, nur höchst selten tritt nördliches Verflächen auf. Am Steig von Schlitterberg zum Fügner Schlitterberg streichen die Schichtflächen des Schwazer Dolomits mehr an die S—N-Richtung heran und fallen nach Westen ein. Diese Schichtstellung hält entlang des Unterrandes des Schlitterberges an.

Wie schon erwähnt, läßt sich im Westteil der Palleiten (Falkenstein) keine Schichtung im Schwazer Dolomit mehr beobachten. Das hier unbekannte Streichen läßt sich am einfachsten durch gleiches wie am Mehrer Kopf (NNW—SSO) ergänzen, wodurch es dann in nordwärts gerichtetem Bogen in das Streichen im Einschnitt des Bucher Grabens einlenkt.

Im Süden wird der vom Mehrer Kopf bis zum Geistergraben ostwärts ziehende Schwazer Dolomit durch eine große südfallende Störung begrenzt. Dadurch bedingt, schneiden die Schichtflächen des Schwazer Dolomits mit Ausnahme einer kleinen Strecke am Weinstock mit scharfer Diskordanz an den angelagerten Phylliten ab. Im Mehrer Bach ist an dieser Grenze der Schwazer Dolomit mylonitisiert, an einer Stelle sogar etwas Buntsandstein eingeschuppt. An dieser Störung wurden somit südlichste (liegende Teile) des Schwazer Dolomits abgeschnitten. Südöstlich des Mehrer Kopfes fehlt jener Teil, in dem ursprünglich die Schichten nach Osten gebogen haben, d. h. der südliche Falten teil. Durch diese Ergänzungen erhält

man einen steilachsigen gefalteten Dolomitzug. Der Mehrer Kopf bildet den Westschenkel der Mulde, die westliche Palleiten den Ostschenkel, woran sich nach Osten ein schwach ausgeprägter Sattel anschließt, der am Vogel-sang (westlich Blutskopf) wieder sanft muldenförmig nach Nordosten ablenkt. Am Burgstall, südwestlich Franziska (nordöstlich Blutskopf) erfolgt wieder eine leichte Einmuldung nach Süden. Auch hier ist, genau wie auf der Südseite des Mehrer Kopfes, ein großer Teil der axial steil gestellten Muldensohle abgeschnitten. Ganz ähnliche Verhältnisse treffen wir noch ein drittes Mal am Fügenberg.

Östlich Thonach (Geistergraben) läßt sich die große Störung an der Südseite des Schwazer Dolomits weiter nach Osten verfolgen, klingt aber dann in Scheidlmahd aus.

Vom Öxel-Tal bis zum Schlitterer Fügenberg schneiden mit gleicher Richtung streichende und gleichfalls südfallende Schichtflächen des Schwazer Dolomits scharf quer ab. Diese Störung läßt sich in den großen Phyllitkeil unterhalb Baumannwies' (Schlitterer Fügenberg) hinein verfolgen. Hier scheint sie dann im Schwazer Dolomit auszulaufen.

Der Schwazer Dolomit streicht von Rotenstein über Pfaffengrube, Roggland in leicht nach Norden vorgewölbtem Bogen zum Kratzaun-Kopf. Hier schwenkt das Streichen in fast südliche Richtung ein. Am Unterrand des Schlitterberges reicht der Schwazer Dolomit, annähernd N—S streichend, weit nach Norden vor. In der Übergangsstelle östlich des Kratzaun-Kopfes ergeben sich keine Anzeichen dafür, daß der am Unterrand des Schlitterberges nach Norden vorgreifende Teil durch eine Störung abgetrennt wäre. Hingegen weist aber das hier etwas uneinheitliche Streichen auf eine sehr enggepreßte muldenförmige Umbiegung. In gleicher Weise wie schon an der Südseite des Mehrer Kopfes und am Burgstall sind auch hier an der großen Störung die liegenden Teile der ursprünglichen Mulde abgeschnitten.

An der großen Störung an der Südseite von Mehrer Kopf—Burgstall und am Fügenberg scheint demnach ein Aufschieben des südlichen Gebietes auf das nördliche stattgefunden zu haben. Am Fügenberg stecken südlich im Phyllitgebiet mehrere Schollen von Schwazer Dolomit. Die Lagerungsverhältnisse in diesen Schollen weisen darauf hin, daß es sich um tiefer liegende Teile des Schwazer Dolomits handelt. Man könnte in ihnen daher tektonisch und erosiv abgetrennte Reste des gehobenen Muldenschlusses erblicken.

Am Reiter Kopf streicht, von der Ortner-Kapelle ausgehend, ein Phyllitkeil ähnlich tief wie beim Albkreuz (Schlitterer Fügenberg) in den Schwazer Dolomit hinein. In der streichenden Verlängerung dieses Phyllitkeiles zieht jenseits des Öxel-Tales die Sultal-Riese hinauf. Sie tritt morphologisch als gut eingesenkte Furche deutlich hervor. Südlich der Sultal-Riese be-weisen mehrere Fossilfundstellen, daß hier untere Teile des Schwazer Dolomits anstehen. Aus lithologischen Gesichtspunkten darf man schließen, daß nördlich der Sultal-Riese höhere Teile des Schwazer Dolomits vorherrschen. Es ist daher naheliegend, die beiden Phyllitkeile vom Reiter Kopf und Albkreuz zu verbinden. Das bedeutet, daß hier eine Störung durchstreicht, an der der südliche Teil des Schwazer Dolomits auf den nörd-

lichen aufgeschoben ist, wobei in tieferen Teilen die Phyllite mit eingeschuppt wurden. Diese Aufschiebung auf Schwazer Dolomit entspricht daher vollkommen der oben erwähnten großen Aufschiebung des Phyllits im Süden auf den Schwazer Dolomit.

Daraus ergibt sich, daß im Zuge des Schwazer Dolomits zwischen Eibl-Schrofen und Schlitterberg stärkere Verbiegungen stattgefunden haben. Die Achsen derselben stehen durchwegs steil, sodaß heute hier der Schwazer Dolomit quer an die paläozoischen Phyllite heranstreicht. Diese steilachsige Verbiegung des Schwazer Dolomits scheint einer älteren Tektonik (jungpaläozoische Gebirgsbildung) anzugehören.

An der Nordseite des Hauptzuges von Schwazer Dolomit folgt ein schmaler Streifen von Grauwackenphyllit. Dieser Streifen ist an mehreren Stellen unterbrochen. Auf seine Unbeständigkeit hat schon A. R. SCHMIDT (1868, S. 297) hingewiesen. Teils direkt über dem Schwazer Dolomit und mit diesem innigst verbunden, teils über dem erwähnten Phyllitstreifen folgen die Basalbreccien des Buntsandsteins. Sie können stellenweise primär schon fehlen. Dann lagert der Buntsandstein in großer Mächtigkeit unmittelbar den paläozoischen Gesteinen auf.

An den Eibl-Schrofen schließt sich talwärts ein breiter Schuttsaum, der die darunterliegenden Schichten verbirgt. O. SCHMIDEGG (1943) läßt hier vom Westende des Schwazer Dolomits bis gegen Kogelmoos hin einen Phyllitsaum durchstreichen. Dies ist jedoch unrichtig, da einerseits an der Nordseite des Eibl-Schrofens in bekannten Profilen einiger tiefer liegender Stollen und andererseits auch über Tag Buntsandstein dem Schwazer Dolomit unmittelbar vorgelagert ist. So findet sich auch Buntsandstein nördlich des Stollens Nr. 182 (Eibl-Schrofen) in Spuren dem Schwazer Dolomit anhaftend oder in Klüften in diesen eingedrungen. Unter Tag ist der tektonische Grenzcharakter Schwazer Dolomit—Buntsandstein im Fürstenlauf des Sigmund-Erbstollens noch zu beobachten (siehe Bergbau). Erst unter der Osthälfte der „großen Halde“ dürfte der nördliche Phyllitsaum tatsächlich einsetzen. Er ist an zahlreichen Stellen durchfahren worden, wie aus dem Haldenmaterial und auch einzelnen bekannten Grubenrissen hervorgeht. Oberhalb Kogelmoos bedingt eine wenig tiefgreifende Scholle von Schwazer Dolomit obertägig ein Einbuchen des Phyllitstreifens von Westen her in den Schwazer Dolomit. Bei Kogelmoos selbst zieht der Phyllit als schmaler Streifen durch, verbreitert sich dann wieder, um an der Querstörung von Reichtal am Buntsandstein nach Osten abzuschneiden. Wie wenig weit der Dolomitlappen nördlich des Mehrer Kopfes südlich Kogelmoos in die Tiefe reicht, zeigen die Stollenprofile (Profil 7 Tafel 4).

Nicht einfach ist die Stellung des Eibl-Schrofens zu erklären. Bereits im Landschaftsbild erscheint er im Vergleich zu dem nach Osten anschließenden Schwazer Dolomit weiter gegen den Inntal-Raum vorgeschoben. Eigenartig ist die flache Überdachung des Schwazer Dolomits durch den Porphyroidschiefer (siehe Profil 5, Tafel 4). Während im Kandler-Stollen die Phyllitgrenze nach den alten Grubenkarten bald erreicht wurde, war dies im unteren Labenstollen erst viel später der Fall. Der obere Pfannholzstollen zeigt, wie tief der Schwazer Dolomit unter Tag nach Süden reicht (Tafel 7, Fig. 4). Die Gesteinsgrenze in diesem Stollen steht über

Tag mit der Ostseite des Phyllitkeiles im Zusammenhang, der am Ostteil des Eibl-Schrofens gegen Norden vorspringt. Die SW-Grenze dieses Keiles setzt sich als eine den Bänderungsflächen des Dolomits parallele Störung in die Tiefe fort. Während über Tag die Eibl-Schrofen-Scholle mit ihrem Ostende den Schwazer Dolomit des Mehrer Kopfes gerade noch berührt, die beiden Dolomitschollen gewissermaßen Kante an Kante aneinanderstoßen, grenzen im Horizont des Wilhelm-Erbstollens die beiden Dolomite an der Kienberg-Störung auf längere Erstreckung aneinander. Die Störungsfläche zeigt horizontale Harnischrillen. Gleiche Lagerungsverhältnisse des Schwazer Dolomits sowohl im Eibl-Schrofen als auch im Mehrer Kopf, sowie die erwähnten Harnischrillen zeigen, daß diese beiden Dolomite ursprünglich zusammengehört haben.

Im Reichtal scharen drei Störungsflächen von Norden her zusammen: Die Hangendgrenze des Schwazer Dolomits, die Grenze Phyllit—Buntsandstein und die Grenze Buntsandstein—Schwazer Dolomit der Palleiten. Schließlich in einer Störungsfläche vereint, dringt diese tief in den Schwazer Dolomit des Mehrer Kopfes ein und hängt mit dem Phyllitkeil westlich des Mehrer Kopfes zusammen. Diese Störung tritt vom oberen Daniel-Stollen an ein Stück hinauf als gut ausgeprägte Senke hervor. Im Schwazer Dolomit des Mehrer Kopfes folgt sie zweifellos weiterhin dem Unterrand einer hier deutlich hervortretenden Wandstufe. Nördlich des Mehrer Kopfes ist das Gebiet unterhalb der beschriebenen Störung gestuft, es ist das Gebiet der Daniel- und Schmiedböden. Man darf daher annehmen, daß untergeordnete, gleichlaufende Störungen diese Stufungen bedingten. Anzeichen dafür geben die in den Stollen angefahrenen Phyllitkeile (siehe Tafel 4, Profil 7 und Tafel 7, Fig. 3).

Nach erhaltenen Darstellungen von Stollenprofilen wurden in den Stollen Kreuzmehrach, Neujahrsmehrach II und unterer Augustin Phyllitkeile angefahren. In ihnen streicht die Dolomit-Phyllitgrenze ungefähr W—O. Im von mir wiedergeöffneten Platzstollen (Nr. 206) wurden im befahrbaren Teil drei NO—SW-streichende und und steil SO-fallende Klüfte angefahren. Sie schneiden in einer im Streichen leicht gebogenen, um die N—S-Richtung streichenden und steil ostfallenden Querkluft mit südfallenden Harnischrillen ab. In den offenen Stollen östlich des Eibl-Schrofens (Pfannholzstollen und Umgebung) wurden hauptssächlich N—S bis NNO—SSW-streichende steil stehende Klüfte angetroffen. Im Johann-Stollen ober der Herrngrube (Eibl-Schrofen) besitzen die Klüfte meist NO—SW bis NNO—SSW-Streichen bei steil westlichem bis stehendem Verflächen.

In den beiden Erbstollen sind die Störungen im Schwazer Dolomit gut bekannt. Im Bereiche des alten Schachtrevieres streicht eine fast saigere Kluft im Schwazer Dolomit WNW—OSO. Sie setzt sich nach Westen als auch nach Osten als Dolomit-Phyllitgrenze fort. An dieser Störung sind etwa mittelsteil westfallende Harnischrillen zu beobachten. In ONO—WSW-Richtung streicht mit steilem südlichem Verflächen die Kienberg-Störung. Sie zeigt horizontale Harnischrillen. Die Kienberg-Störung ist in ausgezeichneter Weise im Wilhelm-Erbstollen aufgeschlossen, ebenfalls im Fürstenlauf. Sie setzt sich gegen den nördlichen Phyllit in einen Keil aus Wildschönauer Schiefen fort. Nördlich der Kienberg-Störung liegt

die „Stollenwand“. Diese streicht nahezu W—O, fällt steil nach Norden ein und besitzt steile Harnischrillen. Östlich der Kienberg-Störung liegt die Kluft B, eine NO—SW gerichtete steil SO-fallende Bewegungsfläche. Sie setzt sich nach Norden als Dolomit—Phyllitgrenze vom „Tetrad“ fort. Östlich der Kluft B folgen die Klüfte C und D. Diese haben gleiches Streichen und gleiches Verflächen wie B. Wie die Karte von O. SCHMIDEGG (1951, S. 47) zeigt, gibt es noch eine ganze Reihe weiterer Störungen, die dieses Streichen besitzen.

Vom Einschnitt des Bucher Grabens an liegt dem Schwazer Dolomit auf seiner Nordseite mit inniger Verbindung sedimentär Basalbreccie des Buntsandsteins auf. Ihr Fehlen kann stellenweise bereits ein ursprüngliches sein. Über der Basalbreccie folgt mächtiger Buntsandstein. Wo sie hingegen fehlt, liegt dieser unmittelbar über dem Schwazer Dolomit. Erst gegen den Einschnitt des Trebach- und Geistergrabens schiebt sich etwas Wildschönauer Schiefer an dieser Grenze zwischen Buntsandstein und Schwazer Dolomit. Der Kontakt des Phyllits zum Schwazer Dolomit ist tektonisch. Im Westen ist der nördliche Phyllit bereits in der Tiefe des Paulus-Stollens vorhanden (Tafel 4, Profil 8). Die Lagerungsverhältnisse scheinen hier jenen oberhalb Kogelmoos recht ähnlich (vgl. Tafel 4, Profil 7). Von Thonach (südlich Ober-Troi) fehlen die Wildschönauer Schiefer als nördlicher Saum. Erst östlich der „breiten Halde“ ist Wildschönauer Schiefer im Gehängeschutt zu finden. Im Neubruck-Stollen wurde etwas Phyllit gequert (Tafel 4, Profil 12). Die Dolomit-Basalbreccie des Buntsandsteins von Weittal lagert dem Schwazer Dolomit mit sedimentärer Grenzfläche auf.

In der Umgebung Pfaffengrube (nördlich Reiter Kopf) verbreitert sich der nördliche Phyllitsaum. Vorerst ist er noch von Dolomitschutt (Blockwerk) größtenteils verdeckt. Sein Vorhandensein beweisen zwei Ober-Tag-Aufschlüsse und seine Beteiligung an der Zusammensetzung von Bergwerkshalden. Die WSW—ONO-streichende und südfallende Grenze des Schwazer Dolomits zum nördlichen Phyllit (Weittal-breite Halde) biegt allmählich in W—O-Richtung um. Sie wird hier von Querklüften stark zerstückelt, steht saiger und knickt beim Steixner (Schlitterberg) als vorerst westfallende und dann stehende Grenzfläche nach Norden ab. Am Schlitterberg, wenig südlich Vorder-Lomaler steht, an dieser Störung etwas toniger Buntsandstein an. Im Liegenden dieses S—N-streichenden Schwazer Dolomits folgt zum Grauwackenphyllit bei Schlitters ebenfalls ein S—N-streichende und saigere Störung. Sie scheint südwärts im Schwazer Dolomit auszulaufen. Der Phyllit, der am Ausgang der Schlucht des Öxel-Baches vorkommt, hängt mit dem im Süden anstehenden Phyllit vom Schlitterer Fügenberg offenbar zusammen.

Es ergibt sich daraus die Auffassung, daß der Phyllit südlich der „unteren Bergwaldungen“ bei Schlitters unter dem Schwazer Dolomit dieses Gebietes hindurch zum Phyllit an der Mündung des Öxel-Baches zieht.

An die Phyllitgesteine des Schlitterberges schließt sich im Norden, im Burgschlögelpfopf und Larchkogel, abermals Schwazer Dolomit an. Aus dem Vorhandensein von Spuren von basalen Quarziten und dem Schichtstreichen im Schwazer Dolomit könnte man auf Muldenbau schließen. Die

Grenzfläche mit der diese Mulde nach Süden endet, ist tektonisch, sie streicht O—W und steht saiger. Diese Mulde aus Schwazer Dolomit ist stark gestört. Der Larchkogel selbst wurde an einem ONO—WSW-streichenden Verwerfer anscheinend etwas nach Westen geschoben. Eine zweite Störung durchzieht die Mulde in der Längsrichtung. An ihr sind Phyllite eingeschuppt. Diese Phylliteinspaltung wird schon in einer alten geognostischen Karte von J. KELB aus dem Jahre 1832 verzeichnet¹⁾. Auf den Nordwestflügel dieser Mulde folgt Inntal-wärts ein nach Nordosten auskeilender nördlicher Phyllitsaum, der aber sedimentär mit dem Schwazer Dolomit verbunden ist. Er bildet also dessen Liegendes. Auf diesen Phyllitsaum, oder wo dieser fehlt, über dem Schwazer Dolomit folgt Buntsandstein. Im äußersten Norden konnte an einer Stelle noch etwas Phyllit als Zwischenschaltung aufgefunden werden. Dieser Buntsandstein-Zug erstreckt sich von nördlich Pfaffengrube über Raffl nach Astholz (Straß). Noch weiter nach Nordwesten schließen sich an einer größeren Längsstörung Phyllite, Schwazer Dolomit und schließlich unmittelbar am Inntal-Rand wieder Buntsandstein an.

Nördlich des Schwazer Dolomits, bzw. des ihm vorgelagerten Dolomitstreifens zieht in meist breiter Zone Buntsandstein von Schwaz bis Rotholz durch. Östlich von Schwaz ist er stark von quartären Ablagerungen bedeckt und erst bei Kogelmoos steht er in größerer Breite frei zu Tage an. Das Streichen entspricht hier dem Gesamtstreichen des Buntsandsteinstreifens, die Schichtstellung ist saiger. Östlich Kogelmoos ist dieser Buntsandstein auf einen schmalen Streifen obertägig beschränkt, da er von der nördlichen Einheit hier überdeckt wird. Am Kasbachl keilt er ganz aus. Erst weiter südlich, im Reichtal setzt der Buntsandstein wieder ein, zieht in großer Breite nach Hochried, Rotenstein, Weittal zum Schloßwald und biegt aus der bisherigen SW—NO-Richtung in SSW—NNO-Richtung um. Nördlich Hallersberg nimmt er dann wieder die normale Richtung ein. Im Westen, nächst Heilig Wasser (östlich Schwaz) liegen ihm stratigraphisch höhere Schichten, Reichenhaller Kalksandsteine bis Breccien, anisicher Dolomit und etwas Kalk auf. Das Profil des Messerschmitt-Stollens zeigt im Buntsandstein eine Einschuppung von vermutlich anischem Kalk. Sie ist heute unzugänglich und wurde einer Grubenkarte entnommen (Tafel 4, Profil 5). Weiter östlich sind auf der Ostseite des Schliergrabens bei Ober-Troi, am Hirschbichl im Weittal und oberhalb Rottenburg südlich Rotholz ebenfalls sedimentär auflagernde Reste von Reichenhaller Kalksandsteinen bis Breccien erhalten. Dieser Streifen von Buntsandstein bildet eine eigene tektonische Einheit. Er wird im Süden wie im Norden von durchgreifenden Bewegungsflächen begrenzt. Im Reichtal stößt der Buntsandstein an Phyllit, bzw. Schwazer Dolomit tektonisch an. Östlich des Reichtales liegt die Bewegungsfläche zwischen Buntsandstein im Norden und Buntsandstein-Basalbreccie im Süden, bzw. wo diese fehlt, zwischen Buntsandstein und Schwazer Dolomit. Im Buntsandstein sind im ganzen Streifen östlich Reichtal dunkelrote Schiefertone entwickelt.

¹⁾ Diese Karte wird in der Verwaltung des Schwazer Bergwerksvereins zu Schwaz verwahrt.

An der Südgrenze des Buntsandsteins treten häufig Querstörungen auf. Im Weittal ist auch das Buntsandstein-Streichen einer dieser Querstörungen angepaßt (NNW—SSO).

Ein großer Querbruch streicht bei Raffl durch. Er durchsetzt mehrere tektonische Einheiten.

Im Grafenwald oberhalb Rotholz liegt im Buntsandstein eine allseitig abgetrennte kleine Scholle von Schwazer Dolomit. Die ganze Art des Auftretens derselben spricht dafür, daß es sich um eine oberflächliche, wenig tiefgreifende Deckscholle handelt.

b) Nach Nordwesten anschließende Schuppen triadischer Gesteine.

Schuppe Hofer Wiesen—Troi oberhalb Maurach: An die Längsstörung, die den Buntsandstein-Zug nach Nordosten abschließt, grenzt Inntalwärts eine relativ breite Schuppe. Sie besteht im Westen (Hofer Wiesen) aus Reichenhaller Kalksandsteinen bis Breccien, anisischen Kalken und Dolomiten und Partnach-Schichten, auf Hoch-Gallzein zur Hauptsache aus Buntsandstein und Reichenhaller Kalksandsteinen bis Breccien. Untergeordnet kommen etwas Schwazer Dolomit und im Einschnitt des Schliergrabens etwas anisischer Kalk und Dolomit vor. Bei Unter-Troi (und östlich davon) besteht diese Schuppe aus Buntsandstein und Kalksandsteinen bis Breccien der Reichenhaller Schichten. Diese Scholle wird im Süden, bzw. Südosten von einer durchgreifenden Störungslinie begrenzt. Am Ostende der Gallzeiner Wiesen liegt der Brandl-Kopf. Er besteht aus Schwazer Dolomit. Eine kleinere Scholle von Schwazer Dolomit ist im Schliergraben aufgeschlossen. Diese Schollen von Schwazer Dolomit zeigen an, daß an dieser Bewegungsfläche zwischen Buntsandstein in ihrem Liegenden und Hangenden der tiefere Untergrund teilweise hochgeschuppt worden ist. Die Bewegungsfläche fällt hier steil nach Süden ein. Sie setzt nach Osten im Buntsandstein weiter fort und erreicht am Hang oberhalb Rotholz das Inntal.

Vom Brandl-Kopf westwärts schneidet die Störung durch den Bucher Graben. Hier ist eine kleine Scholle von Partnach-Schichten zwischen anisischen Gesteinen im Norden und Buntsandstein im Süden eingeschuppt. Wenig oberhalb liegt wieder eine kleine Scholle von Schwazer Dolomit an der hier abzweigenden Reichtal-Störung. Die Hauptstörung trennt weiter westwärts Grauwackenphyllite, bzw. einen schmalen Streifen von Buntsandstein von anisischen Gesteinen. Bei Kogelmoos biegt der Ausstrich der Überschiebungsfläche nach NW um. Hier streichen die saiger stehenden WSW—ONO-streichenden Bänke des Buntsandsteins unter die WSW—ONO-streichenden Reichenhaller Schichten hinein. Bei Stein biegt die Störungsfläche wieder in das alte WSW—ONO-Streichen ein. Buntsandstein und Reichenhaller Schichten im Süden stoßen hier an Partnach-Schichten im Norden. Weiter westwärts taucht die Störungsfläche unter quartäre Ablagerungen ein. Während diese Störungsfläche in ihrem Westteil (Kogelmoos) gegen Norden einfällt, dreht sie in den Gallzeiner Wiesen und am Schlierbach auf Südfallen und steht weiter ostwärts teils saiger, teils steil südfallend. Im Kasbachl scharen sich an dieser

Störung zwei weitere tektonische Flächen, die Verschiebung zwischen Wildschönauer Schiefen und Buntsandstein, welche von WSW herreicht und die Reichthal-Störung, die aus Süden kommt.

Der Westteil der über dieser Störung liegenden Scholle bildet eine Mulde mit N—S-streichender und nordfallender Achse. In ihrem Kern finden sich Partnach-Schichten. Diese Mulde ist auf Buntsandstein aufgeschoben. Die Kalksandsteine bis Breccien der Reichenhaller Schichten wurden auf der SW-Seite der Mulde ausgequetscht.

Östlich des Bucher Grabens besteht diese tektonische Einheit vor allem aus Buntsandstein, der auf seine Hangendschichten (Werfner-Schichten) zu den hier mächtig entwickelten Reichenhaller Schichten überleitet. Die Lagerung im Buntsandstein ist im Schliergraben sehr uneinheitlich. Im Norden beteiligen sich am Aufbau der Reichenhaller Schichten auch noch Dolomite und Kalke.

Oberhalb Maurach wird die Mündung des Weittales von einer O—W-streichenden und südfallenden Störung gequert. An ihr ist der Westteil etwas auf den Ostteil aufgeschuppt. In diesem Ostteil ist nur Buntsandstein mit einem kleinen Rest von Reichenhaller Schichten aufgeschlossen. Bei der Ruine Rottenburg sind dieser tektonischen Einheit an nordfallenden Flächen die Gesteine der vorgelagerten Einheit aufgeschoben.

An diese große Schuppe von Hofer Wiesen—Troi oberhalb Maurach schließt sich mit einer weiteren Längsstörung eine schmale Schuppenzone an. Sie setzt bei Niederleiten ein und besteht aus Reichenhaller Kalksandsteinen bis Breccien und Partnach-Schichten und zieht von Niederleiten in den Schliergraben. Hier taucht diese Schuppenzone genau so wie die nördlich anschließende Einheit unter die Gesteine der südlichen Einheit (Reichenhaller Schichten) unter und kommt nördlich Unter-Troi an der oben erwähnten W—O-streichenden Störung wieder heraus. Die abgetrennte östliche Fortsetzung dieser Schuppenzone scheint in der Umgebung von Rottenburg zu liegen (siehe Tafel 4, Profil 14). Es sind dies die Kalksandsteine bis Breccien der Reichenhaller Schichten und anisische Dolomite auf denen die Ruine Rottenburg steht und südlich anschließende Schiefertone der Partnach-Schichten. Östlich des Rettenbaches ist diese Zone vollkommen ausgequetscht. An der Störung von Raffl kommen nochmals Partnach-Schiefertone heraus und am Hang oberhalb Rotholz stehen anisische Dolomite an. Beide dürften dieser Zone zugehören.

Dieser Schuppenzone gegen das Inntal hin vorgelagert ist eine langgestreckte, schmale Schuppe. Sie bildet von der Gallzeiner Ötz bis zum Schlierbach einen geschlossenen aus anisischem Dolomit und Kalk bestehenden Streifen. Im Westen (Gallzeiner Ötz) sind ihm im Norden noch Partnach-Schichten angelagert. Dieser Streifen wird im Liegenden und Hangenden von steil stehenden Störungsflächen begrenzt. Westlich der Gallzeiner Ötz ist diese Schuppe an einer Querstörung etwas nach Norden versetzt (Niederleiten). Die beidseitig begrenzenden Störungsflächen fallen hier nach Süden ein. Jenseits des Bucher Grabens ist diese Schuppe in drei isolierte Schollen aufgelöst: Hofer Bichl, eine Scholle zwischen Hof und Gattern und eine kleine Scholle 120 m weiter südlich davon. Diese drei Schollen bestehen aus anisischen Dolomiten und Kalken, die am

Hofer Bichl invers liegen. Die große Scholle der Gallzeiner Ötz steht steil. Am Schlierbach ist an einer kleinen Querstörung bei vorherrschend N—S-Streichen die inverse Lagerung bis zu den Partnach-Schichten aufgeschlossen.

Zu dieser tektonischen Einheit gehört wohl auch noch die Scholle von anisischem Dolomit, die der Schuppenzone bei der Ruine Rottenburg vorlagert ist.

Diese große Schuppe wird Inntal-wärts wieder von einer durchgreifenden Störung begrenzt. In der Gallzeiner Ötz steht diese Bewegungsfläche steil und dreht gegen Osten auf steiles Südfallen. An der Mündung des Weitales oberhalb Maurach erreicht sie das Inntal. Westlich der Gallzeiner Ötz biegt die Störungsfläche auf Nordfallen um und streicht bis Gasteig durch, wo sie in scharfem Knick gegen Osten zurückbiegt und oberhalb unter die Inn-Alluvionen eintaucht.

Diese Schuppe von Gasteig—Schöllberg—Seilberg besteht aus anisischen Dolomiten und Kalken und Partnach-Schichten, die invers liegen. Bei Gasteig kommen noch Spuren von gelben Kalksandsteinen bis Breccien der Reichenhaller Schichten vor. Auch im Einschnitt des Schlierbaches sind diese Gesteine als schmaler Streifen erschlossen. Der Südrand dieser Einheit fällt im wesentlichen nach Norden ein, der Nordteil (Gasteig bis Schöllberg) bildet eine inverse Mulde (Tafel 4, Profil 8), deren Flügel in kleinere Falten gelegt sind, wie die Aufschlüsse im Einschnitt des Bucher Grabens zeigen: Knapp vor dem Wasserfall liegt ein Sattel mit Partnach-Schiefertonen im Kern vor, dahinter schließt sich eine Mulde aus anisischem Kalk an.

Auch oberhalb St. Margarethen liegen die Schichten flach (siehe Karte). Die Lagerung aller nördlichen Teile ist, wie bereits erwähnt, vollkommen nach Norden überkippt (invers). Der Westteil der Einheit, das Gebiet von Gasteig und Schöllberg, wird vom Hauptteil durch eine Störung abgetrennt. Diese Störung setzt am Bucher Bach ein und folgt zunächst dem Scheitel des Gewölbes. Am Seilberg biegt sie in eine steil stehende Verwerfung um. An dieser Störung ist der Westteil des Gewölbes schräg nach Norden abgesunken. Parallel zum Ostrand der abgesunkenen Scholle laufen beiderseits einige kleinere Querstörungen.

Westlich Gattern liegen ganz analoge Verhältnisse vor. Auch hier wird das Gebiet durch die invers liegende Gesteinsserie anisischer Dolomit bis Partnach-Schichten aufgebaut, auch hier sind diese invers liegenden Gesteine muldenartig gebogen. Bei Gasteig tauchen sie unter die ebenfalls invers liegende Einheit von Gasteig—Schöllberg—Seilberg ein. Bei Gasteig grenzt die schon oben beschriebene Einheit der Hofer Wiesen an. Während diese Einheit der Hofer Wiesen eine normale liegende Mulde mit N—S-streichender Achse bildet, biegt die Achse der westlich angrenzenden Mulde gegen Osten ab (Tafel 4, Profil 6). An der Faltenstirn wurde die Zahl der Partnach-Kalk-Züge tektonisch verdoppelt. Diese Falte reicht nach Süden bis zum Hof „Stein“. In dieser Scholle treten zwei Brüche auf, die in der Umgebung des Wahrbichls SW—NO und nördlich Gallzeins SO—NW streichen.

Im Zwickel zwischen der eben beschriebenen Scholle, der Scholle der Hofer Wiesen im Süden und der Einheit Gasteig—Schöllberg—Seilberg im Norden kommt eine Schuppe von anisischem Dolomit bis Partnach-

Schichten hoch. Ihre Westfortsetzung wird von Quartärablagerung verdeckt. Nördlich des Hofer Bichls kommen zwei Schuppen von mittel-triadischen Kalken und Dolomiten heraus.

Östlich des Lagers Felsenkeller, bei Tuft, nördlich Axdorf (Axdorfer Kogl) und St. Margarethen stehen am Inntal-Rand isolierte Schollen aus anisichem Dolomit an, die mit tektonischer Grenze an die südlich folgenden Einheiten grenzen. Sie scheinen einer gemeinsamen Schuppenzone anzugehören, die vielleicht den Untergrund der angrenzenden Sattelmulden bilden.

Zusammenfassung.

Aus den vorhin geschilderten tektonischen Verhältnissen läßt sich für das Gebiet westlich des Zillertales folgendes tektonisches Gesamtbild ableiten. Die Grauwackenphyllite sind dem Schwazer Dolomit von Süden bis Südosten her aufgeschoben, dabei wurden ältere Faltenstrukturen abgesehen. Diese älteren Falten besitzen Achsen, die gegen Süden bis Südwesten verhältnismäßig steil eintauchen. Sie dürften wohl bei der jungpaläozoischen Gebirgsbildung geschaffen worden sein. Die überkippten Sattelmulden in den Trias-Kalken lassen sich ebenfalls am besten durch einen von SO gegen NW gerichteten Druck erklären. Der in dieser Richtung einengend wirkende Druck verursacht gleichzeitig senkrecht zur Druckrichtung eine Dehnung des betreffenden Gesteinsstreifens, es kam an großen WSW—ONO durchstreichenden Bewegungsflächen zu Ausweichbewegungen, wobei im allgemeinen der südlich liegende Teil gegenüber dem nördlich liegenden gegen ONO, der nördlich liegende Teil gegenüber dem südlich liegenden gegen WSW verschoben worden ist. Dadurch kam es zu Anschoppungen am Westrand der Mulden und Sättel zwischen Kogelmoos und Felsenkeller, dadurch kam es auch zu den gegen Osten gerichteten kleineren Verschiebungen, wie am Ausgang des Weittales. Außerdem entsprechen dieser Dehnung des Gesamtgebietes auch die zahlreichen Querstörungen.

GEBIET ÖSTLICH DES ZILLER (TAFEL 2 UND 3).

(Hiezu Tafel 5.)

Die Strukturen östlich des Zillertales stimmen mit denen westlich desselben in ihren Grundzügen überein. Neu hinzu kommt lediglich, daß die Trias noch höhere Schichtglieder umfaßt und daß innerhalb der Trias-Folge zwei Faziesbereiche entwickelt sind, die tektonisch durch eine größere Bewegungsfläche getrennt sind.

Der Schwazer Dolomit ist durch mehrere Querstörungen in Schollen zerlegt. Diese Schollen ziehen vom Kleinkogel (Ausgang des Zillertales) bis zur Hösel-Alpe durch. Ihre stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse entsprechen weitestgehend denen westlich des Zillertales. Auch hier ist vielfach noch der sedimentäre Verband von Schwazer Dolomit und Grauwackenphyllit erhalten. Die Übergangsbildungen von Grauwackenphylliten zu Schwazer Dolomit sind aber in diesem Abschnitt viel

zahlreicher und ausgedehnter erhalten. Auch fehlt im Gegensatz zum westlichen Abschnitt hier östlich des Zillertales eine durchgreifende tektonische Grenze an der Südseite des Schwazer Dolomits. Auch im Norden wird der Schwazer Dolomit von keiner durchgreifenden Störung begrenzt.

Am Kleinkogl—Heidstein biegt die Schichtung des Schwazer Dolomits, die am Ziller W—O bis sogar WNW—OSO streicht allmählich in WSW—ONO-Streichen um. Das Einfallen ist gegen Norden gerichtet. Da an der Grenze zum Phyllit hin weitgehend Basalbildungen erhalten sind, ergibt sich, daß diese Scholle von Schwazer Dolomit flach muldenförmig gebaut ist und daß die Achse der Mulde gegen NNW steil einfällt. Im Großkogl, und Reither Kogl streichen die Schichten ziemlich einheitlich WSW—ONO, fallen sehr steil nach Norden ein. Die Scholle Heidstein—Kleinkogl ist von der Scholle Reither Kogl—Großkogl durch die Grünwies'-Störung getrennt. An dieser Störung greifen von Süden her Grauwackenphyllite mit basalen Quarziten weit nach Norden ein. Dabei sind diese quarzitischen und phyllitischen Einlagerungen stellenweise zu einer prachtvollen tektonischen Zerreibungsbreccie zerbrochen. Die Grünwies'-Störung fällt steil nach NW ein. O. SCHMIDEGG (1953, S. 20) nahm an, daß an dieser Störung eine Verschiebung des östlichen Teiles nach Norden erfolgt sei. Die Lagerungsverhältnisse der beiden Schollen (Heidstein—Kleinkogl und Reither Kogl—Großkogl) und das Einfallen der Störungsfläche aber sprechen dafür, daß hier eine Abschiebung der westlichen Scholle gegen NO erfolgt ist.

Südlich der Schwazer Dolomit-Scholle Heidstein—Kleinkogl liegen mehrere kleine abgetrennte und von tektonischen Flächen begrenzte Schollen (Klausenköpfl, Saurüssel, Zillerbrucker und Spitzer Köpfl).

Östlich der Grünwies'-Störung liegt die Scholle Reither Kogl—Großkogl. Auch an ihrer Südseite sind geringmächtige Basisquarzite aufgeschlossen. Außerdem wird diese Südseite durch drei WNW—OSO-streichende Querstörungen geformt. An diesen Querstörungen ist Südliches gegenüber dem Nördlichen nach Westen verschoben. Es ist daher naheliegend, die großen Dolomitschollen von Saurüssel, Zillerbrucker und Spitzer Köpfl als an der südlichen dieser drei Störungen nach Westen geschoben und an Brüchen abgekippt zu betrachten. Sie bilden mithin die abgetrennte Südspitze der Schwazer Dolomit-Scholle Reither Kogl—Großkogl. Der Ost-rand dieser Scholle ist ebenfalls tektonisch geformt. Hier endet der Schwazer Dolomit an einer ostfallenden Störung. Am Geyer-Bach greifen die Grauwackenphyllite bis auf die Terrasse von Reith durch.

Auf der Nordseite von Kleinkogl—Großkogl zieht eine steil südfallende Störung entlang, das „südfallende Blatt“. Es ist aus dem Georgi-Unterbau und aus dem Kramstollen bekannt und konnte entlang der Klein- und Großkogl-Schollen geschlossen durchverfolgt werden. An dieser Störung ist die südliche Einheit im saigeren Werte von 200 m abgesunken. Die Störung verschwindet nach Osten unter quartären Ablagerungen. Der Störung im Norden vorgelagert ist eine schmale Schuppe Schwazer Dolomit, die transgressiv von Buntsandstein überlagert wird. In der streichenden Fortsetzung dieser Schuppe liegt eine kleine Dolomitkuppe, die von der Bundesstraße gequert wird.

Östlich des Geyer-Baches zieht ein schmaler Streifen von Schwazer Dolomit von Wölzenberg bis zur Alpbacher Ache. Seine Süd- und Nord-Begrenzung sind durch Moränenmassen verdeckt. Am Hygna-Bach bei 753 m ist ein kleiner Keil von Grauwackenphyllit aufgeschlossen. An der anscheinend steil nach Westen einfallenden Störung an der Alpbacher Ache ist der Schwazer Dolomit im Westen gegenüber dem Buntsandstein im Osten um etwa 500 m nach Norden vorgeschoben.

Östlich der Mündung der Alpbacher Ache zieht der Schwazer Dolomit als breiter Streifen vom Graber Joch über Thierberg (Gratlspitz) bis zum Hösel-Joch. Durch zwei Querstörungen wird er in drei tektonisch getrennte Schollen gegliedert. Im Westen liegt die Einheit des Graber Joches. Zwischen der Bischofer Joch-Störung und der Thierberger Hauptstörung liegt ein mittlerer Teil und östlich der Thierberger Hauptstörung die große Scholle des Einser Kopfes. An der steil ostfallenden Bischofer Joch-Störung ist der Mittelabschnitt gegenüber dem Graber Joch nach Norden vorgeschoben. Während er in der westlichen Scholle WSW—ONO streicht und mittelsteil nach Süden einfällt, folgt das Gesteinsstreichen in der Mittelscholle ungefähr deren Verlauf, d. h. die Schichten streichen aus der SW—NO-Richtung im Süden bogenförmig in O—W-Richtung an der Nordseite des Gratlspitz hinein. Dabei herrscht steiles Einfallen nach Süden und Norden.

Die Thierberger Hauptstörung folgt bogenförmig diesem Gesteinsstreichen. Sie setzt an der Südseite des Thierberges ein, zieht durch den Alsten-Graben hinauf und streicht zwischen den beiden Gipfeln des Gratlspitz in die O—W-Richtung. Bei Kaiserbrünnl biegt diese Störung in SW—NO-Richtung zurück und schneidet hier die W—O-streichenden Bänke des Schwazer Dolomits ab.

In der östlichen Scholle bilden die Schichtbänke des Schwazer Dolomits eine nach Süden (Halsberg) vorgewölbte Falte mit steiler Achse. Diese nach Süden vorgewölbte Falte biegt im Norden in eine gegen Norden schauende Falte um.

Am Ostende des Dolomitzuges streichen über das Hösel-Joch mehrere SSW—NNO-streichende Störungen. Die erste Störung tritt auch morphologisch in der Hösel-Klamm stark hervor. An ihr ist eine Scholle von Schwazer Dolomit ostwärts abgesunken. Die zweite annähernd parallel liegende Störung trennt den Schwazer Dolomit vom Buntsandstein. Gegen Halsberg-Alpe hinauf sind an kleinen Störungen Keile von Wildschönauer Schiefen eingeklemmt.

Während an der Westscholle (Graber Joch) und an der Ostscholle (Einser Kopf) die Grenze des Schwazer Dolomits zu den Grauwackenphylliten sedimentär ist (Basisquarzite), ist im Mittelabschnitt die Grenze eine nach Norden einfallende Störung.

Die Nordgrenze des Schwazer Dolomits ist jedoch in ihrer Gänze sedimentär. Über ihm liegen überall, soweit nicht Schuttverdeckung sie verbirgt, die Transgressionsbreccien des Buntsandsteins.

An der Westseite des Graber Joches greift vom Alpbach-Tal herauf über Rasselstein zur Inner-Hausberg-Alpe ein Phyllitkeil in den Schwazer

Dolomit ein. Aus den morphologischen Verhältnissen läßt sich schließen, daß sich diese Störungen nach Osten über den Rücken des Graber Joches im Schwazer Dolomit fortsetzen.

Aus den Lagerungsverhältnissen des Schwazer Dolomits im Zuge Graber Joch und Einser Kopf ergibt sich, daß auch hier genau so wie westlich des Zillertales alte Faltenstrukturen erhalten sind. Am Halsberg ist eine solche nach Süden gerichtete Falte, wie sie im Westen (Tafel 1) an der Südseite von Palleiten und Schlitterberg zu erkennen waren, noch in ihrer Gänze erhalten. Dort allerdings waren diese Falten durch die Überschiebung der Grauwackenphyllite abgeschnitten.

An den Schwazer Dolomit schließt nach Norden sedimentär auflagernd die Trias an. Dort, wo die Quartär-Bedeckung in entsprechend großen Fenstern durchbrochen ist, zeigt sich ein Trias-Profil, das von der Buntsandstein-Basis bis zu den oberen Teilen der Raibler Schichten reicht. Die Schichtstellung ist in Scheffach überkippt steil südfallend. Weiter östlich im Gebiete der Holzalpe herrscht Saigerstellung vor. Auf der Terrasse von Reith fehlen größere Aufschlüsse, nur beim „Stolzen“ (südlich des Reither Sees) kommt noch anisischer Dolomit unter dem Quartär zutage und bei St. Gertraudi steht Buntsandstein an. Östlich Hohenegg ist eine Verschuppung zu beobachten. Östliche Teile scheinen hier auf westliche Teile von Osten her etwas aufgeschoben zu sein.

Diese dem Schwazer Dolomit sedimentär aufliegende Trias wird im Norden von einer durchgreifenden Störung begrenzt. Diese Störung trennt gleichzeitig zwei Trias-Fazies voneinander. Die dem Schwazer Dolomit aufliegende Trias gehört zur Hohenegg-Fazies, die durch die Störung getrennte höhere tektonische Einheit zur Berchtesgadner Fazies. Die Hohenegg-Fazies ist hier zu einer in sich wieder gestörten, mehr flachen Mulde geformt. Deren Achse hebt sich im Westen wie im Osten leicht heraus, sodaß hier ältere Gesteine, im niedergebogenen Mittelstück junge Gesteine anstehen.

Östlich der auslaufenden Thierberger Hauptstörung greifen die vornehmlich skythischen Gesteine tief in den Raum des Schwazer Dolomits ein. Dieses Eingreifen steht in Verbindung mit der gegen Süden gerichteten faltenförmigen Vorwölbung dieses Gesteins. Der tektonische Bau des Buntsandsteins ist sehr kompliziert. An engscharigen Störungen sind mehrfach Kalksandsteine bis Breccien der Reichenhaller Schichten eingesenkt. Am Südrand dieser Trias liegen im Buntsandstein bei Larcha (Ramsberg) und auf der Außer-Hauser Alpe Schollen von Schwazer Dolomit in flacher Lagerung auf.

Die dem Paläozoikum sedimentär auflagernde Trias wird im Norden durch eine größere Störungszone begrenzt. Diese Störung streicht aus der Talverschüttung an der Zillertal-Mündung zwischen den Burghügel von Kropfsberg und dem Buntsandstein-Fuß des Kleinkogl herein, streicht unter der Schuttverdeckung der Terrasse von Reith durch und tritt erst wieder nördlich des Silberberg-Baches in Erscheinung. Hier stoßen an einer südfallenden Störung Raibler Schichten an anisische Gesteine. Gleiche Verhältnisse finden sich an der Südseite des Silberberg-Kopfes. Zwischen Geyerköpfl und Silberberg streicht diese Störung in den Südrand der großen

Überschiebung der Berchtesgadner Fazies hinein (siehe weiter unten). Die Bedeutung dieser Störung bezeugen an ihr aufgeschuppte Schollen des paläozoischen Untergrundes, d. s. die drei Schwazer Dolomit-Schollen bei St. Gertraudi.

Nördlich schließt eine schmale Schuppenzone an. Sie führt im Westen Buntsandstein und ist im Osten nördlich des Silberberg-Grabens auf Reichenhaller Schichten beschränkt. Der Nordrand dieser Einheit ist im Westen bei Brand durch die Einschuppung von Partnach-Schichten gekennzeichnet. An der Grenze zwischen Buntsandstein und Reichenhaller Schichten sind in der Terrasse von Reith offensichtlich größere Gipsvorkommen eingelagert. Der Pingenzug setzt schon bei Brand ein und zieht über Egelsee—Reither See bis hart an die Alpacher Ache heran. Diese Schuppe wird wieder ihrerseits im Norden durch eine Störungsfläche begrenzt, die am Inntal-Rand westlich Brand beginnt, an der Nordseite des Reither Sees durchzieht und die die Reichenhaller Schichten nördlich des Silberberg-Grabens begrenzt. Nördlich dieser Störung liegt eine Mulde mit anisichen Dolomiten und Kalken in den Flügeln und Raibler Schichten in ihrem Kern. Die Raibler Schichten sind entlang des Zimmermoos-Baches bestens aufgeschlossen. Die große Pinge bei Perchau (westlich Mehrn) dürfte auf Raibler Gips zurückgehen. Hier, westlich Perchau, bedingt eine NW—SO-streichende und flach westfallende Störung eine Verschuppung in dieser Mulde. Der westliche Teil ist auf den östlichen Teil etwas aufgeschoben. In Zimmermoos stehen NW—SO-streichende Partnach-Schichten (westlich Birgl) an, da sich die Mulde hier gegen Osten heraushebt. Dieser Muldenzug, der im Westen engepreßt und im Osten mehr flach liegt, wird im Norden durch eine Querstörung begrenzt. Diese trennt ihn von den Schuppen verschiedener Gesteine in Brixlegg und im weiteren von den Gesteinen der Berchtesgadner Fazies. Der Südfügel der Mulde zeigt bei Lehmbichl eine Ausstülpung gegen Norden, die vermutlich mit der weiter südlich liegenden Verschiebung im Schwazer Dolomit an der Alpacher Ache in Zusammenhang stehen dürfte.

Wie bei Hohenegg scheinen auch bei Einberg, Pinzger und Unterstein flach liegende kleine Aufschiebungen von Osten her innerhalb der Einheit stattgefunden zu haben.

Die Trias aller dieser Einheiten zwischen dem Schwazer Dolomit im Süden und dem Ramsau-Dolomit im Norden im Bereiche von Reith, Scheffach und Zimmermoos gehört der Hohenegg-Fazies an.

Wie oben bereits angeführt, streicht die große Störung, die südlich des Kropfsberg-Hügels im Inntal einsetzt, bis an den Südrand der großen Einheit aus Berchtesgadner Fazies zwischen Silberberg und Geyerköpfl durch. Sie läßt sich weiter nach Osten verfolgen. Wenig östlich sind an ihr an der Südseite des Silberberg-Eckes Grauwackenphyllite unter dem Ramsau-Dolomit eingeschuppt. Ihr weiterer Verlauf nach Osten ist gegeben durch das Auftreten von Grauwackenphylliten über dem Buntsandstein, der dem Schwazer Dolomit des Thierberges und der weiter östlich Grauwackenphylliten aufliegt. Am Kienzenhofer Kogl nördlich Thierbach stoßen anisische Gesteine der südlichen Einheit an Grauwackenphyllite der nördlichen Einheit (Moos). Diese Störung läßt sich noch mit Sicherheit bis östlich Glim verfolgen, wo sie anscheinend in Grauwackenphyllit über-

tritt. Man könnte ihre weitere östliche Fortsetzung an der Nordseite der Buntsandstein-Schuppen vermuten, die östlich Oberau „am Egg“ auftreten. Noch weiter östlich wäre eine mögliche Fortsetzung unter der großen Talverschüttung der Wildschönau zu suchen.

Nördlich dieser Störung, bzw. nördlich der schon erwähnten Störung nördlich Perchau—Zimmermoos liegt eine große Einheit von überwiegend Trias-Dolomiten. Diese Einheit hebt sich faziell und tektonisch heraus. Faziell gehören ihre Gesteine der Berchtesgadner Fazies an. Tektonisch sind sie den bisher beschriebenen Einheiten, in denen die Trias in Hohenegg-Fazies entwickelt ist, deckenförmig aufgeschoben.

Diese große tektonische Einheit wird durch die Zone von Mauken-Maukenöztz in eine westliche kleinere und in eine östliche größere untergeteilt. An dieser Zone von Mauken—Maukenöztz sind paläozoische Gesteine, die hier schuppenartig auftreten, stark beteiligt. Dazu kommen Buntsandstein und anisische Kalke. Die ursprüngliche Anlage dieser Zone ist offenbar ein Gewölbe (Mauken-Gewölbe). Bei Schwarzenberg (Ober-Zimmermoos) schneidet dieses Gewölbe westwärts ab. In der Schuppenzone bei Brixlegg kommt der stark reduzierte und zerschuppte Nordflügel des Gewölbes nochmals hervor. Wildschönauer Schiefer, Schwazer Dolomit, Buntsandstein und anisische Trias sind hier aufgeschlossen. Am Westrand der Berchtesgadner Fazies ist der Ramsau-Dolomit tektonisch stark zertrümmert. Nördlich des Mauken-Gewölbes schließt die Trias-Dolomitscholle des Rattenberger Stadtbirges—Leitereck an. Am Ostende dieser Dolomitscholle ist ein Gewölbe eingelagert, das im Kitzloch (Mauken-Klamm) aufgeschlossen ist. Es dürfte sich noch weit nach Westen fortsetzen, wofür die große Mächtigkeit des Ramsau-Dolomits spricht. Im großen gesehen, dacht diese Scholle gegen Norden ab. Hier ist dem Ramsau-Dolomit der Obere Dolomit (Hauptdolomit) vorgelagert. Dieser bildet zwei Schollen. Im Westen liegt die kleine Scholle vom Rattenberger Schloßberg, im Osten eine große westlich der Mauken-Klamm. Beide Vorkommen von Oberen Dolomit führen Reste von Raibler Schichten an ihrer Basis. Diese sind teilweise tektonisch ausgequetscht. Die ganze Einheit wird von mehreren Querbrüchen durchsetzt. Diese treten z. T. morphologisch stark hervor.

Die deckenförmige Aufschubung dieser in Berchtesgadner Fazies ausgebildeten Einheit wird besonders deutlich durch den Umstand, daß im Westen ihre Basisgesteine vollkommen abgeschert sind. Der Ramsau-Dolomit liegt unmittelbar auf seinem Untergrund auf. Auf Abscherung weisen auch die Schuppen von Berchtesgadner Fazies in der Hohenegg-Fazies hin. In der Umgebung des Gasthauses „Alpenrose“ (Unter-Zimmermoos) liegen drei Deckenschollen. Eine große Schuppe baut weiter östlich den Hauskogel auf. Kleinere Deckenschollen liegen oberhalb Winkl und bei Schwarzenberg. Südlich der Zone von Mauken—Maukenöztz zieht das Westende der großen östlichen Trias-Dolomitscholle entlang. Von Maukenöztz an ostwärts wird dieses Westende durch eine reduzierte und gestörte Mulde gebildet. Den Kern bildet ein dünner Streifen von Oberen Dolomit, begleitet von stark ausgedünnten Raibler Schichten. Die Ramsau-Dolomitscholle des Nock (östlich Höhenbrunn) bildet den Nordflügel. Er setzt sich nach Westen im Silberberg-Kopf fort. Den Südflügel der Mulde bildet

der Ramsau-Dolomit des Silberberges. Nördlich unter dem Ramsau-Dolomit des Nock kommen bei Schwarzenberg Raibler Schichten heraus. Diese gehören noch jenem Muldenzug an, der aus der Hohenegg-Fazies von Westen her hereinstreicht (Zimmermoos-Bach) und dessen Ostende hier noch in die Schuppenzone des Mauken-Gewölbes miteinbezogen ist.

Genau so wie am Rattenberger Stadtberg fehlen auch hier die Basis-schichten der überschobenen Einheit aus Ramsau-Dolomit. Sie sind nur in dünnen Resten an der Südseite am Silberberg erhalten (Wildschönauer Schiefer, Buntsandstein und Basiskalk). Abgetrennt ist die große Deck-scholle des Geyerköpfls. Sie hat einen in sich sehr komplizierten Bau. In einem Bergwerksstollen wurden in ihr eingeschuppte Raibler Schichten des tektonisch Liegenden angefahren.

Die große Scholle von Ramsau-Dolomit südlich des Mauken-Gewölbes verbreitert sich rasch und zieht geschlossen bis östlich Wörgl durch.

Die Grenze zum Buntsandstein am Südrand ist stark gestört. Die Basis-gesteine lassen eine leichte Dynamometamorphose erkennen. Diese äußert sich in dünnplattig flaseriger Struktur. Zum Teil sind die Gesteine auch mylonitisch. Vielfach sind noch lineare Strukturelemente in Form von Streckungsachsen zu erkennen. Sie liegen flach und sind gleichsinnig im Streichen des ganzen Dolomitzuges angeordnet. Dabei ist ein leichtes An-steigen der Dynamometamorphose dieser Basis-Gesteine gegen Westen zu erkennen, während sie ostwärts etwa in der Gegend östlich des Kragen-joches allmählich ausklingt. Östlich des Zauberwinkels ist sie nicht mehr zu beobachten.

Im südlich anschließenden Buntsandstein-Zug scheinen Störungen über größere Strecken durchzustreichen. Sie begleiten die Hauptstörung an der Basis des Trias-Dolomits mit annähernd gleichem Streichen und Fallen.

Im Innern der großen Ramsau-Dolomit-Scholle liegt eine Quermulde südwestlich Kundl (Saulueg). Östlich der Kundler Klamm liegt über dem Ramsau-Dolomit unter teilweiser Zwischenschaltung von Raibler Schichten (Brach) Oberer Dolomit. Auf diesen Oberen Dolomit ist im nördlichen Teil eine Scholle von Ramsau-Dolomit aufgeschoben.

Der ganze Dolomitstreifen zwischen der Zone von Mauken und dem Ostende südöstlich Wörgl wird von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt. Sie treten hier morphologisch sehr stark heraus.

Zusammenfassung.

Die tektonischen Verhältnisse östlich der Mündung des Zillertales stimmen mit denen westlich desselben überein. Wenn auch östlich des Ziller-tales zwischen Grauwackenphylliten und Schwazer Dolomit der Verband im großen ungestört ist (im Gegensatz zu westlich), so zeichnet sich doch der von Süden erfolgte tektonische Druck in der Zerschierung des Schwazer Dolomits in der Thierberg-Scholle deutlich ab. Auch die jungpaläozoische Faltung des Schwazer Dolomits ist im Reither Kogl und im Thierberg-Zug deutlich zu erkennen.

Die einzelnen tektonischen Einheiten werden durch W—O-streichende tektonische Flächen gegliedert. Auch sie weisen ebenso wie Synklinal-strukturen auf einen S—N-gerichteten Druck.

Das vorherrschende Bauelement im Bereiche östlich des Zillertales ist aber die Aufschiebung der Berchtesgadner Fazies. Großfaltenstrukturen, die sich im westlichen Teil erkennen lassen (Mauken-Gewölbe, Mulde Kalkofenwand—Brandach-Joch, Kitzloch, Westende des Rattenberger Stadtbirges weisen auf S—N-gerichtete Bewegungen. Dazu kommt eine in ost-westlicher Richtung erfolgte Bewegung, die sich einerseits in der Anlage von Quermulden äußert (Brach) und andererseits (genau so wie westlich des Zillertales) in gegen Westen gerichteten Verschuppungen.

IV. Hydrologie.

Quellen ¹⁾.

Wasser-durchlässig sind alle Dolomite (Schwazer Dolomit, Ramsau-Dolomit, Oberer Dolomit und jener der Fazies von Hohenegg), die Schotter und Sande. Wasser-undurchlässig hingegen sind die paläozoischen Phyllite, stellenweise der Buntsandstein, die Werfner Schichten, die Partnach- und Raibler Schichten, soweit sie nicht kalkig oder dolomitisch sind, dann Moräne und Tone. Quellhorizonte stellen in erster Linie die die Dolomite unterlagernden undurchlässigen Schichten dar. Zu Wasseraustritten kommt es weiters, wo Moräne oder Lehm von Schottern bis Sanden überlagert wird.

Als Absätze kalkhaltiger Quellen sind Kalktuffbildungen geringen Ausmaßes zu finden. M. v. ISSER (1905, S. 290) erwähnt „zerfressene poröse moosartige Gebilde von gelbbrauner chamoisartiger Färbung am Duftbachl bei Schwaz, am Bucherbach, am Rotholzer Bach“. Das Vorkommen am Schlierbach (Fahrweg nach Ober-Troi) war schon A. PICHLER (1860, S. 14) bekannt. Dazu kommen noch einige kleinere Vorkommen.

In fast allen Stollen sind Sinterbildungen als Absatz kalkhaltiger Grubenwässer zu finden: kleine Tropfsteine oder krustige, seltener kugelige Überzüge von Kalzit und Eisenblüte.

Im Wilhelm-Erbstollen erwiesen sich die Quellen aus dem Buntsandstein und Schwazer Dolomit als sehr schwach radioaktiv. Messungen ergaben 0,47—2,0 ME bei einer Temperatur von 8,5—12,8° C ²⁾.

Noch schwächer radioaktiv ist das Stollenwasser vom Bergbau Großkogel: 0,3 ME bei einer Temperatur von 7,8° C (Schwazer Dolomit). (K. KRÜSE, 1937, S. 42).

Der Bischofbrunn südlich Mehrn entspringt aus anisischem Kalk. Er hat 1,7 ME bei einer Temperatur von 9,3° C. Quellen in der Umgebung von Mehrn (außer der Heilquelle) ergaben 0,3—4,8 ME bei einer Temperatur von 9,5—11,3° C. Die Quelle „auf dem Wiesel“, die in die Wasserleitung von Rattenberg eingeleitet ist, entspringt aus Ramsau-Dolomit. Sie hat 1,2 ME bei 8,5° C (K. KRÜSE, 1937, S. 42).

Bäder.

Das Heilbad Mehrn bei Brixlegg besitzt eine „erdige“ Quelle ³⁾ mit einer Radioaktivität von 5,6—6,8 ME und einer Temperatur von 10,5—11,0° C (K. KRÜSE, 1937, S. 42). Die Quelle entspringt laut Angabe aus Kalk (Raibler Schichten).

Das „Bad Eisenstein“ bei Wörgl bezieht sein Wasser aus dem Latreingraben, der etwa auf halber Bergeshöhe gefaßt wird. Auf der Karte (Tafel 3) ist die ungefähre Lage verzeichnet. Der Eisengehalt stammt aus den ockerig anwitternden Gesteinen an der Basis des Ramsau-Dolomits. Die Latrein-Quelle ergab 0,2 ME bei 15° C ⁴⁾.

¹⁾ In den drei Kartenblättern ist nur ein Teil der Quellen eingezeichnet. Es handelt sich dabei um solche, die als Orientierungsmittel im Gelände dienen können.

²⁾ M. BAMBERGER und K. KRÜSE, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols (IV). Jahrb. G. R. A. Bd. LXIV, 1914 (1915), S. 195.

³⁾ J. ZEHENTER, Die Mineralquellen Tirols. Zeitschr. Ferd. 1893, S. 85.

⁴⁾ M. BAMBERGER und K. KRÜSE, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols (II). Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. II a, Jg. 1910, S. 222.

Das „Aubad“ bestand im jetzigen Schloß Neu-Matzen. Die Badquelle kommt aus dem ausgemauerten Stollen innerhalb des Zaunes westlich des Schlosses. Diese Quelle ist indetisch mit der von K. KRÜSE (1937, S. 42) angegebenen Quelle bei Schloß Neu-Matzen (km 44), die nach ihm 0,4 ME und 10° C hat.

J. ZEHENTER¹⁾ gibt eine von J. A. ÖLLACHER 1854 gemachte Analyse an.

Der Schwefelgehalt der Quelle ist aus dem großen Gipszug von Reith bei Brixlegg zu beziehen.

Das „Bad Thierberg“ (östlich Gratlspitz) existiert ebenfalls nicht mehr. Es befand sich wohl im Knappenhaus beim Kaiserbrünnl. Nach M. v. ISSER (1888, S. 251) wurden die metallischen Grubenwässer der dortigen Stollen verwendet.

V. Bergbau.

Die Karte des Geognostisch-Montanistischen Vereins, welche 1852 herausgegeben wurde, ist bisher die einzige Darstellung der wichtigsten Bergwerksstollen und Schürfe dieses Gebietes geblieben. Ausgezeichnete Aufsätze hat A. R. SCHMIDT (1868) über den Unterinntaler Bergbau veröffentlicht. Auf diese Arbeit stützen sich alle späteren Werke. A. R. SCHMIDT hatte viele der damals noch offenen Gruben selbst noch befahren können. M. v. ISSER (1888) hat einen kurzen Abriß über die Tiroler Bergbaue geschrieben. Ausführlicher widmete er sich (1905) der Schwazer Bergwerksgeschichte. Leider sind die Angaben dieser Arbeit mit äußerster Vorsicht zu verwenden, da ihm viele Verwechslungen, namentlich an Örtlichkeiten, unterlaufen sind. Seine Beilage I, eine Übersichtskarte der Schwazer Bergwerksstollen, ist vollkommen unbrauchbar. TH. OHNESORGE'S Untersuchungen des Bergbaues in der Umgebung von Schwaz und Brixlegg sind in einem kurzen Aufsatz 1911 erschienen. Später hat R. v. SRBIK²⁾ eine Zusammenstellung der Tiroler Bergbaue gegeben, brachte aber für das Aufnahmegebiet nur wenig Neues. Neue Arbeiten über den Schwazer und Kogler Bergbau liegen von O. SCHMIDEGG (1951, 1953) vor. Über den Bergbau Alte Zeche und Zapfenschuh berichtete A. NÖH (Schlern-Schriften Bd. 85, 1951).

Im Zusammenhang mit der geologischen Neuaufnahme wurden 1150 Bergwerksstollen kartographisch festgehalten. Dabei wurde das Schwergewicht auf geologische, nicht aber auf lagerstättenkundliche Untersuchungen gelegt. Die angefahrenen Schichten wurden, soweit die Einbaue noch offen waren, aufgenommen, aus dem Haldenmaterial festgestellt oder aus den Karten ergänzt. Auf Vererzung wurde gewissermaßen nur nebenher geachtet. In den Profilen ist diese daher stark schematisiert.

Von den zahllosen alten Einbauen ist nur mehr ein geringer Prozentsatz, z. T. unter Lebensgefahr zu befahren. Große Schwierigkeiten bereitete die namentliche Identifizierung, da die alten Grubenkarten nur selten Wege und andere Orientierungspunkte enthalten. Von vielen Einbauen fehlen Grubenkarten. Wegen der großen Zahl wurden die meisten Stollen mit Nummern in den Karten eingetragen, wobei die Numerierung sowohl auf Kartenblatt 1 als auch Kartenblatt 2 mit 1 beginnt. Zur leichteren Zurechtfindung in der Natur wurde den Kartenblättern 1 und 2 ein Aufriß beigelegt.

SCHWAZER BERGREVIER³⁾.

A. Spateisenlagerstätten.

Die Spateisenerzgänge im Schwazer Bergrevier besitzen meist SW—NO-Streichen bei südöstlichem Einfallen. Ausnahmen bilden die Gänge des Bergbaues Heilig Kreuz, ein Zapfenschuh-Gang, der Maria Heimsuchung-Gang (Schwazer Eisenstein) und jener auf der Westseite des Proxen-Standes.

1) J. ZEHENTER, Die Mineralquellen Tirols. Zeitschr. Ferd. 1893, S. 29.

2) Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte des Naturwiss.-Med. Vereines in Innsbruck, XLI. Jg. 1929, S. 113.

3) In der Einteilung der Bergreviere halte ich mich an A. R. SCHMIDT (1868) und nicht an R. v. SRBIK (Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte des Naturwiss.-Med. Vereines in Innsbruck, XLI. Jg. 1929, S. 113 ff.).

I. Heilig Kreuz.

(Nächst dem Kirchlein Heilig Kreuz, W Schwaz, Abb. 9.)

Zum Bergbau Heilig Kreuz gehören zwei Erzgänge. Der südwestlichere ist gut aufgeschlossen. Das feinkörnige bis dichte (minderwertige) Spateisenerz wurde sowohl zu Tage als auch in Stollen abgebaut. Alle Mundlöcher sind heute verfallen. Lediglich der „Schurfstollen“ ist von einem kleinen, wenig höher gelegenen Tagverhau aus noch befahrbar. Der Heilig Kreuz-Stollen wurde in den vergangenen zwanziger Jahren ohne Erfolg wiedergewältigt.

II. Bruderwald und Schwazer Eisenstein.

(Taf. 7, Fig. 5.)

Auf der Hochwiesen-Aste weisen zwei große Halden auf einstige Einbaue. Von diesen ist heute nichts weiter bekannt.

Etwas weiter im Westen liegt der Bruderwald-Gang. Die als „oberer“ und „unterer Bruderwald-Stollen“ bezeichneten kurzen Einbaue waren um die Mitte des vorigen Jahrhunderts noch in Betrieb.

Nach Nordwesten folgen auf den Bruderwald-Gang ein auf älteren Karten nicht erwähnter „unbekannter Gang“, dann der Habergeiß-Gang, die beiden großen Gänge des Schwazer Eisenstein: Carolin- und Franziszi-Gang. Diesen nordöstlich (hangab) vorgelagert ist der kleine Maria Heimsuchung-Gang. Auf diesen Gang, bzw. in dessen Nähe schürften auch die Stollen Nr. 76—79 und 95¹⁾. Über das Verhalten der Eisensteiner Hauptgänge gibt Profil 2 auf Tafel 4 Aufschluß.

M. v. ISSER (1905, S. 241) erwähnt vom Schwazer Eisenstein folgende Erze: Spateisen, Kupferkies, Pyrit, Fahlerz, Spuren von Bleiglanz und von Nickel- und Kobalterzen, ab und zu auch etwas Eisenglanz.

Fast alle Stollenmundlöcher sind verfallen. Offen sind nur drei Einbaue des Bruderwald-Ganges, ein Schurf auf den vorgelagerten „unbekannten“ Gang, auf abgetrennte Erzputzen jener 90 m nördlich des Grattenbrunnls und schließlich ein kurzer Stollen in der Brandriese südwestlich desselben. Außerdem sind noch der Schmiedenstollen und der Waldstollen des Carolin-Ganges befahrbar.

III. Alte Zeche und Zapfenschuh.

Nach M. v. ISSER (1905, S. 253) führten diese Gänge von Spateisen noch folgende Erze: Fahlerz, Bleiglanz, Kupferkies und vereinzelt die reichen Silbererze, wie Silberglanz, Rotgiltigerz und Silberblende, selten Nickel- und Kobalterze. In frühen Betriebszeiten wurden lediglich Silber-, Kupfer- und Bleierze verwertet, später auch das Spateisenerz.

Von den oberen Zapfenschuh-Stollen, welche auf kurze Erstreckung das Erz erreichten, liegt ein Grubenplan vor. Der Berta-Unterbaustollen hatte die alten Zapfenschuh-Baue mit dem neuen Westschlag unterfahren. Nach dem Grubenriß, welchen M. v. ISSER (1905, Blge. IV) in seiner Bergwerksgeschichte als Verkleinerung einer alten Karte wiedergibt, sind die Erze der alten Zeche und des Zapfenschuh in engem Zusammenhang gestanden. Eine Reduktion von ISSER's Karte auf den Maßstab der Feldaufnahme läßt lediglich eine Identifizierung des „Farbgrübels“ und des St. Nikolaus-Stollens zu. Der Stollen Nr. 6 ist vielleicht noch das Mundloch des Zapfenschuh-Stollens. Sonst aber scheidet jeglicher Versuch einer Identifizierung, solange das mittelalterliche Original unauffindbar ist.

Außerhalb des Arbeitsgebietes liegen noch ein paar über den Pillberg verstreute Stollen, welche fast alle vollkommen verfallen sind.

Den Gängen des Schwazer Eisensteins sind im Bereiche der alten Zeche gegen das Inntal hin vier Gänge vorgelagert. Der Berta-Liegendgang war der vorderste und beste. Er wurde bis auf 90 m unter die Sohle des Berta-Unterbaustollens edel verhaut. Die bedeutendsten Stollen der Alten Zeche (aus der Größe der Halden geschlossen) waren von oben nach unten: Johanni-, Danler-Stollen, die Stollen Nr. 30, 35, 33 und die beiden Berta-Stollen.

¹⁾ Die Nummern der Stollen beziehen sich auf die in den Kartenbeilagen eingetragenen betreffenden Nummern.

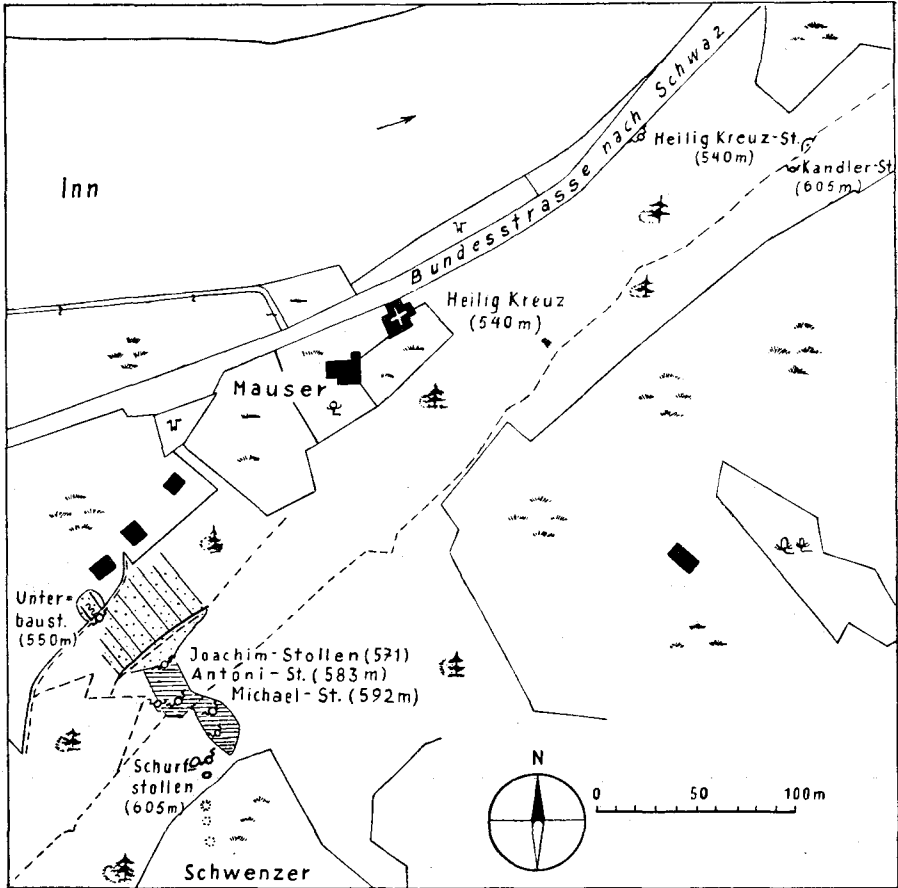


Abb. 9. Bergbau Heilig Kreuz. Das über Tag anstehende Spateisenerz des südlichen Erzganges ist dunkel schattiert dargestellt.
Aufnahme: H. PIRKL. Topographische Grundlage Katastralmappe 1:2.880.

Abgesehen vom „Farbgrübl“ sind von den mit Namen erwähnten Stollen — läßt man ISSER's Kopie außer acht — Grubenrisse vorhanden.

Der Berta-Unterbaustollen mußte ab Stollenmeter 99 43 m Schwimmsand durchfahren, welcher den Vortrieb äußerst erschwerte. Er dürfte vorher in Schottern stehen. Die Halde ist in letzter Zeit als Füllmaterial abtransportiert worden.

Die Einstellung des Betriebes Alte Zeche erfolgte 1912 wegen Unrentabilität¹⁾. Der Naßtalstollen, östlich des Lahnbaches gelegen, sollte, wie M. v. ISSER (1905, S. 75) vermutet, die Fortsetzung der Alt-Zechner Gänge aufsuchen, er war im Mittelalter aufgeschlagen worden.

IV. Breitlaub.

(Tafel 7, Fig. 5.)

O. SCHMIDEGG (1951, S. 57) verlegt diesen Spateisenbergbau auf den Rücken zwischen Proxen- und Lahnbach²⁾ in zirka 1150 m Meereshöhe. Diese Gegend heißt „Hagegg“. Dort fand sich auch bei genauem Durchsuchen keine Spur eines ehemaligen Bergbaues. Abseits davon aber, $\frac{3}{4}$ km entfernt, liegen ein paar verfallene Stollen und Pingen. Diese Gegend trägt heute noch die Bezeichnung „Breitlaub“. Ein Katasterblatt, welches in der Berghauptmannschaft Innsbruck zu Hall in Tirol verwahrt wird, zeichnet in dieser Gegend auch die ungefähre Lage des Grubenfeldes ein. Die Vermessung der Bergbauspuren deckt sich mit der Eintragung des Katasterblattes. Eine kleine, aus dem vorigen Jahrhundert stammende Grubenkarte mit schematisiertem Grundriß der wichtigsten Schwazer Stollen zeichnet in dieser Gegend zwei Stollen ein, die als „Breitlaub“ bezeichnet werden. Dieser Bergbau wurde nach A. R. SCHMIDT (1868, S. 71) 1845 aufgegeben.

Tief drunten am Hang zwischen Egart-Boden und Zintberg wurde an verschiedenen Stellen im Quarzphyllit auf Spateisensteinschnüren geschürft. Hierher gehören die Stollen Nr. 112 und 113 (verfallen). In Wildschönauer Schieferen schürften die beiden ebenfalls verfallenen Stollen Nr. 114 und 114 a (Österer Hochwiese am Zintberg). Diese Schurfbauten gehörten nicht mehr zum Bergbau Breitlaub.

V. Plumpmoos.

(8 Mehrer Kopf.)

Hier wurde auf zwei SW—NO-streichenden Spateisengängen gebaut. Alle Mundlöcher sind verfallen.

VI. Proxen-Stand.

(S vom vorigen Bergbau, bei der „Stollenrinne“.)

Auch von diesem verfallenen Bergbau ist nichts Näheres mehr bekannt. Aus der Anordnung der Stollen und dem Haldenmaterial ist auf einen S—N-streichenden Spateisengang im Augengneis zu schließen.

VII. Schwader Eisenstein.

(Östlich Schwaz. Tafel 7, Fig. 6.)

Es war dies ein Spateisenbergbau. Bemerkenswert ist, daß der Burgunder Gang eine wesentlich größere Höhenausdehnung besitzt als die Grubenkarten angeben. Die unteren Halden enthalten nicht selten Schwerspat. Der Neufundgang (Hauptgang) wurde vom oberen Alexi-Stollen bis zum Tiefbau des Reitlinger Erbstollens edel verhaut. Von den Stollen südöstlich des Neufundganges ist nichts mehr bekannt.

Die völlige Heimsagung des Bergbaues erfolgte im Jahre 1927. Sämtliche Mundlöcher sind heute verbrochen.

Außerdem treten im Schwazer Augengneis und Wildschönauer Schieferen Vererzungen auf, die nicht an Spateisengänge gebunden sind:

¹⁾ A. NÖH, Bergbau Alte Zeche und Zapfenschuh, Schlern-Schriften 85, 1951, S. 133.

²⁾ Die Bezeichnung „Lahnbach“ ist hier falsch, da es sich um den Talzl-Bach handelt. Erst die vereinigten Bäche (Talzl- und Proxen-Bach) heißen Lahnbach.

1. Kupferbergbau Ulpen. Nächst dem Kaunz-Hochleger (früher Hochleger der Ulpen-Alpe) liegt ein Kupferkiesgang im Kellerjoch-Gneis, auf dem 5 Stollen umgingen. Von oben nach unten sind es:

Oberbau (nur kurz, ersoffen),

Theodor-Stollen (Mundloch verf.),

Theodor-Unterbau (verf.),

Julius-Stollen (offen). Im Grubentiefsten stehen hier noch Erze an, Kupferkies und Pyrit. Der Verhau ist noch bis zum Theodor-Unterbau zu befahren. Die Durchstiegsstelle ist leider verdeckt.

Bärenloch (nur kurz, verfallen).

Der Bergbau wurde um 1880 „in Fristung“ gebracht (M. v. ISSER, 1905, S. 240) und ist heute längst aufgelassen.

2. Am Fügenberg (SSO Reiter Kopf) liegt ein Tagverhau in Wildschönauer Schiefer. Bei der Aufnahme fanden sich reichlich Magnetitbrocken, welche oberflächlich verrostet sind. Untergeordnet kommt noch sulfidisches Erz vor.

B. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit.

I. Falkenstein.

Dieses Bergbauggebiet erstreckt sich vom Lahnbach bei Schwaz bis zum Bucher Graben und war im Mittelalter weltberühmt. Der ununterbrochene Abbau dauerte bis zum Jahre 1842. Vierzehn Jahre später wurde der Betrieb durch den neu gegründeten Schwazer Bergwerksverein wieder aufgenommen (M. v. ISSER, 1905, S. 177), welcher den Bau bis zum heutigen Tage fortführt.

Die Namen der Bergwerkstollen dieses Reviers sind fast zur Gänze der Falkensteiner Hauptkarte (verfaßt von A. R. SCHMIDT, 1823) entnommen. Diese wird in der Verwaltung des Schwazer Bergwerksvereins zu Schwaz aufbewahrt. Nicht selten haben die Namen sich in früherer Zeit geändert, sodaß eine Identifizierung der Gruben nach den alten Urkunden oft unmöglich ist. M. v. ISSER erwähnt in seiner Schwazer Bergwerksgeschichte¹⁾ eine Hauptkarte vom Falkenstein aus dem Jahr 1725 von den Schinern Gottlieb Pyrkl und Veit Behamb, welche im k. Bayerischen Finanzministerium verwahrt wurde. Sie blieb leider, wie auch jene von ISSER zu seinen Beilagen verwendeten Unterlagen, verschollen und ist wohl durch Einwirkungen während des letzten Krieges verloren gegangen.

Die höheren Baue stehen vom Mundloch an im Schwazer Dolomit. Es sind dies:

1. Am Eibl-Schrofen.

Die alten ausgedehnten Tagverhaue finden sich in der Wand des Eibl-Schrofens und auf dessen Verflachung. Bei manchen Stollen stand das Erz unmittelbar zutage an.

Der obere Labenstollen ist offen und wurde nach der Dolomit-Phyllitgrenze in das Berginnere vorgetrieben. Er endigt heute an einem Verbruche. In einem Querschlag gleich beim Mundloch besteht durch einen Saigerschacht eine Verbindung mit dem unteren Labenstollen. Abbaue sind auf der ganzen offenen Strecke keine zu sehen (Tafel 7, Fig. 7 zeigt das Verhalten der Gesteinsgrenze).

Der untere Labenstollen liegt zirka 30 m tiefer und war ebenfalls auf der Westseite des Eibl-Schrofens nach der Gesteinsgrenze vorgetrieben worden. Erst im Jahre 1952 ist das Mundloch verbrochen. Eine Befahrung kann heute jedoch noch durch das Mundloch des Johann-Stollens oberhalb der Herrengrube erfolgen.

Das Mundloch des Kandler-Stollens ist ebenfalls verfallen. Durch einen etwas schräg oberhalb gelegenen, verhauchten Tagausbiß gelangt man in einen großen Verhau dieses Stollens mit geringen Erzurückständen. Eine Gesteinsprobe lieferte beim Auseinanderschlagen kleine Crinoideen-Querschnitte. Eine Verbindung zum Phyllitkontakt, wie ihn die alten Karten darstellen, konnte nicht mehr aufgefunden werden.

Zu erwähnen ist, daß diesen Bauen an der Phyllitgrenze in früheren Zeiten große Hoffnung beigemessen wurde.

¹⁾ 1905, Fußnote 558.

Der Johann-Stollen ist durch Einbaue an Tagausbissen im Osten und durch einen schrägen Aufbruch im untersten Teil der Wand ober der Herrengrube befahrbar und zeigt ein regelrechtes Gewirr von Zechen im Innern des Berges. An einer Stelle war es sogar möglich, bis auf den Horizont der Herrengrube herabzusteigen.

Der Veit-Stollen ist etwas tiefer gelegen, sein Mundloch seit langer Zeit schon verbrochen. Eine alte Karte der Herrengrube verzeichnet in einem höheren Horizont, welcher diesem Stollen entspricht, einen „Schieferbau“.

Die alte Herrengrube als solche lag auf der Verflachung bei den Mauerresten von alten Bergwerksgebäuden. Das Mundloch ist verfallen.

Der Stollen Nr. 168 ist auf kurze Strecke offen (kein tiefer Bau). Darunter befinden sich zwei verfallene Baue, von denen der untere die einst ergiebige „Silbermühl“ war.

Nr. 169, 170 und 182 sind Tagverhaue. Der Martes-, Adlmair- und Thaler-Stollen nehmen von ebensolchen ihren Ausgang. Sie sind offen. An sie schließt ein beachtliches Grubengebäude an.

Tiefer gelegen, am westlichsten Ausbiß des Schwazer Dolomits, liegt der verfallene Jakob-Stollen.

Eine brüchige Rinne gliedert im Ostteil den Eibl-Schrofen. Der kleinere ostseitige Teil desselben war ebenfalls mit Stollen dicht besetzt: Der Paulus-Stollen ist auf kurze Strecke noch offen. Die höheren Baue lassen sich nicht mehr mit Sicherheit identifizieren, bzw. z. T. überhaupt nicht feststellen.

Der obere Pfannholzstollen, welchen die Falkensteiner Hauptkarte den „unteren“ nennt und im Aufriß etwas tiefer einzeichnet, hatte in einer auffallend merkwürdigen Richtung im hinteren Teil des Stollens die Phyllitgrenze verfolgt. Deshalb wurde das verschüttete Mundloch bis zum Durchkriechen ausgeräumt. Fig. 4 auf Tafel 7 zeigt den Verlauf der wichtigsten Strecken. Im Innern des Stollens sind nur kleinere Abbaue. In einem höher gelegenen Verhau konnten stengelige Favositen- und Crinoideen-Querschnitte, welche parallel den Bänderungsflächen eingebettet sind, gefunden werden. Die Phyllitgrenze im Innern des Stollens ist tektonisch geprägt und auf 80 m Länge über einige Verbruchstellen hinweg noch befahrbar. Der Phyllit ist hier, wie an den anderen bereits genannten Stellen, Porphyroidschiefer. Am Kontakt zum Schwazer Dolomit zeigt er Gipsausblühungen und Eisenanreicherungen. Der Dolomit fällt mit etwa 65° unter den Phyllit nach Südwesten hin ein. Diese Dolomit-Phyllitgrenze hängt offenbar mit der Grenze des ober Tag anstehenden Phyllitkeiles zusammen, dessen Ostgrenze sich nach Norden in den Schwazer Dolomit fortsetzt und hier eine Bewegungsfläche parallel zur Bankungsfläche bildet. Der obere Pfannholzstollen folgt auf lange Strecke einer Störung, die spitzwinkelig auf diese Gesteinsgrenze zustreicht. Im vorderen Teil des Stollens zweigt ein Aufbruch ab, der sich in eine höhere Sohle fortsetzt, die in einem gewundenen Lauf, den erwähnten Phyllit erreicht.

Vom oberen Pfannholzstollen besteht eine Verbindung zum unteren Pfannholzstollen, dessen Mundloch ebenfalls verschüttet war und von innen ausgeräumt wurde. Nur auf diese Weise konnte das Mundloch dieses Stollens ober Tag festgestellt werden.

Der Stollen Nr. 213 ist kurz. Er wurde ebenfalls von mir geöffnet und ist im hintersten Teil im Porphyroidschiefer verbrochen. Ein Schacht führt in den Stollen Nr. 214 hinab, dessen Mundloch im Geschröfe ins Freie führt.

Die Mundlöcher der tiefer gelegenen Sonnwendstollen sind alle verbrochen.

2. Mehrere Köpfe.

Größere Tagverhaue finden sich auf den Daniel- und den Schmiedböden. Hier ist das Gebiet des mittelalterlichen Bergbaues „Schwabboden“, wo einst eine Erzwäsche bestand, zu suchen (M. v. ISSER, 1905, S. 185)¹⁾.

Vom Schleppweg- und Isaias-Stollen ist noch bekannt, daß sie nach der „Gebirgscheidung“ vorgetrieben worden waren. Der letztgenannte Bau ist trotz mehrmaliger Gewaltigung heute vollkommen unkenntlich.

¹⁾ Der Name „Schwabboden“ als Örtlichkeitsbezeichnung ist heute in Vergessenheit geraten.

Der verfallene Stollen Nr. 218 a liegt am Steig, der als „s Zerkratze“ bezeichnet wird. Weiter droben liegt der unbedeutende Schurf Nr. 218, noch weiter droben ist rechtsseitig einer Felsrinne der offene Bartholomäus-Stollen.

Der Platzstollen (Nr. 206) wurde ebenfalls von mir geöffnet. Die offenen Strecken sind 200 m lang. Der Stollen Nr. 207 endigt nach 35 m an einem, an einem Blatte niedergegangenen Verbruch, nach welchem obiger Platzstollen teilweise vorgetrieben worden war.

Der Anna-Stollen und Stollen Nr. 221 sind verfallen, desgleichen Mitter-, Christoph- und Wasserstollen. An ebenfalls verfallenen Stollen sind noch zu nennen: Gallus-Stollen, beide Mahdstollen, Schichtmeister-, Letter-, Schrofens-Stollen, beide Eck- und unterer Geiststollen.

Auf ganz kurze Strecken befahrbar sind Margaretha-, Johann- (Nr. 263), oberer Geist-, oberer Daniel- und beide Eisstollen. Der untere Augustin-Stollen war, nach seiner großen Halde zu schließen, ein bedeutender Bau. Das vordere Stück, welches heute noch offen ist, findet Verwendung als Bierkeller. Äußerst stark zerrütteter Schwazer Dolomit steht hier an. Nach zirka 30 m folgt eine Wildschönauer Schiefer-Zwischenlage, in welcher der Stollen verbrochen ist.

Der unbedeutende Wurzstollen ist verbrochen. Seine Wasserführung wird für Trinkwasserzwecke ausgenutzt.

Der Stollen Neujahrhensch II war einst bedeutend. Nach der Falkensteiner Hauptkarte (1823) lagen im vorderen Teil die Abbaue. Nach Stollenmeter 300 wurden zwei Phyllitkeile durchfahren. Das Profil 7 auf Tafel 4 wurde nach der Stollenachse gezeichnet und gibt Aufschluß über den geologischen Bau.

Vom Kreuzmehrschollen kennt man ebenfalls noch den Riß. Die Stollenrichtung ist hier wieder dieselbe (SSW). Nach 130 m hatte dieser Einbau den Phyllit erreicht, welcher mit der Phyllitzwischenlage vom vorigen Stollen in Verbindung zu bringen ist.

Alle übrigen Einbaue dieser Gegend, wie der obere Augustin-Stollen, die beiden anderen Neujahrhensch-, die Schmiedboden-, die Reichthal-Stollen usw. sind längst verfallen und werden in der Falkensteiner Hauptkarte (1823) bloß namentlich angeführt.

3. Palleiten.

Die alten, zur Verfügung stehenden Grubenkarten bezeichnen das Gebiet auf der linken Talseite des Bucher Baches¹⁾ als Palleiten (Pauleiten), während der Westhang des Blutskopfes den Namen Vogelsang trägt. Die Namen sind heute noch geläufig, besonders letzterer.

M. v. ISSER (1905, S. 186) führt mehrere Stolleneinbauten von der Palleiten an: St. Magdalena, die untere und obere Ausfahrt, St. Ulrich, St. Zyprian, St. Barbara, Ochsenrast und drei Fundbaue. Er verlegt das Gebiet in das Nordwestgehänge des Blutskopfes. Die Falkensteiner Hauptkarte (1823) und eine andere Detailkarte (1823) nennen je einen Stollen mit dem Namen Palleiten, welche beide auf der linken Bachseite zu finden sind. Es müßte demnach die eine Talseite zum Ringenwechsel, die andere zum Falkenstein gehören.

Von oben nach unten liegen in der Palleiten folgende Stollen:

An der Wegschleife des Waldweges nach Plumpmoos war ein bedeutender Einbau, der Georg-Stollen (verf.). Unbedeutende Stollen waren Nr. 277, 276, 275, 272, 270, 267. Alle sind bis auf einen verfallen. Wenigstens zum Teil größer waren wieder die Stollen: Palleiten-Stollen, Stollen Nr. 268, Pucher-, Haller-, dann oberer Frauen-, unterer Frauen- und Brunner-Stollen, die im Gelände teilweise nicht mehr feststellbar sind. Von Bedeutung war noch die Sagzeche, welche offen ist und über einen kurzen Schrämlauf oder eine etwas höher gelegene, kleine Tagverbindung befahrbar ist. Kleine Tagverhaue sind verschiedentlich in der Umgebung zu finden.

Der noch offene Maschinestollen oder Palleitner Erbstollen genannt, liegt etwa 10 m über dem Bucher Bach. Von ihm bestand eine heute verfallene Verbindung zum Verhau der Sagzeche. Stollen Nr. 291 ist unbenannt (verf.).

¹⁾ Vom Bucher Bach spricht man erst ab der Vereinigung aller Quellgräben.

Der Max Josef-Stollen ist offen. Er durchschneidet nach 21 m spitzwinkelig die Dolomit-Basalbreccie, steht dann im Schwazer Dolomit. Die Stollenlänge beträgt 160 m. Auf der ganzen Strecke sind keine Erzsprengen zu sehen. Dieser Unterbau müßte noch um 230 m verlängert werden, um auf die Erze der Sagzeche zu treffen.

Höher oben, bereits im Phyllit gelegen, war der Stollen Nr. 301, welcher mit WNW-Richtung nach 35 m den Schwazer Dolomit erreichte.

Die tieferen Baue.

Josef-Stollen, Nothelferstollen, Stollen Nr. 202, beide Daniel-Stollen (Nr. 200, 201), beide Platzstollen (Nr. 198, 199), beide Wunderlichstollen, Reiter-Stollen, zwei namenlose (Nr. 235 und 236), Georg (in Prant)-Stollen, Michael-Stollen, Leier-Stollen, beide Sigmund-Stollen und der Kogelmooser Stollen waren fast alles bedeutende Einbaue. Alle sind vollkommen verfallen. Grubenrisse von ihnen fehlen oder sind geologisch nicht mehr verwertbar.

Der gegen Tag mit Trockengewölbe ausgemauerte Kronstollen ist nach kurzer Strecke im Haldenschutt verbrochen. Nach der Falkensteiner Hauptkarte führt der Stollen zuerst 50 m in südöstlicher Richtung in das Berginnere und knickt dann scharf nach ONO ab, welche Richtung er bis zum Verbruch (bei Stollenmeter 380) beibehält. Dort wird Phyllit erwähnt (Tafel 7, Fig. 3). Dieser Phyllit ist mit jenem von Kreuzmehrach-Stollen und vom Bau Neujahrsmehrach II zu verbinden. Der fast geradlinige Verlauf des Kronstollens von Stollenmeter 50 bis zum Verbruch läßt auf ein Blatt in der Fortsetzung des Phyllitkeiles schließen.

Der Magdalena-Stollen (Nr. 250) und der kleine Stollen darober (Nr. 251) führen Wildschönauer Schiefer auf ihren Halden.

Der Schutz- oder Schmiedplatzl-Stollen war früher ein wichtiger Bau. Der Stollen war in Wildschönauer Schiefer¹⁾ aufgeschlagen. Eine auflagernde Scholle von Schwazer Dolomit reicht offenbar nicht in das Stollenniveau hinab. Er erreicht nach Querung einer Buntsandstein-Zwischenlage den Schwazer Dolomit.

Die tiefer gelegenen Stollen Nr. 126, 125, 124, 124 a, 124 b, 132, 136, 139, 140 und 141 wurden, ehe sie den Schwazer Dolomit erreichten, wieder verlassen. Der letztgenannte, unterhalb der verfallenen Heilig Wasser-Kapelle gelegene, muß schon weit vorgetrieben gewesen sein, denn seine Halde führt Dolomit-Basalbreccie und Wildschönauer Schiefer.

Bei den folgend genannten Bauen handelt es sich durchaus um einst wichtige Bergbaue. Von West nach Ost sind dies: Im Westen liegen Rosenstollen, Stollen Nr. 161 und 162, Blaugrübl, Eisstollen (am Stierweg), weiter östlich Pirchner-Stollen. Alle diese Stollen sind verfallen. Allerheiligen-, Franz-, Grüntal-(oder Grantal-) Stollen sind im Trockengewölbe stehend auf kurze Strecke offen, dann im Dolomitschutt verbrochen. Vollkommen verfallen sind auch: Katzenstollen, Stollen Nr. 194, Jakob am Stier-Stollen, Gertrud am Stier-Stollen, Nothelferstollen, Rotgrube und Bründlstollen. Noch weiter östlich schließen sich an: Eloi-Stollen, Thalhammer-Stollen, Stollen Nr. 222, Felderer-Grube mit einer Halde aus Phyllit auf der eine Forsthütte steht (alle verfallen).

Der Zottenstollen war vor der Aufnahmezeit ein Stück im Wildschönauer Schiefer als Wasserstollen wiedergewältigt worden, ist aber seither schon wieder verfallen.

Lux-, Graf- und Neujahrstollen haben hauptsächlich in einem weit in den „nördlichen Tonschiefer“ vorragenden Schwazer Dolomit-Keil, im daran südlich anschließenden Gebiet und im Osten im Rinner-Revier gearbeitet. Der Luxstollen stand bis zum Schwazer Dolomit zur Gänze im „nördlichen Tonschiefer“ (Stollenmeter 430)²⁾. Der Grafenstollen (oder Grube Graf genannt) hatte zuerst etwas „roten Sandstein“,

¹⁾ Als „nördlichen Tonschiefer“ wurde im Schwazer Bergbau der dem Schwazer Dolomit nach vorne gegen den Buntsandstein vorgelagerte, aber nur stellenweise vorhandene Wildschönauer Schiefer bezeichnet. Er steht im Gegensatz zum „südlichen (ewigen) Tonschiefer“. Die alten geognostischen Darstellungen nennen den Buntsandstein „roten Sandstein“. Die Dolomit-Basalbreccie wird dazu gerechnet. Auch Werfner Schichten wurden nie abgetrennt.

²⁾ Die Zahlenangaben für die aufgelassenen Stollen sind nur ungefähre Werte.

dann „nördlichen Tonschiefer“ durchfahren und bei Stollenmeter 300 den Schwazer Dolomit erreicht. Der viel tiefer gelegene Neujahrstollen hatte bis 270 m „roten Sandstein“, bis 620 m „nördlichen Tonschiefer“, dann Schwazer Dolomit durchörtert. Ein Ostschlag, welcher zuerst der Phyllitgrenze entlang, dann ganz im Wildschönauer Schiefer geführt wurde, hätte noch 200—300 m bis unter die Palleitner Baue aufzufahren gehabt.

Von den Stollen Nr. 154, Georg im Walde, Barbara und Andreas werden auf den alten Karten nur mehr die Mundlöcher mit Namensangabe verzeichnet. Der Stollen Nr. 134 ist ebenfalls verfallen. Den Stollen „Altes Kreuz“ verband ein Aufbruch mit dem Blaugrübl. Er hatte nur „roten Sandstein“ bis zum Schwazer Dolomit durchfahren (verf.).

Der Ottilien-Stollen war bis Stollenmeter 290 in den „roten Sandstein“ getrieben und hatte dann den Schwazer Dolomit erreicht. Er baute vor allem in einem in den „nördlichen Tonschiefer“ vorragenden Dolomitkeil und bewegte sich außerdem im dahinter liegenden Gebiet des Schwazer Dolomits. Der Marxen-Lauf wurde entlang der südlichen Phyllitgrenze vorgetrieben. Das Mundloch des Ottilien-Stollens ist verfallen.

Der Heilig Kreuz-Stollen ist in Trockenmauerung ein Stück weit offen und dann im Haldenschutt verbrochen. Die geognostischen Darstellungen, welche nach der Falkensteiner Hauptkarte verfertigt worden waren, verzeichnen eine Einbuchtung des „nördlichen Tonschiefers“ in den Buntsandstein auf der Hauptstrecke. Diese Beobachtung ist sicher richtig. Es mag sich vielleicht um eine Einspiefung des Phyllits an einem Blatte handeln. Leider sind diese Darstellungen von Stollenverlauf und Gesteinsgrenzen in den Maßen recht ungenau. Der Heilig Kreuz-Stollen untersuchte das Gebiet östlich der Kienberg-Störung bis zu den Rinner-Gängen, zuletzt nahe der nördlichen Phyllit-Dolomitgrenze. Auch hier ragt wie im Ottilien-Stollen der Dolomitkeil weit in den „Nordschiefer“ vor. Der Ostschlag, welcher nach der nördlichen Dolomit-Phyllitgrenze geführt wurde, ist um etwa 220 m kürzer als jener vom Neujahrstollen.

Antoni- und Obergaßl-Stollen sind vollkommen verfallen, Grubenpläne fehlen. Der Untergaßl-Stollen hatte den schon mehrfach erwähnten Dolomitkeil getroffen, nachdem er zuerst „roten Sandstein“ und dann den erwähnten „nördlichen Tonschiefer“ durchfahren hatte. Seine Verhaue erstrecken sich von hier bis zum Rinner-Revier im Osten.

Weiter im Westen liegt der Kaltenbrunnstollen. Während des letzten Weltkrieges wurde dort ein Luftschutzstollen in fester Grundmoräne in den Hang getrieben.

Der Magdalena-Stollen liegt beim Hasenhäusl (Steurer), im Tälchen unterhalb der Katharina-Stollen, weiter drunten der Antonia-Stollen und schließlich der Wolfgang-Stollen. Diese Baue haben das westlichste Gebiet des Falkensteiner Reviers untersucht und verhaut.

Der Martinhütt-Stollen stand nach einer alten Aufzeichnung zuerst im „Lehm“, d. i. Ton, dann in „Konglomerat“ (Grundmoräne oder Erbstollenbreccie). Die Falkensteiner Hauptkarte verzeichnet bei Stollenmeter 480 den Kontakt Sandstein-Schwazer Dolomit. In einem Abendschlag wurden die Gänge des Schachtreviers bis zur westlichen Phyllitgrenze abgebaut. Nach Osten wurde das Gebiet bis zur Kienberg-Störung und im Süden bis zum Phyllit verhaut. Östlich der Kienberg-Störung reichen die Abbaue zuerst beachtlich nach Süden, halten sich aber dann nur mehr an die Grenze zum „nördlichen Tonschiefer“ bis zum Rinner-Revier. Dieses ist bis auf diese Tiefe edel verhaut. Der Stolleneingang ist verfallen. Vom Fürstenbau aus sind lediglich die Kienberg-, Silberberger- und Geisler-Zechen befahrbar. Stollen Nr. 130 ist verfallen.

Der Oberstollen erreichte bei Stollenmeter 530 den Schwazer Dolomit, nachdem er zuvor den „roten Sandstein“ durchfahren hatte. Seine Abbaue reichen nach Osten bis zur Kienberg-Störung.

Der Johann-Stollen hatte zwischen „rotem Sandstein“ und Schwazer Dolomit noch „nördlichen Tonschiefer“ durchfahren, hielt sich dann des rascheren Vortriebes wegen an die Phyllit-Dolomitgrenze bis zum Rinner-Revier. Auf der ganzen Strecke wurden Querschläge angesetzt, wie dies auch bei den anderen Stollen geschah. In diesem Horizont hat sich der vorragende Dolomitkeil vollkommen vom Hauptzug gelöst. Dies geht einwandfrei aus dem Stollenverlauf hervor, der diesen Dolomitstock allseitig umfährt.

Der Nikolaus-Stollen steht 50 m in Trockenmauerung, dann in Buntsandstein. An dieser Stelle ist der Wasserzufluß gestaut worden, der Stollen daher nicht weiter befahrbar. Dieser Stollen ist tiefer gelegen als der Oberstollen und hat das östlich anschließende Gebiet nächst der „Nordschiefer“-Grenze bis zu den Rinner-Gängen verhaut. Der vorragende Dolomitkeil stößt in diesem Horizont mit einer stumpfen Kante an den Hauptzug.

Der Unterstollen ¹⁾ führt mit südöstlicher Richtung in das Berginnere. Er war gegen Ende des letzten Weltkrieges als Luftschutzstollen ein Stück ausgeräumt und die schadhafte Stellen verzimmert worden. Anfang des Jahres 1955 hatte ich noch Gelegenheit, den bereits nicht mehr ganz sicheren Stollen zu vermessen und geologisch aufzunehmen (Tafel 7, Fig. 2). Ein Jahr später ist er 15 m hinter dem Mundloch verbrochen. Der Kontakt Ton—Schotter war gut erschlossen. Die unterste Tonlage enthält einzelne eingeschwemmte Gerölle, welche weder geschrammt noch poliert sind. Die Schotter sind unverfestigt, der Zusammensetzung nach typische Innschotter (kalk- und zentralalpines Material). Bis etwa Stollenmeter 67 reicht diese sandig-schotterige Ablagerung (starke Verdrückung der Trockenmauerung), wo vom First diese Ablagerung herniederbricht. Auf der nun folgenden Strecke dürfte festeres Material anstehen, da die alte Trockenmauerung ausgezeichnet im Stand ist. Bei 100,5 m teilt sich der Stollen. Der Hauptlauf steht noch ein Stück im Trockengewölbe, dann folgt standfeste, lehmige Grundmoräne, die mindestens schon ab der Gabelung festgestellt werden konnte. Im vermauerten Zwischenstück gegen den Schotter hin ist hier Erbstollenbreccie zu vermuten. Zwischen Grundmoräne und Buntsandstein schaltet sich geringmächtiger Sand dazwischen. Diese Liegendsande (der Grundmoräne) sind grob und ungewaschen, enthalten Gerölle von Phyllit, Trias-Kalk und Dolomit und einzelne zentralalpine Gesteine. Die einzelnen Karbonatgesteine weisen noch deutliche Schrammen auf. Die Grenze zwischen Moräne und Liegendsand steigt im Stollen gegen die Firste auf. Darauf folgt bei Stollenmeter 115,8 roter, gebankter Buntsandstein, welcher durchschnittlich mit etwa 40° nach Südosten einfällt. Bei Stollenmeter 199 stellt ein Aufbruch im Buntsandstein eine Verbindung zum Oberstollen her. Diese Verbindung ist jedoch hier mit Innschottern verschüttet. Bei Stollenmeter 340 ist der Buntsandstein etwas stärker verfaltet und der Stollen vollkommen verbrochen. Die Abzweigung von der Gabelung bei Stollenmeter 100,5 ist bis zum Buntsandstein in Trockenmauerung gekleidet. Am Übertritt in Fels ist noch Moräne zu sehen. Diese Strecke endigt an einem durchgehenden Schacht. Nach der Falkensteiner Hauptkarte war dies die Verbindung zum Martinhütt-Stollen, um das vom Bucher Bach hereingeleitete Wasser zum Antrieb der Wasserhebekunst im Sigmund-Erbstollen zu verwenden. Nach den alten Karten bog die verbrochene Hauptstrecke nach Süden um und hatte nach 300 weiteren Metern den „roten Sandstein“ durchfahren, wo er auf Schwazer Dolomit traf, ohne vorher eine „Tonschiefer“-Lage zu durchstoßen. Gebaut wurde im Gebiet bis zur Kienberg-Störung im Osten.

Nach einer neueren Karte (1890) reicht im Horizont des Ober- und Unterstollens der südliche Phyllit an der Kienberg-Störung weit nach Nordosten vor. Der Schwazer Dolomit südlich über Kienberg-Störung streicht NNW—SSO bis NW—SO und fällt steil nach SW ein, wie aus der Bänderung des Schwazer Dolomits im Horizont des Wilhelm-Erbstollens hervorgeht. Mit annähernd gleichem Fallen und Streichen überlagert der südliche Phyllit den Schwazer Dolomit.

Über Tag, auf der Nordwestseite des Mehrer Kopfes besitzt der Schwazer Dolomit gleiche Lagerungsverhältnisse. Der Schwazer Dolomit ist dort auch an der Grenze stellenweise leicht sandig, sodaß hier eine ursprüngliche, aber überkippte Auflagerungsfläche des Schwazer Dolomits auf Porphyroidschiefer vorliegt. Somit entspricht diese Auflagerungsfläche über Tag jener soeben aus dem Ober- und Unterstollen beschriebenen Grenze. In diesen beiden Stollenhorizonten wird der Phyllit von der ONO—WSW-streichenden Kienberg-Störung fast rechtwinklig abgeschnitten.

Das Mundloch des Magdalena-Stollens wird nur auf einer einzigen Stollenskizze mit dem Namen verzeichnet. Es liegt ungefähr im Martinhütt-Stollenhorizont.

Sigmund-Erbstollen und Fürstenbau (Tafel 7, Fig. 3 und Profil 4, Tafel 4). Der alte Erbstollen führt von der Landstraße in das Berginnere. Er dient heute lediglich als Notausgang des Wilhelm-Erbstollens und als Wasserstollen. Bis zum Fels steht er

¹⁾ Im Volksmund als „Ohnesorge-Stollen“ bekannt, denn in diesem ist der hochverdiente Bergverwalter Theodor Ohnesorge freiwillig aus dem Leben geschieden (1896).

vollkommen in Trockenmauerung. Im weiteren folgt Auskleidung nur mehr streckenweise. Bei Stollenmeter 320 zweigt der Fürstenlauf ab, auf dessen ansteigernde Sohle auf 56 m Länge Grundmoräne erschlossen ist. Es folgen 14 m gelbe Sandsteine bis Breccien der Reichenhaller Schichten und dann Buntsandstein. Dieser steht an der Grenze saiger, fällt anschließend steil nach Norden, später steil nach Süden. Etwa 80 m vor Erreichen des Schwazer Dolomits ist der Fürstenlauf verbrochen. Knapp zuvor zweigt noch ein Lauf zuerst in nördlicher, dann in nordöstlicher Richtung ab (80 m Länge, dann verfallen). Im Sigmund-Erbstollen selbst ist die Grenze Reichenhaller Schichten—Buntsandstein gerade noch am Ende der ausgehenden Mauerung zu erkennen. Die Lagerungsverhältnisse im Buntsandstein sind ungefähr gleich wie im Fürstenlauf. Im hinteren Teil verliert sich dessen Bankung. An einer Stelle ist noch einmal Nordfallen zu erkennen. Bei Stollenmeter 575 ist die Liegendgrenze des Buntsandsteins zu vermuten. Dieselbe dürfte hinter der Gewölbemauer verborgen sein, die sich im südlichen Ulm an den dort frei anstehenden Schwazer Dolomit stützt. Der gleich nach dem Förderschacht verbrochene Lauf nach Osten folgt der Grenze Schwazer Dolomit—Buntsandstein.

Nach der Abzweigung der Oststrecke, die der Grenze Buntsandstein—Schwazer Dolomit folgt, erreicht der querschlägige Teil im Sigmund-Erbstollen die Phyllitgrenze. Diese Schiefer streichen hier annähernd N—S und bilden, was auch aus dem Auftreten von basalen Quarziten hervorgeht, das stratigraphisch Liegende des gegen Westen abtauchenden Schwazer Dolomits. Die Schichtfolge liegt demnach hier invers. Bei Stollenmeter 690 zweigen nach Ost und West Strecken ab. Die westliche folgt annähernd einer Störung zwischen Schwazer Dolomit und Phyllit und umfährt den hier absteigenden Dolomitmkörper im Norden, Westen und Süden. Es gelang hier im Schwazer Dolomit Fossilfunde zu machen: *Coenites* (?) *volaicus* (CHARLESW.) und unbestimmbare Crinoideen-Reste. Der Schwazer Dolomit ist hier sehr uneinheitlich und hat brecciös-knolliges Aussehen. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich dabei tatsächlich um Breccien handelt, oder ob hier umgewandelte Korallenstöcke in ihren Umrissen gerade noch zu erkennen sind und dem Dolomit das brecciöse Aussehen verleihen. An der westlichen Dolomit-Phyllitgrenze sind wiederum geringmächtige paläozoische Quarzite (Liegendquarzite) aufgeschlossen, die zeigen, daß auch hier der stratigraphische Verband zwischen Schwazer Dolomit und seinem Liegenden erhalten ist. An der eben erwähnten Kreuzungsstelle wurde eine Strecke nach einem, fast saiger stehenden Blatte nach Osten getrieben. Durch einen Aufbruch wird hier die einzige befahrbare Verbindung zum Fürstenlauf hergestellt. Hier wurden die Raber und Kaltenbrunner Gänge abgebaut, welche mittels dem saigeren Kunst- und dem schrägen Förderschacht in 8 Sohlen auf 235 m Tiefe verhaut wurden. Diese Abbaue reichen weit unter die Imntal-Sohle hinab. Die Schächte sind längst erschossen und mit Bergen verürzt. Zu erwähnen ist noch ein dunkelroter, bis späterer Eisendolomitgang beim „Kaltenbrunner Liegendtrum“, welcher mit Kieserzen (bes. Eisenkies) und Fahlerz durchsetzt ist. Eine Analyse auf Eisen ergab 7,98%, was 11,4% Fe_2O_3 entspricht. Die maximale Mächtigkeit beträgt 2 m. Die erschlossene Längerstreckung mißt 50 m¹⁾.

Nach Osten reichen die alten Baue des Sigmund-Erbstollens bis über die Kienberg-Störung hinaus. Ein Aufbruch führt zum Fürstenlauf. Dieser liegt nahe der Phyllitgrenze oder folgt derselben. Diese ist eine Störung, die sich auch im Dolomit als Blatt mit mittelsteil nach WNW abfallenden Harnischrillen fortsetzt. Es ist dies die gleiche Störung, welche bei der Kreuzungsstelle im Sigmund-Erbstollen beschrieben wurde. Sie ist für die tektonische Auflösung wichtig. Wie vorhin beschrieben, zeigen hier auftretende Basisquarzite die Liegendgrenze des Schwazer Dolomits an. An dieser steil stehenden Störung, die sowohl im Sigmund-Erbstollen, wie auch im Fürstenniveau aufgeschlossen ist, wurde der südliche Teil des Schwazer Dolomits um etwa 130 m nach Westen verschoben.

Eine Strecke im Horizont des Fürstenbaues stellt eine Verbindung zum Sigmund-Erbstollen her, welche auch hier im Fürstenlauf-Horizont, nach der Grenze Buntsandstein—Schwazer Dolomit getrieben war. Diese ist noch ein Stück nach Osten und Westen befahrbar. Basalbreccie des Buntsandsteins ist hier nirgends vorhanden. Die Grenze ist tektonisch. In der Nähe liegt auch der Aufbruch zur Silberberger- und Geisler-Zeche des Martinhütt-Stollens.

¹⁾ Auch vom Martinhütt-Stollen wird ein „Roteisenerzgang“ angegeben, der sich unweit „Altenlauf“ (d. i. östlich der „Kluft B“) befand.

Wilhelm-Erbstollen einschließlich des befahrbaren Teiles des Messerschmitt-Stollens (Tafel 7, Fig. 3 und Profil 5 auf Tafel 4). Der Wilhelm-Erbstollen wurde 1873 vom Schwazer Bergwerksverein aufgeschlagen. Er bildet den Zugang zu den einzigen, derzeit in Betrieb befindlichen Bauen des gesamten Schwazer Bergreviers. Das Schichtprofil ist mehrfach beschrieben worden. M. v. ISSER, 1905, S. 8, Blge. V (unbrauchbar), O. AMPFERER, 1905, S. 148 (diluviale Ablagerungen), O. SCHMIDEGG, 1951, S. 48.

Im vorderen Teil steht der Stollen größtenteils in Mauerung. Offene Fenster zeigen noch die durchfahrenen Sedimente:

Stollenmeter 139: Westseitig sind lokale Schotter mit ortsfremden Geröllen vermischt aufgeschlossen.

Stollenmeter 165—189: Aus den offen gelassenen Lucken quillt Ton.

Stollenmeter 258: Gröberer, geschichteter Sand.

Stollenmeter 284—236,35 (Wettertür). Ohne Mauerung. Die Erbstollenbreccie, von den Bergleuten „Sommergfrier“ genannt, setzt sich aus verfestigtem Buntsandstein-Schutt mit Phyllit- und vielfach auch ortsfremdem Material zusammen. Ortsnahe Komponenten überwiegen weitaus.

Bei Stollenmeter 294 liegt ein Querschlag, der bald wieder gegen Tag in die Richtung des Hauptstollens einschwenkt. Dies ist eine Hilfsstrecke aus dem Jahre 1912, um den damals vollkommen verbrochenen Stollen seitlich zu umfahren. Sie mündete weiter vorne wieder in den Hauptstollen ein. Nach $\frac{3}{4}$ Jahren war dieser wieder hergestellt.

Das Profil der Seitenstrecke in Richtung Tag zeigt: Nach der Erbstollenbreccie folgt $\frac{1}{2}$ m mächtige, eindeutige Grundmoräne. Die Grenze ist scharf und fällt nach Norden ein. Dann ist der Stollen fast bis zur Firste mit Mehlsand verschüttet. Über dem Verbruch weiter folgen typische Innschotter. Die Schotter weisen südliches Einfallen auf. Hinzuzufügen ist, daß sich in der Berghauptmannschaft Innsbruck zu Hall in Tirol eine Karte von A. NÖH (1912) befindet, welche die Grenze zu dem nach vorne folgenden, überlagernden Ton mit 40° Nordwestfallen angibt.

Auf der Hauptstrecke beginnt hinter der Wettertüre Mauerung. Über dieser Tür ist es aber möglich, zwischen Gewölbe und unverbrochenem First hineinzukriechen. Nach 8,4 m liegt die Erbstollenbreccie auf Grundmoräne. Die Auflagerungsfläche steigt schräg ab und würde in der Stollensohle annähernd bei der Wettertür zu liegen kommen.

Stollenmeter 427 und 452: Feste, ockerige Reichenhaller Sandsteine bis Breccien in den Ausweihnischen sichtbar.

Stollenmeter 505: Weißer, südfallender Sandstein. Dann meist dunkelroter Buntsandstein, zuerst nord-, dann südfallend, teils frei, teils in Mauerung.

Stollenmeter 698: Querschlag nach Westen zu einem Abbau im Buntsandstein mit flacher Lagerung. Dieser wurde beim Bau der Betonstraße östlich Schwaz verwendet.

Stollenmeter 840: Verbindungsstrecke zum Messerschmitt-Stollen. Dieser ist von hier aus ein Stück gegen Tag, bergewärts aber fast bis zu seinem Ende passierbar.

Stollenmeter 1000: Ab hier vergrößert sich das Korn des Buntsandsteins stark, Schichtung ist nicht mehr zu erkennen. Der grobkörnige Sandstein hält bis Stollenmeter 1136 an.

Stollenmeter 1136: Mit südfallender Grenzfläche folgt in raschem Übergang Dolomit-Basalbreccie. Die äußerst dekorativ aussehende Breccie nennen die Schwazer Bergleute sehr treffend „Preßwurst“. Sie hält bis Stollenmeter 1149 an.

Stollenmeter 1149: Hier liegt die Obergrenze der Wildschönauer Schiefer. Auch diese Schichtgrenze fällt in gleicher Weise südwärts ein. An der Grenze treten einzelne schichtparallele Quarzäderchen auf. Im Messerschmitt-Stollen ist an einem Spiegelblatt der Phyllit ein paar Meter nach Nordwesten in die Dolomit-Basalbreccie vorgedrungen.

Stollenmeter 1197: Schwazer Dolomit. Am Kontakt sind geringe Spuren eines fleischroten, schieferigen Quarzits zwischengeschaltet, welchen auch O. SCHMIDEGG erwähnt. Dieser Quarzit ist aber nicht mit jenem an der Basis des Schwazer Dolomits identisch.

Stollenmeter 1202: Der Stollen gabelt sich. Die westliche Abzweigung führt weiter zum „Kienberg-Bahnhof“. Am ostseitigen Ulm sind hier in hellgrauem Schwazer Dolomit sehr schlecht erhaltene Crinoideen-Querschnitte zu erkennen. Auch im Querschlag zum „Südschiefer“ hinein sind ähnliche Crinoideen-Reste. Es sind dies bis jetzt die einzigen Fundpunkte von Versteinungsresten im Wilhelm-Erbstollen. Die östliche Abzweigung führt zum neuen Krummörter- und Rinner-Revier.

Östlich dieses erwähnten Querschlages wurde im Wilhelm-Erbstollen-Revier der südliche Phyllit nirgends mehr erreicht.

Der Schwazer Dolomit streicht im Kienberg-Revier NW—SO mit 70° SW-Fallen. Es ist ein weißer, grauer, teils massiger, teils gebänderter Dolomit. Im Martinhütt-Stollen ist eine der wenigen Stellen, an denen westlich des Zillertales der Schwazer Dolomit rot gebändert ist.

Zwischen Blindschacht und Messerschmitt-Halle streichen im vorderen Lauf die Bänderungsflächen NNW—SSO und fallen 75° O. Im hinteren Lauf herrscht mehr N—S-Streichen, z. T. nach NNO ausbiegend. Im äußersten Osten des Wilhelm-Erbstollens streicht der Schwazer Dolomit wieder NW—SO. Hier ist steiles SW-Fallen zu beobachten. Die Hauptstrecke des Wilhelm-Erbstollens endet bei Stollenmeter 2546 im Schwazer Dolomit.

Die nördliche Begrenzung des Schwazer Dolomits zum vorgelagerten Wildschönauer Schiefer ist im Stollen häufig aufgeschlossen und zeigt einen sehr unregelmäßigen Verlauf. Genau wie über Tag kann man auch in diesem Teil des Bergbaues erkennen, daß der Schwazer Dolomit im Norden und im Süden mit spitzem Winkel diskordant zum Streichen der Phyllite steht.

In diesem Abschnitt des Schwazer Dolomits treten einige bedeutende Störungen auf.

Kienberg-Störung.

Im Kienberg-Revier streicht eine steil südfallende Störung WSW—ONO. An ihr treten mehrere parallele Klüfte auf, die waagrechte Harnischrillen besitzen. Gegen ONO öffnet sich die Störung und an ihr tritt 210 m tief ein geringmächtiger Keil von Wildschönauer Schiefen in den Schwazer Dolomit ein. Diese Phyllite sind manchmal ähnlich dem tonigen Buntsandstein rot gefärbt. Die Struktur des Phyllits ist zufolge der starken tektonischen Beanspruchung blätterig. Am WSW-Rand des „Schieferkeiles“ (Übergang in die Störung) ist der Schwazer Dolomit stark verkieselt, brecciös, von rötlicher Farbe und hornsteinartigem Aussehen. Die Kienberg-Störung streicht bis zum südlichen Phyllit durch.

„Stollenwand“.

Diese Störung setzt an der Wurzel des „Schieferkeiles“ ein und streicht in westlicher Richtung durch den Schwazer Dolomit. Nach alten Grubenkarten ist sie auch in höheren Horizonten als steil nordfallende Bewegungsfläche angefahren worden.

„Die Kluft B“.

Östlich des erwähnten „Schieferkeiles“ liegt im Schwazer Dolomit die „Kluft B“. Sie wurde auch im Krummörter-Tiefbau angefahren.

II. Ringenwechsel¹⁾.

Die Einteilung der Teilreviere und die Benennung der Stollen erfolgt nach der Ringenwechsler Hauptkarte²⁾. Sie zeichnet sich durch eine größere Genauigkeit als jene vom Falkenstein aus. Der Bergbau Ringenwechsel erstreckte sich vom Bucher Bach bis zum Ziller (M. v. ISSER, 1905, S. 190).

¹⁾ M. v. ISSER (1905, Fußnote 582) deutet den Namen: Ringenwechsel kommt vom „geringen Wechsel“, welches eine niedrige Besteuerung des Bergbaues bedeutete.

²⁾ Vermessen und gezeichnet von J. KELB, 1819. Sie wird in der Verwaltung des Schwazer Bergwerksvereins zu Schwaz aufbewahrt.

I. Teilrevier Burgstall¹⁾.

Westteil.

Bedeutende Tagverhaue liegen nordöstlich vom Blutskopf, kleinere auch auf der Ostseite des Bucher Baches (Vogelsang).

Auf der Südseite beim Melkhüttenbachl liegt der verfallene Weinstockstollen. Er stand mit dem Blasius-Stollen in Verbindung und besitzt eine große Dolomitalde. Oberhalb war ebenfalls ein bedeutender verfallener Bau (Nr. 224). Weiter in der Senke hinauf liegen die Stollen Nr. 313 (offen) und Nr. 312 (verf.).

Auf der Nordseite des Rückens liegen:

Stollen Nr. 318, Katzenstollen (große Halde), östlich davon Kreuz- und Johann-Stollen (alle verf.). Im Nordgehänge des Blutskopfes sind die Stollen Nr. 323, 320, 319 (beim Grenzmark +4), der einst ergiebige Vogelsang-Stollen (die genaue Lage ist in der Natur nur schwer kenntlich) und weiters der Stollen Nr. 321. Alle sind im Schwazer Dolomit angeschlagen. Mit Ausnahme von Nr. 319 sind alle verfallen.

Der offene Königin Karolina-Stollen hatte nach 10 m die Dolomit-Basalbreccie durchschlagen und den Schwazer Dolomit erreicht. Dieser Unterbau wurde aber noch vor Erreichen der Vogelsanger Erze im tauben Schwazer Dolomit verlassen.

Durch Buntsandstein getrieben waren die Stollen Nr. 305, 306 und 307. Stollen Nr. 304 ist viel zu früh, noch im Buntsandstein stehend, wieder verlassen worden. Ein weiterer, nicht in die Karte aufgenommenen Schurf nördlich davon besitzt eine nur ganz kleine Halde. Stollen Nr. 309 liegt ober Hochried.

Höher oben folgt der (verf.) Paulus-Stollen²⁾ (Profil 8 auf Tafel 4), der der wichtigste Stollen dieses Teiles des Burgstaller Reviers war. Nach der Ringenwechsler Hauptkarte lag der Kontakt des „roten Sandsteins“ mit dem Schwazer Dolomit etwa bei Stollenmeter 90. Ein Querschlag zweigt nach weiteren 75 m in nordöstlicher Richtung ab. Er hat den nördlichen Phyllit, der unter dem Schwazer Dolomit hervorkommt, angefahren. Die Hauptstrecke führt quer durch den Schwazer Dolomit bis zum südlichen Phyllit durch. Im Gegensatz zu den anderen Vererzungsgebieten im Schwazer Dolomit, wo die reichen Fahlerzlagerstätten immer in Nähe des nördlichen Phyllits, bzw. Buntsandsteins auftreten, liegt hier im Westabschnitt des Burgstaller Reviers die Hauptvererzung in Nähe des südlichen Phyllits. Hier sind ausgedehnte Baue, die von Tag an bis auf die Tiefe des Michl im Bach-Stollens hinabreichen.

H. DAUSCH (1926, S. 27) berichtet über diesen längst verlassenen Stollen nach alten Aufzeichnungen: „Die Erzführung zeigte sich in den oberen Partien meistens geschlossen, nach der Teufe zu zerstreut. Der südl. Kontakt ist in diesem Revier stark lehmig und erforderte große Unterhaltungsarbeiten (Zimmerung). Die Vererzung der Gänge ist stellenweise sehr gut, nach der Teufe zu aber mit dem Anfahren des flach geschichteten schwarz-grauen Kalk-Dolomitgebirges, soll die Vererzung nach vorhergehender Zerstreung bald zu Ende gehen.“

Der höher liegende Blasius-Stollen lag nach den Karten ganz in Schwazer Dolomit. Die Lage seines Mundloches konnte durch Neuvermessung bei Grenzmark +7 ermittelt werden. Östlich davon sind weitere verfallene Einbaue: Stollen Nr. 311, Kothrieser Stollen (größer) und Stollen Nr. 330.

Ostteil.

Unter den Tagverhauen liegen die Stollen Nr. 331, 332 und der östliche Kreuzstollen. Die Stollen Nr. 327 und 328 haben Buntsandstein-Halden. Bedeutend war einst der Franziska-Stollen. Nr. 333 ist ein offener Stollen im Schwazer Dolomit. Weiter gegen den Ostabfall zum Trebach-Graben liegen Stollen Nr. 334, 334 a und zwei einst bedeutende Stollen, Trebach-Stollen (verf.) und Sagstollen (auf kurze Strecke offen). Alle Stollen, außer Nr. 333, sind verfallen.

¹⁾ Der Name ist heute nicht mehr geläufig.

²⁾ G. UTTINGER verwechselt in der Arbeit „Bemerkungen über die Übergangs-Formation und die derselben folgenden Flözkalkbildungen im Tyrolischen Unterinntal“ (Leonhards' Mineralogisches Taschenbuch, 13. Jg. 1819, I. Teil, S. 156—188) den Blasius-Stollen mit dem Paulus-Stollen. Wichtig ist hingegen, daß er das Vorhandensein von Dolomit-Basalbreccie im letzteren anführt.

Vom Mundloch des Michl im Bach-Stollens ist nichts mehr zu sehen. Die Halde ist vom Schlierbach fast zur Gänze weggeschwemmt worden. Nach 253 m hatte dieser Stollen den Buntsandstein durchfahren und dann den nördlichen Phyllit durchquert. Der Kontakt mit dem Schwazer Dolomit liegt bei Stollenmeter 280. Zwei Querschläge führten zurück zum nördlichen Phyllit. Der südliche Phyllit war ebenfalls erschlossen. Der „Abendschlag“ stellte eine Verbindung zum Tiefbau des Paulus-Stollens her.

Der verfallene Antoni-Unterbau (oder Johann Anton-Unterbau-) Stollen heißt heute im Volksmund „Lechries-Stollen“. Seine Grubenwässer werden als Trinkwasser verwendet.

Nach einem alten Grubenplan durchörterte der Stollen 102 m Buntsandstein, 50 m Schwazer Dolomit, 2 m Schiefer (Wildschönauer Schiefer? Hier Störung), 614 m Buntsandstein, 145 m Nordschiefer (Phyllit), 99 m Schwazer Dolomit, dann folgt der südliche Schiefer (Phyllit). Eine Aufbruchsverbindung bestand zum Michl im Bach-Stollen. Die Vererzung im Horizont des Antoni-Unterbaustollens war unrentabel und der Abbau mußte bald eingestellt werden (H. DAUSCH, 1926, S. 28).

2. Teilrevier Rotenstein.

Die Tagverhaue lassen sich in einem zusammenhängenden Zug im ganzen Teilrevier verfolgen. Die höheren Baue sind im Schwazer Dolomit angeschlagen. Sie waren fast durchwegs bedeutend. Ihre Mundlöcher sind, soweit nicht besonders vermerkt, verfallen. Von Westen nach Osten fortschreitend: Thonach-Stollen, Stollen Nr. 348 (offen), beide Leonhard-Stollen, Georg-Stollen, Stollen Nr. 341 und 342, Nr. 343 (kurz, offen), Huter-Stollen, Auffahrtstollen, darunter oberer und mittlerer Grafenstollen, höher oben Grundner-Stollen, Weinstockstollen (offen) und Mauslochstollen. Am weitesten östlich ist der Neue Stollen und der (offene) Schurfstollen.

Auch die tiefer gelegenen Baue waren alle bergbaulich wichtig: Der Geiststollen hat nach Haldenschutt Phyllit durchfahren. Dagegen waren folgende Stollen im Buntsandstein angeschlagen:

Vom Markus- und Sebastian-Stollen ist nichts weiteres zu berichten.

Der Grafenstollen (Profil 11 auf Tafel 4) hat die riesigen Abbaue des Grafenlagers und des Grafenganges aufgeschlossen. Dieser alte Stollen wurde in den Jahren 1954 bis 1955 für die Trinkwasserversorgung der Fraktion Troi wiedergewältigt, sodaß heute seine riesigen Abbaue bis hoch hinauf wieder befahrbar sind.

Der Stollen stößt nach Durchörtern von zirka 20 m Dolomitschutt auf Buntsandstein. Dieser streicht bei mittelsteilem Südfallen quer zur Stollenachse. Durch Faltung ist am Stollenfirst streckenweise flache Lagerung bedingt. Gegen den Schwazer Dolomit hin vergrößert sich wohl das Korn des Sandsteins, eine Transgressionsbreccie (Dolomitreccie) fehlt. Die Grenze zum Dolomit ist tektonisch. Im Bereiche des Grafenganges (vorderer Teil) ist der Schwazer Dolomit untergeordnet etwas sandig entwickelt. Hier steht er bei N 30° O-Streichen saiger. Im Gebiete des Grafenlagers (rückwärtiger Teil) herrscht bei N 40° O-Streichen steiles Südfallen.

Der Stollen Nr. 354 war ganz unbedeutend.

Der Bartlmä-Stollen war in stärker gewundenem Laufe vorgetrieben worden. Das Feldort liegt im Kartenbild etwa 70 m vom Mundloch des Stollens Nr. 348 entfernt.

Der Kurze Stollen dient heute als Wasserstollen. Er ist bis zur Wasserfassung (30 m weit) im Buntsandstein offen (starker Wasserüberlauf). Nach alten Karten liegt die Dolomitgrenze bei Stollenmeter 150. Sie wurde zufolge des gewundenen Stollenverlaufes ein zweites Mal angefahren. Dolomit-Basalbreccie war nach Haldenfunden vorhanden.

3. Teilrevier Scheiblmahd (Scheirlmahd oder Scheidlmahd)¹⁾.

Stollen Nr. 366 war ein unbedeutender Bau (offen). Auch der Scheiblmahd-Oberbau ist zur Gänze befahrbar. Die Lage des Scheiblmahd-Unterbaues konnte

¹⁾ Der Name „Scheiblmahd“ ist heute nicht mehr geläufig. Die Weide westlich der beiden Scheiblmahd-Stollen heißt heute „Schealmahd“.

nur durch Vermessung bestimmt werden. Offenbar wurden in diesem Stollen nur ganz unbedeutende Erze aufgeschlossen. Westlich der Scheiblmahd-Rinne liegt ein noch offener Stollen, der aber kein Erz erreicht hatte (auf der Karte nicht eingetragen).

Viel tiefer unten, schon gegen den Geißstollen hin, liegt der einst bedeutende (verf.) Peter-Stollen. Seine Erze besitzen zwar gleiches Streichen und Einfallen wie die des Scheiblmahd-Oberbaues, sind aber nach alten Grubenkarten nicht deren Fortsetzung.

4. Teilrevier Weittal.

Das Weittaler Teilrevier umfaßt das Weittaler und die beiden Kirchmeier-Lager (M. v. ISSER, 1905, S. 215). Alle Mundlöcher sind vollkommen verfallen. Es liegen höher oben oberer Rinner-Kramstollen, Geißstollen, unterer Rinner-Kramstollen.

Die tieferen Stollen mußten zuerst Buntsandstein und Dolomit-Basalbreccie queren, ehe sie Schwazer Dolomit erreichten. Es sind dies: Frauenstollen, Weittaler Stollen (St. Michael's Bau) und Neubruck(= Meurer-)Stollen. Der Weittaler Stollen ist ein paar Meter weit im Trockengewölbe offen. Der Neubruck-Stollen durchfuhr 515 m Buntsandstein, zuletzt auch Basalbreccie, 13 m nördlichen Phyllit und ab Stollenmeter 528 Schwazer Dolomit. Das erste Kirchmeier-Lager wurde erzführend angetroffen und auf 50 m Saigerteufe abgebaut. Dieser Bau wurde 1904 wegen zu starken Wasserandranges eingestellt (H. DAUSCH, 1926, S. 4).

5. Teilrevier Pfaffen.

Von diesem ausgedehnten Bergbaugesbiet ist fast nichts mehr bekannt. Alle Mundlöcher sind verfallen. Im Westen wurden Putzen und Nester von Fahlerz abgebaut (H. DAUSCH, 1926, S. 29). Alle Stollen sind in Schwazer Dolomit angeschlagen. Die Ringenwechsler Hauptkarte verzeichnet folgende wichtige Stollen: Hochwacht-, Wasser-, Haspel-, Tag-, Mariahilf- und Dura- (Thurwar-) Stollen. Dazu kommen noch Stollen Nr. 381—394 (darunter 387 mit sehr großer Halde), Nr. 396, 397, 399, 400 und 401.

Im Ostteil hingegen war ein „regelmäßiger“ Gang (H. DAUSCH, 1926, S. 29) Stephan- und Katharina-Stollen haben von Nordosten aus den westlichen Abschnitt angefahren und in einem Gewirr von Strecken abgebaut. Nach der Größe der Halden dürften die folgenden Stollen zu größeren Abbauen geführt haben. Von oben nach unten: Stollen Nr. 427, 406, 424, oberer Otto-Stollen, Stollen Nr. 420, Otto-Stollen, Stollen Nr. 422, oberer Sebastian-Stollen, Stollen Nr. 423 und 418 a, Kram- und Wasserstollen, unterer Sebastian-Stollen, Stollen Nr. 415 und 414, ferner Nr. 404 und 405, von denen der eine auch etwas Phyllit in seiner Halde führt. Die Halden der tieferen Stollen bestehen entweder ganz oder größtenteils aus Wildschönauer Schiefer. Es sind dies die Stollen: Nr. 410 (mit Basalbreccie), 411, 412, 409, 407, Margreitner-Stollen und Nr. 403.

Tiefer liegt das verfallene Mundloch vom Stollen Nr. 402 mit einer Halde aus Buntsandstein. Ganz abseits, tief drunten, liegen zwei kleine Buntsandstein-Halden, von denen eine in die Karte aufgenommen wurde (Nr. 368). Der Lage nach könnte es sich hier vielleicht um einen Wasserstollen (also nicht Erzstollen) handeln.

6. Teilrevier Roggland.

Dieses liegt auf der südlichen Seite des Bergrückens Reiter Kopf—Roßböden. Die Mundlöcher der zahlreichen, hier einst vorhandenen Stollen sind längst verbrochen, die Halden fast ganz verwachsen¹⁾. Die oberen Baue waren im Schwazer Dolomit angeschlagen, tiefere mußten verschiedentlich noch Wildschönauer Schiefer durchfahren. Die Stollen von oben nach unten sind:

Jöchl-Stollen (große Dolomithalde), SchlaglStollen (desgl.), schräg darober Stollen Nr. 446 (kleine Halde). Darunter liegen die kleineren Stollen Nr. 443, 441, 433 und 434, dann z. T. mit großen Halden Stollen Nr. 440, 439, 442, 432, oberer Krain-Stollen, unterer Krain-Stollen, Stollen Nr. 430. Etwas abseits davon, oberhalb der sumpfigen Waldweide liegt der Lackner-Stollen, dessen Halde über-

¹⁾ Zur leichteren Orientierung wurde eine Holzriese, die das obere geschlossene Haldengebiet abtrennt, als Steig in die Karte gezeichnet.

wiegend Phyllitschutt zeigt. Darunter liegen Stollen Nr. 429 (sehr kleine Phyllithalde) und Nr. 448 (Dolomit und etwas Phyllit in der Halde). Es folgen Mathias-Stollen, Stollen Nr. 450, Kramstollen (Grundmauerreste einer alten Scheidstube) und Stollen Nr. 451 (auch Phyllit in der Halde).

Der Sebastian- oder Schieferstollen hatte in westlicher Richtung nach 100 m den Phyllit durchfahren und den Schwazer Dolomit erreicht. Der untere Schieferstollen hatte nach einer alten Schinkarte zunächst tauben Schwazer Dolomit, dann Wildschönauer Schiefer durchfahren und anschließend nochmals Schwazer Dolomit erreicht, der offenbar vererzt war. Der Stollen Nr. 454 besitzt eine Phyllithalde, Nr. 456 eine kleine Dolomithalde. Der Öxel-Bach-Stollen wurde tief unten, im Geschröfe unterhalb des Steixner-Feldes vom Öxel-Tal aus aufgefahren. Er sollte die Rogglander Baue unterfahren (Schwazer Bergwerksverein). Das verfallene Mundloch ist heute nur mehr schwer zu finden. Ein paar Fahlerzspuren sind dort zu sehen. Der Stollen durchstieß zuerst in nördlicher Richtung und dann nach Westen abbiegend 45,6 m Schwazer Dolomit, 180,5 m Phyllit und 27,5 m abermals Schwazer Dolomit. Der Vortrieb wurde 1859 eingestellt. Er hätte bis zu den Erzen voraussichtlich noch rund 600 m aufzufahren gehabt.

7. Teilrevier Schrofen.

Dieses wird von den übrigen Ringenwechler Teilrevieren durch einen über 400 m breiten Phyllitstreifen getrennt. Einst bestanden hier bedeutende Einbaue. Die Tagverhaue sind im Schwazer Dolomit in der Phyllitnähe gelegen und auf drei Punkte konzentriert. Das ausgedehnte Haldenfeld ist heute noch stark erzhältig, da in seiner Nähe keine Möglichkeit bestand, die Erze aufzubereiten.

Der Stollen Nr. 486 war ein größerer Bau. Darunter liegt der kleinere Stollen Nr. 485. Weit unter diesem wurde ein Unterbau begonnen (Nr. 484). Nachdem dieser verbrochen war, wurde wenig höher Stollen Nr. 483 angesetzt. Diese beiden Unterbaustollen blieben im Buntsandstein stecken und wurden vor Erreichen des Schwazer Dolomits wieder verlassen.

Nach Osten schließen sich einst weniger bedeutende Einbaue an: Stollen Nr. 516, Stangenstollen, Nr. 514, 514 a und 513, dann die drei Weißenschrofen-Stollen, von denen der oberste (offen) von Tag an „edel verhaut“ ist. Tiefer liegen Josef- und Daniel-Stollen.

Im östlichen Teil sind an höheren Stollen noch vorhanden: Schneider-Stollen, Stollen Nr. 502, 503 und Burgschlögl-Stollen. Dieser Stollen hatte nach Haldenfunden den eingeklemmten Phyllit der Niklas-Riese (NO Larchkogel) von Norden her angefahren.

Im Westen liegen wieder größere Baue. Die höheren mußten Wildschönauer Schiefer, die tieferen auch Buntsandstein durchfahren, um den Schwazer Dolomit und damit das Erz zu erreichen. Es sind: Frauen-, Georg-, Larchner-, Martin-, Barbara- (etwas höher ein zugehöriger offener Verhau), Kalk-, Peter-Stollen, Stollen Nr. 479, Kolmann- (oberhalb der Raffl-Wiesen), Nothburg-Stollen und Paul-Oberbau. Tiefer liegt die große Halde des verfallenen Baues Nr. 473. Im Osten liegen die kleineren Stollen Nr. 491 und 492. Zum Paulus-Stollen wurden zwei Unterbaustollen aufgeschlagen, welche jedoch vor Erreichen des Schwazer Dolomits aufgegeben worden sind. Rund 400 m weiter westlich liegt die kleine Halde des Stollens Nr. 476 (ebenfalls ein zu früh verlassener Unterbau).

Der Zieher-Stollen wurde von der Ostseite her angesetzt. Nachdem er zwei „Schieferkeile“ im Schwazer Dolomit durchfahren hatte, traf man unterhalb der Tagverhaue vom Schrofenkreuz auf Erz, welches in einem Aufbruch abgebaut wurde. Ein Querschlag stieß bis zur Grenze des Schwazer Dolomites vor. Er erreicht gerade die auskeilende Spitze des Nordschiefers (Phyllits), der zwischen Buntsandstein und Schwazer Dolomit liegt. Die Erzausbisse östlich des Larchner-Stollens, welche in den verschiedenen höheren Horizonten abgebaut worden waren, wurden ebenfalls von ihm unterfahren. Auf einer Grubenkarte reicht der Zieher-Stollen nach Südwesten bis fast zum Mitter-Weißenschrofen-Stollen heran. Damit war der Hauptteil des Schrofen-Teilreviers unterfahren worden. Die Erze erwiesen sich aber in der Tiefe zertrümmert und zerstreut (H. DAUSCH, 1926, S. 29).

Weiter unten liegt der Stollen Nr. 488, zweifellos ein Unterbau zum Zieher-Stollen. Seine Dolomithalde zeigt nur geringe Erzspuren. Nordwestlich davon findet sich die kleine Buntsandstein-Halde des (verf.) Stollens Nr. 487.

Den Störungen zwischen Burgschlögkogel und Larchkogel folgen Stollen Nr. 509 ein für die Aufnahme wieder befahrbar gemachter, leider nur ganz kurzer Stollen, darunter die Stollen Nr. 508 und 507 (heute verf.). Bei der Phyllitlinse östlich des Larchkogels liegen die (verf.) Stollen Nr. 505 und 504. Ein Stück oberhalb des Schlitterberger Güterweges ist ein kurzer Schurfstollen (Nr. 490).

8. Anhang.

In diesem Abschnitt werden zerstreut liegende, meist unwichtige Stollen der weiteren Umgebung angeführt. Fast alle sind verbrochen.

a) Rodaun-Oberleger: Die (verf.) Schürfe Nr. 457 und 458 sind im Schwazer Dolomit angeschlagen. Die (verf.) Stollen Nr. 459, 460 und 461 befinden sich an der Dolomit-Quarzit-Phyllitgrenze. Unterhalb der Alpe liegen zwei kleine Stollen, Nr. 462 (offen) und 461 (verf.). Sie werden in den alten Karten als „Neuschurf“ bezeichnet. Die Stollen Nr. 461 a und 461 b sind ebenfalls verfallen.

b) Übriger Schlitterberg: Die Stollen Nr. 464—468 führen in ihren Halden viel Phyllit. Der (offene) Stollen Nr. 469 ist nach einer steilen Kluft in den Schwazer Dolomit vorgetrieben worden. Unterhalb des Schlitterberger Hofes liegen der (verf.) Stollen Nr. 471 (größere Phyllithalde) und darunter der (verf.) Stollen Nr. 470. Im Felsgehänge des Schlitterberges und am Abhang des Kratzaun-Kopfes gegen das Öxel-Tal liegen noch einige weitere Stollen, die aber wegen ihrer Kleinheit keine Bedeutung haben.

c) Brettfall-Hallersberg: Die Baue dieses Gebietes haben nie Bedeutung erlangt. Der Maria-Stollen, in Wirklichkeit ein tiefer, offener Schacht, wurde im vorigen Jahrhundert vom Schwazer Bergwerksverein betrieben. Von den übrigen Stollen ist Nr. 518 auf kurze Strecke offen, dann vollkommen verbrochen, Nr. 519 ein verfallener Unterbau, Nr. 521 ein ganz kurzer Schurfstollen, Nr. 525 verfallen, Nr. 526 zu einem größeren Tagverhau gehörig. Die Stollen Nr. 519, 520 und 523 besitzen kleine Buntsandsteinhalden. Nr. 524 ist ein kurzer, offener Schurfstollen im Schwazer Dolomit mit Fahlerzspuren.

d) Brandl-Kopf: Von den Stollen Nr. 527—529 sind zwei offen. Bergbaulich haben sie keine Rolle gespielt.

Erwähnt sei noch, daß auf der Ostseite des Galgenbichls (Mündung des Zillertales) eine versumpfte, viereckige Pinge vorhanden ist. Es konnte nicht festgestellt werden, ob sie auf einen Bergbau zurückgeht (Schachtpinge?).

C. Schürfe in Trias-Gesteinen.

Im Schwazer Bergrevier erlangten die Schürfe in den Trias-Gesteinen keine Bedeutung. Die meist nur kurzen Stollen sind vielfach noch offen. Es sind dies: Heilig Wasser-Stollen (verf.), die Schürfe Nr. 533—542, die „Seebacherin“, Nr. 544 (hier hatte der einzige, wenn auch nur kleine Abbau bestanden), dann Nr. 545 und 546. Auf der Karte nicht eingetragen sind Schurfspuren am Ausgang des Bucher Grabens, ferner am Abhang oberhalb des Lagers Felsenkeller („Geldmacherloch“). Der Schwazer Bergwerksverein arbeitete in einem Schurfstollen beim Steinbruch Märzenkeller.

BRIXLEGGER BERGREVIER ¹⁾.

A. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit.

I. Kleinkogl.

(Fahlerz und Schwerspat.)

Der Brucker Schurfstollen ist mit nordöstlicher Richtung im Phyllit angeschlagen und biegt später in nordwestliche Richtung um. Er hat den Schwazer Dolomit erreicht. Nähere Angaben über diesen Stollen sind aber nicht mehr zu erhalten gewesen.

Stollen Nr. 2 ist verfallen. Stollen Nr. 3, ein kurzer, offener Schrägstollen, liegt hinter der Kapelle bei der alten Zillerbrücke. Der Stollen Nr. 5 ist zirka 40 m lang. Er wurde nach einem S—N-streichenden Blatte vorgetrieben und sollte einen größeren, höher gelegenen Tagverhau unterfahren, hatte aber keine Erzmittel erreicht. Vom Kreuzstollen (offener Schrägstollen) besteht eine Aufbruchsverbindung zum Klein-

¹⁾ Entspricht dem Gebiet vom Ziller bis zur Alpbacher Ache.

kogl-Unterbau. Der Landhaus-Stollen dient heute als Keller (angeblich zirka 30 m bis zum Fels in Verzimmerung). Darober liegt der verfallene Michael-Stollen. Am oberhalb vorbeiführenden Steig liegen der untere (verf.) und der obere Gabriel-Stollen (offen). Die Verbindung zum Boden der Jungfrauzeche ist mit Bergen verstopft. Weit oberhalb des erwähnten Steiges ist der offene Rosina-Stollen.

Der Grausig- und der Anna-Stollen liegen über den Wandabstürzen. Der Jungfraustollen liegt am oben genannten Steig. Eine kurze Verbruchstelle verhindert eine Befahrung der riesigen, einst weltberühmten Jungfrauzeche. Von diesem Stollen führt ein schmaler Steig hinauf zum verfallenen (unkenntlichen) Wolfgang-Stollen. Jenseits der Jungfrauinne liegen etwas tiefer der Veit- und der Dreifaltigkeit-Stollen. Höher ober dem Steig ist der offene Stollen Nr. 16. Die beiden Lilienstollen sind zurzeit nur schwer zugänglich.

Die Wilde Kirche ist der größte und eindrucksvollste Tagverhau des gesamten Aufnahmegebietes überhaupt und wurde schon 1556 im Schwazer Bergbuch in einer Zeichnung erwähnt.

Der Johann-Stollen ist weit hinein befahrbar. Im „Hohen Ort“ des einst wichtigen, offenen Weinstockstollens wurde Porphyroidschiefer angefahren¹⁾ (Tafel 7, Fig. 1). Der Auffahrtstollen war früher ebenfalls wichtig (offen). Der Waldhäusstollen (offen) ist am oberen Erzweg, der Blutstollen (verf.) in der Blutrinne gelegen. Darober liegt die Grube Katharina. In ihrer Nähe sind noch die Grundmauerreste einer alten Bergstube zu erkennen. Noch ein paar weitere Stollen werden hier in der Umgebung auf der alten Hauptkarte verzeichnet.

Nr. 37 ist ein offener Schrägstollen (nicht zur Gänze befahren). Die Stollen Nr. 36 und 36 b waren weniger wichtig. Das Mundloch des Dilliz-Stollens ist unkenntlich.

Der Kleinkogl-Unterbau, einst ein Hauptstollen, ist offen. Die ältesten Grubenkarten nennen ihn fälschlich Hauptmannstollen. Dieser Hauptmannstollen selbst ist aber ein heute vollkommen unkenntlicher Stollen am Wege unterhalb des Kleinkogl-Unterbauens nahe der Imntal-Sohle. Der Kleinkogl-Unterbau (siehe Profil 1 auf Tafel 5) liegt mit den ersten 76 m im Schwazer Dolomit. Es folgt 1—1,5 m stark tektonisch beanspruchter, dunkler, schmutziggrauer Schiefertone mit etwas Gips und starken Alaunablösungen. Dieser Schiefertone liegt an der tektonischen Grenze zum vorgelagerten Schwazer Dolomit. Es folgen 42 m steil aufgerichteter Buntsandstein, der zunächst ebenfalls noch etwas Gips führt. Der Buntsandstein ist sehr quarzreich und wurde als Beigabe für die Brixlegger Hütte abgebaut (Zeche). Im Liegenden des Buntsandsteins tritt 7 m Dolomit-Basalbreccie auf. Sie ist mit dem folgenden Schwazer Dolomit innig verbunden. Bei Stollenmeter 210 wurden im Schwazer Dolomit zwei dünne, vollkommen serizitisierte Schieferzwischenlagen gequert. Das Streichen der beiden Schwazer Dolomite vor und hinter dem Buntsandstein ist mit SSW—NNO-Streichen und NW-Fallen gleich. Im Aufriß der geologischen Karte (Tafel 2) fällt der Tiefbau des Kleinkogl-Unterbaues, der nur eine Sohle besitzt, mit dem Mundloch des Wasserstollens, durch die Projektion bedingt, zusammen.

Der (offene) Stollen Nr. 33 steht mit dem Hauptmannstollen durch ein Gesenke in Verbindung. Aus dem Mundloch des verfallenen Wasserstollens tritt heute eine Quelle aus. Der dort anstehende Buntsandstein ist vollkommen zersetzt.

Der offene Königstollen liegt in der Schloßrinne (Kleinkogl-Ostseite) und ist im Schwazer Dolomit angeschlagen. Er dient heute als Wasserstollen für das Schloß Kropfberg. Bei Stollenmeter 48 wurde eine kaum 1 m mächtige Einschaltung von Buntsandstein in Schwazer Dolomit angefahren. Die Liegendgrenze der Buntsandstein-Zwischenlage steht im Zusammenhang mit der im Georgi-Unterbau als „Südfallendes Blatt“ benannten Störung.

Auch der Paulus-Stollen (Schrägstollen, Tafel 7, Fig. 8) dient heute als Wasserstollen (offen). Bei Stollenmeter 95 durchstieß er das „Südfallende Blatt“ (60° S). Bald wendet sich der Stollen in einem Bogen über Osten wieder nach Norden zurück und erreicht neuerdings diese Störung, die er ein Stück weit auslängt. Hier ist an derselben Dolomit-Basalbreccie des Buntsandsteins eingeklemmt. In der Breccie sind starke Gipsablösungen zu beobachten.

¹⁾ Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Bergrevierinspektor Ing. F. Walcher.

Der Dreifaltigkeit-Stollen durchstößt zunächst 11,5 m weit Dolomit-Basalbreccie und liegt dann im Schwazer Dolomit. Hier ist ein Verhau, von dem aus auch eine Tagverbindung besteht. Etwas tiefer liegt in der Wiese der (verf.) Stollen Nr. 42, zweifellos ein Unterbau zum obigen Stollen.

Der Klammkopf-Stollen besitzt nach den Karten ein ausgedehntes Grubengebäude. Sein Mundloch ist verfallen (Quelle). Der Wasserstollen (Nr. 43) ist angeblich auch ein alter Bergwerksstollen.

Der Bergbau Kleinkogl ruht seit 1905 (O. SCHMIDEGG, 1953, S. 24).

II. Großkogl.

(Fahlerz und Schwerspat.)

Die Bauernzeche ist ein riesiger Tagverhau. Der Schieferstollen selbst ist verbrochen. Ein paar Meter darober liegt ein kurzer Stollen (Nr. 47), der Porphyroid-schiefer angefahren hat (offen). Die Löwengrube (verf.) ist in der Riese östlich des Grünbaches gelegen. Nach den alten Grubenrissen hielt sich dieser Stollen offenbar an die Grünwies'-Störung. Der Harisen- und der Oswald-Stollen sind ebenfalls verfallen. Östlich davon liegt der offene Schmiedenstollen.

Der Riedl-Stollen war einst wichtig. Er ist ein paar Meter im Trockengewölbe offen, dann verbrochen. Darober liegen die drei Jenewein-Stollen (offen). Der untere und mittlere (an der Westseite der Jenewein-Rinne gelegen) bilden kurze Zugänge zu einer riesigen Zeche, welche wenig oberhalb eine Tagöffnung besitzt. Der obere Jenewein-Stollen selbst liegt in der Rinne.

Im Westen sind noch Haagen-Stollen (mit ersoffenem Gesenke), Georg-Stollen (verf.) und Stollen Nr. 51 (verf.) anzuführen.

Wenden wir uns wieder nach Osten, wo früher einst wichtige Baue bestanden:

Vom Johann-Stollen werden auf der Karte zwei Mundlöcher verzeichnet, das obere (offene) entspricht dem auf der alten Hauptkarte vom Kogl eingezeichneten, das untere (verfallene) stammt aus einer etwas jüngeren Betriebszeit (Ende des vorigen Jahrhunderts). Unterhalb liegt der Michael-Stollen (verf., Mauerreste).

Viel tiefer, ganz im Westen in der Grünbach-Rinne gelegen, ist der Stollen Nr. 59 (Tafel 7, Fig. 9). Nachdem Schwazer Dolomit durchfahren worden ist, wurde dunkelroter, toniger Sandstein, in welchem der Stollen verbrochen ist, angetroffen. Das Auftreten des Buntsandsteins ist wieder durch das „Südfallende Blatt“ bedingt.

Unmittelbar in der Nähe der Grünwies'-Störung liegt der Kram- oder Georg unter der Wandstollen (offen). Er wurde im Schwazer Dolomit angeschlagen. Bei Stollenmeter 110 wurde das „Südfallende Blatt“ gequert (Lettenkluft mit hellen Glimmerblättchen). Der Dolomit streicht durchschnittlich SW—NO mit einem nördlichen Verflachen 70—80°. Größere Abbaue zeigen keine Schichtung im Schwazer Dolomit. Es besteht eine Verbindung zum nächst tieferen Stollen, dem Georgi-Unterbau, ein Mittelauflauf ist dazwischen gelegen.

Der Georgi-Unterbaustollen bildet den Zugang zu dem heute noch in Betrieb befindlichen Bergbau Großkogl. Der Stollen ist 62,7 m weit ausgemauert. Bis Stollenmeter 70 folgt dunkelroter, toniger Buntsandstein, an den ungefähr 10 m mächtige Dolomit-Basalbreccie anschließt, die teilweise stark tonig ist. Bei Stollenmeter 80,5 beginnt der Schwazer Dolomit. Zwischen Stollenmeter 140 und 145,5 ist starke Betonmauerung. Hinter derselben steht stark zerriebener Schwazer Dolomit an. Hier zieht die Grünwies'-Störung durch. Bei Stollenmeter 222 wurde auch in diesem Stollen das „Südfallende Blatt“ gequert. Es wechseltagern gebänderter und massiger Schwazer Dolomit. In den großen Zechen herrscht letzterer vor. Das Schichtfallen entspricht dem im Kramstollen. In der Nähe der Grünwies'-Störung biegt es in S—N bis SO—NW um. Der Dolomit fällt hier steil in westliche Richtung ein. Der Westschlag hat ebenfalls die Grünwies'-Störung durchstoßen. Er stellt eine Verbindung zum Kleinkogl-Unterbau über das „unterste Zwischenläuf“ her (siehe Aufriß). Die Ausdehnung der Lagerstätte ist hier durch Blätter begrenzt.

Vom Georgi-Unterbau aus wurden durch einen Blindschacht vier Sohlen (20, 40, 70 und 100 m) aufgeföhren. Sie zeigten, daß sich der höher oben mächtige Erzschlauch von Schwerspat und Fahlerz nach unten stark verengt. Auf der 100 m-Sohle wurde abseits des Erzschlauches auch Kieserz zusammen mit Fahlerz angetroffen („Gute Hoff-

nung“). Solche Kieserze sind auch von höher oben bekannt, z. B. Firste der Schwer-
spatzeche, Kieszeche im Kramstollen¹⁾. Heute ist der Tiefbau unter der 40 m-Sohle
eroffen. Weitere Angaben über den Bergbau Kogl finden sich in der Arbeit von
O. SCHMIDEGG (1953).

Etwas weiter östlich liegen von oben nach unten: Stollen Nr. 66 (wenig tiefreichend,
offen), Gertraud-Stollen (Mundloch verfallen), Schwazer Stollen (große Halde),
Wasserstollen („andere Schwazerin“, „Pingenreihe“). Gertraud-, Schwazer und
Wasserstollen waren bedeutende Einbaue.

Das Gebiet der Silberpfennigstollen umfaßt meist nur kleinere Einbaue: St. Ulrich-
Stollen (Mundloch fast ganz verfallen), Haselstaudenstollen (verf.), Andreas-
Stollen (verf.), Martin-Stollen (verf.), „Unbekannt, die Auffahrt“ (offen),
oberer Silberpfennigstollen (offen), unterer Silberpfennigstollen = St. Eli-
sabeth (offen), Schutzengelstollen (verf.), Stollen Nr. 85 (verf.) und 86 (verf.),
„der andere Silberpfennigstollen“ (offen), Laubstollen (verf., nur kleine Halde).

Nach unten schließen sich von Westen nach Osten fortschreitend an: Nikolaus-
Stollen (steht mit den Zechen des Johann- und Michael-Stollens in Verbindung, Mund-
loch (verf.), Stollen Nr. 69, 70 und 70 a (alle verf.), Stollen Nr. 71 (offen, kurz), Stollen
Nr. 89 (verf.), Stollen Nr. 89 a (bloß ein paar Meter tief), Stollen Nr. 90 (verf.). Im
Osten liegt der Stollen Nr. 75, ein verfallener Unterbau. Ganz abseits im Geyer-Bach,
an der Phyllitgrenze gelegen, sind die verfallenen Stollen Nr. 91 und 92.

Im Westen waren dann wieder ein paar bedeutendere Stollen: Peter am Bach-
Stollen (verf.), Tagschramstollen (Mundloch verf., in einem am Tagrand offenen
Verhau führend), Stollen Nr. 74 (Pinge am Weg vom alten Berghaus Großkogl zur
Huberer Kapelle).

III. Kropfsberg.

Der Stollen Nr. 93 a an der Ostseite des Burghügels besitzt einen bedeutenden
Verhau auf Fahlerz. Auch auf der Südseite und innerhalb der Burgmauern wurde ge-
schürft. Schwerspat konnte im Kropfsberg-Hügel bei der Feldaufnahme nicht fest-
gestellt werden.

IV. St. Gertraud.

Im Dolomithügel bei der Kirche St. Gertraud liegen Stollen Nr. 94 (offener Schrä-
mstollen, heute Wasserstollen) und Thaler-Stollen (größer, verf.).

V. Kopf (Schwazer Dolomit) P. 602 m.

Hier bestanden nur kleine Tagverhaue. Der Stollen Nr. 94 b ist offen und wäre
besser als tonnläger Schacht zu bezeichnen.

VI. Wölzenberg.

Hier bestanden nur kurze Stollen auf Fahlerz. Der Stollen Nr. 95 ist verfallen.
Nr. 96 ein ersoffener Schrämmstollen. Der Stollen Nr. 97 ist offen. Eine schwache Ver-
erzung hält sich an eine südfallende Kluft, die auch obertags erschürft worden war.
Der Stollen Nr. 98 ist ein verfallener Unterbau zum Stollen Nr. 97. Etwas weiter im
Osten liegt noch die kleine Halde eines auf der beiliegenden Karte nicht verzeichneten
Stollens.

VII. Lochham.

Hier bestand nur ein kleiner, verfallener Stollen (Nr. 100).

VIII. Mühlbichl.

Im Mühlbichl (Brixlegg) liegt ein alter Fahlerzbergbau, der in der zweiten Hälfte
des vorigen Jahrhunderts noch in Betrieb war. Bedeutende Tagverhaue liegen auf der
Nordseite des Mühlbichls im Schwazer Dolomit, besonders hinter der kleinen Kapelle
am Nordsteig. Die Erze der tieferen Zechen wurden durch den Radinger Schacht
gefördert. Der Schacht soll in Schotter gestanden sein, wobei starker Wasserandrang
große Schwierigkeiten bereitet hat.

¹⁾ Nach Mitteilung von Herrn Bergrevierinspektor Ing. F. Walcher, dem lang-
jährigen Betriebsleiter der Grube Großkogl.

Im Zusammenhang mit diesem Bergbau wurde der 43 m lange (offene) Radinger Wasserstollen zwischen Radinger Schacht und Mühlbichl vorgetrieben, der vom Mundloch an 13 m ausgemauert ist und dann in flach gelagerten Partnach-Schichten steht. Eine Kalklage bildet die Firste. Der Stollen wurde nicht auf Erze vorgetrieben, sondern hatte den Zweck, dem Radinger Bauern einen Ersatz für das durch den Bergbau entzogene Wasser zu schaffen.

B. Bergbau in Trias-Gesteinen.

I. Madersbacher oder Matzenköpfl.

Erze: Fahlerz, daneben Bleiglanz und zu Ocker verrosteter Eisenkies¹⁾.

Eine ausführliche Beschreibung dieses Bergbaues findet sich bei P. HEIGL²⁾. Die Erschürfung erfolgte 1851. Der Ausbiß wurde von Tag an bis auf die Höhe der Bundes- (Wiener) Straße herab edel verfolgt. 1852 wurde der Matzenköpfl-Stollen als Unterbau von der Landstraße aus vorgetrieben. Dieser Stollen querte bei „49 Dezimalfuß“ feinschlammigen Ocker, der an einzelnen Stellen auch goldhaltig war. Der alte Erschürfungspunkt liegt oberhalb des Unterbaustollens. Dort ist heute noch etwas zeretztes Kupfererz und Eisenocker zu sehen. Der Matzenköpfl-Stollen ist offen. Nach alten Karten sind die ersten 10 m verzimmert (Schotter oder Gehängeschutt). Die erzführende Zone wurde nach 22 m erreicht. Sie war 10 m mächtig. Vererzt ist dunkler Dolomit, während der folgende hellere Dolomit taub ist. Die Lagerstätte wurde auf 130 m im Streichen ausgelängt. Der Hauptstollen wurde als „Hangendschlag“ weiter geführt. Er erreicht bei Stollenmeter 163 ein Wasser führendes Blatt, bei Stollenmeter 169,5 mündet von Osten her der Zubaustollen ein. Bei Stollenmeter 176 wurde eine „Schieferzwischenlage“ gequert. Es dürfte sich vermutlich um Schiefertone der Partnach-Schichten handeln. Das Feldort liegt bei Stollenmeter 191 in Dolomit.

Der Zubaustollen, dessen Mundloch heute vollkommen unkenntlich ist, stand zunächst in Verzimmerung. Im mittleren Teil standen am südöstlichen Urm „Schiefer“, vermutlich Schiefertone der Partnach-Schichten an. Der offene Schurfstollen erreichte diese Erzzone nicht.

THIERBERGER ODER RATTENBERGER REVIER³⁾.

A. Fahlerzlagerstätten im Schwazer Dolomit.

I. Achleit.

In der Dolomitscholle bei der Achleit-Kapelle südsüdwestlich Brixlegg bestanden drei unbedeutende und wenig tief reichende Stollen, deren Mundlöcher noch offen sind. Sie wurden auf der beiliegenden Karte nicht eingetragen.

II. Ramsberg⁴⁾.

Das Bergbaugelände Ramsberg liegt am Nord- und Nordwestfuß des Graber Joches an der Grenze gegen den vorgelagerten Buntsandstein hin. Im westlichsten Teil liegen im Bereiche des Stubenangers mehrere Einbaue. Die große Halde des Stollens Nr. 105 enthält Schwazer Dolomit, Buntsandstein, Dolomit-Basalbreccie und hellen Buntsand-

¹⁾ J. TRINKER, Erläuternde Bemerkungen zu der am 25. September 1851 in Hall den versammelten Mitgliedern des bergmännischen Vereins vorgelegten Sammlung von Erzen aus dem Neuschurf am Madersbächerköpfl. 1851. Lith.

²⁾ Einige geschichtliche Daten, den k. k. silberhaltigen Kupferbergbau am Madersbächerköpfl bei Brixlegg im Unterinntale in Tirol betreffend. Von seiner Entstehung 1851 bis einschließlich 1854. 1855 lith.

³⁾ Das ist das Gebiet östlich der Alpbacher Ache.

⁴⁾ Der Ramsberg umfaßt die drei Höfe Larcha, Karl und Knoll. Im anisichen Dolomit liegt am Unterrand des Steilabfalles nördlich Knoll und Karl eine offene Kluft. Es handelt sich um eine Hangabklüftung und hat nichts mit Bergbau zu tun. Die geologische Spezialkarte, Blatt Rattenberg, verzeichnet hier Bergbau.

stein. Auf Schwazer Dolomit und Buntsandstein zeigen sich die typischen Oxydationsfarben von Fahlerz. Andere Halden führen nur Buntsandstein. Sämtliche Mundlöcher sind verfallen. Oberhalb des Hofes Larcha liegen die Halden der Stollen Nr. 107 und 108. Bei letzterem Stollen finden sich in der Dolomithalde Fahlerzstufen. Etwas weiter östlich sind im Schwazer Dolomit am Fuße des Berghanges kleine Tagverhaue und kurze Stolleneinbaue zu erkennen. Die Halde des Stollens Nr. 110 ist etwas größer, die des Stollens Nr. 109 besteht nur aus Buntsandstein-Material. Weiter gegen Osten finden sich am Hang wieder kleinere Halden. Große Halden besitzen die Stollen Nr. 116 und 117 und der Lorenzi-Stollen. Die Halde von Stollen Nr. 117 zeigt neben Schwazer Dolomit, Buntsandstein und Dolomit-Basalbreccie. Aus dem Lorenzi-Stollen tritt das Lorenzi-Brünnl aus. Ganz im Osten liegen die Stollen Nr. 123 und 123 a.

III. Schürfe auf der Bischofer Alpe.

Auf der Südseite des Dolomitrückens Graber Joch—Gratlspitz liegen die anscheinend kleinen (verf.) Stollen Nr. 124 und 125. Sie dürften nach der Bischofer Joch-Störung vorgetrieben worden sein.

IV. Thierberg.

Dieser Bergbau umfaßt den Bereich zwischen Bischofer Joch und Hösel-Joch.

Der Neubaustollen ist etwa 100 m weit offen. Nur wenig tiefer liegt ein kleiner, offener Stollen Nr. 126. Noch kürzer ist der Stollen Nr. 128. Der Thierberger Stollen besitzt eine größere Halde. Er diente zur Unterfahrung der weiter oben gelegenen Tagverhaue. Der Stollen Nr. 129 hätte wohl ein Unterbaustollen zum Thierberger Stollen werden sollen (kleine Halde).

Die Halden der (verf.) Stollen Nr. 135, 136, 138 und Farbenstollen liegen auf engem Raum beisammen. Diese Stollen hängen mit kleinen Tagverhaue zusammen. Südlich davon liegen der (verf.) Stollen Nr. 139 und der (unkenntliche) „Gedingbau im Sonnfeld“ (in einer Schneise am Steig).

Etwas weiter im Süden liegt das Thierberger Haupterzgebiet: Dieses Vererzungsgebiet folgt zwei tektonischen Linien, der SW—NO streichenden und mittelsteil nach SO fallenden Thierberger Hauptstörung und einer steil stehenden, etwa gleich streichenden Störung, der „Spang“. Die Vererzung an der Thierberger Hauptstörung wird im unteren Teil als Leit(h)ner-Gang bezeichnet. Die Thierberger Hauptstörung wird durch die „Spang“ offenbar verworfen, ist also älter. Auf den tieferen Teilen der Thierberger Hauptstörung (östlich der „Spang“) gehen die Stollen Oberfund-, Unterfund- und Peter-Stollen um (Leit[h]ner-Gang). Jenseits der „Spang“ ist die Thierberger Hauptstörung nicht vererzt, die Vererzung setzt erst wieder höher oben ein und ist bis zum Gratlspitz hinauf bebaut.

a) Die Stollen der „Spang“: Der oberste Bau ist das „Löcherzechstöllerl“ mit seinen beiden Mundlöchern, dessen oberes nur halb verschüttet ist. Darunter liegt die „Große Tagzeche“ (offen). Den Graben abwärts, etwas westlich gelegen, ist der (verf.) Sebastian-Stollen. Dieser Graben wird an seiner Osteite von einem Steilhang begrenzt. In ihm ist ein stark zertrümmerter Quarzgang aufgeschlossen, an dessen Unter- rand der verfallene Georgen-Stollen liegt. Noch tiefer unten folgt mit großer Halde der Veronika-Stollen. Er war einst ein Hauptstollen (bereits vor 100 Jahren war das Mundloch verfallen).

b) Die vererzte Thierberger Hauptstörung im oberen Teil: Nördlich im Liegenden dieser Störung finden sich kleine, südlich im Hangenden aber größere Tagverhaue. Der Stollen Nr. 133 ist ein kurzer, offener Einbau auf der Nordseite des Gratlspitzes. Beim Stollen Nr. 134 sind auch kleine Tagverhaue. Noch tiefer liegt etwas westlich einer Rinne der Leit(h)ner-Stollen (Tafel 7, Fig. 10). Ein verfallener Steig führt von hier zum Georgen-Stollen hinüber. Der Leit(h)ner-Stollen ist offen. Die Störung, welche im Innern verfolgt worden war, entspricht der Thierberger Hauptstörung. Es wurde im Leit(h)ner-Stollen fast kein Erz gefunden.

c) Der Leit(h)ner-Gang (vererzte Thierberger Hauptstörung im unteren Teil): Von diesen Stollen existieren ausgezeichnete Karten.

Der Oberfundstollen war in Betriebszeiten ein Hauptstollen. Gleich unterhalb des Steiges steht das Mundloch des Stollens kurz in Verzimmerung offen. In diesem Stollen wurde auch die vererzte „Spang“ angefahren. Nach unten folgt das Mittelläufel, ein Zwischenhorizont ohne Mundloch. Auch in diesem wurde an einer Stelle die „Spang“

nochmals angefahren. Darunter liegt der Leit(h)ner-Stollen, ebenfalls ein Zwischenhorizont ohne Mundloch. Als nächst tieferer Horizont folgt ein Hauptstollen, der Unterfundstollen. Sein Mundloch ist verfallen. Das Mundloch des Peter-Stollens, ebenfalls ein Hauptstollen, ist gleichfalls verfallen. Im Grubentiefsten des Peter-Stollens ist ein Gesenke, in welchem auch die Erze teilweise verhaut worden waren. Darin steht noch Erz an, wenn auch schmal, verworfen und zertrümmert (A. R. SCHMIDT, 1868, S. 427).

Die Grenze Buntsandstein—Schwazer Dolomit fällt zwischen den Tagausbissen bis zum Unterfundstollen mittelsteil nach Norden ein. Im Peter-Stollen wird aber diese Grenze viel weiter berglein erreicht als diesem Einfallen entspricht. Es dürfte daher eine Störung durchziehen, die diese Grenze versetzt.

Vom Unterbaustollen ist nur mehr ein verdrückter Türstock zu sehen. Nach A. R. SCHMIDT (1868, S. 427) war er nach 100 Klaftern im Buntsandstein vor Erreichen des Schwazer Dolomits verlassen worden.

Die restlichen Thierberger Stollen:

Der untere Halsberg-Stollen war einst ein größerer Bau (offen). Von diesem aus wurde der obere Halsberg-Stollen nach einer Grubenkarte eingemessen. Er ist ebenfalls offen; wurde aber nicht befahren. Die Verbindung zum Veronika-Stollen war nämlich bereits schon vor 100 Jahren an einem Verhau verbrochen. Der (kleine) Johann Antoni-Stollen wurde lediglich aus einer alten Karte übertragen.

Bei den folgenden Stollen handelt es sich durchwegs um kleine Einbaue, die weiter im Osten liegen. Auf der Nordseite liegen die beiden Klingler-Wald-Stollen (einer noch offen) und der Hösel-Klamm-Stollen (verf.). Auf der Südseite (Alpbacher Seite) liegen Alsten-Stollen (offen) und Stollen Nr. 132 (Aufstieg zum Gratspitz, verfallen), Stollen Nr. 158 und 159 (beide verfallen).

Der Bergbau Thierberg wurde 1861 eingestellt (A. R. SCHMIDT, 1868, S. 427). 1920 bis 1924 wurden die Maukenötzer und Thierberger Baue z. T. wiedergewältigt, ohne daß es dabei zu einer Betriebsaufnahme kam.

V. Hösel-Alpe.

Auf der Hösel-Alpe liegen verfallene Stollen mit nur kleinen Halden. Vererzt ist Schwazer Dolomit und basaler Quarzit. Die Vererzung hält sich an kleine Schollen von Schwazer Dolomit, die auf Buntsandstein aufliegen, sowie an das Ostende des Hauptzuges von Schwazer Dolomit. Es sind die Stollen Nr. 160—172. Wenig unterhalb der Alphütten liegt ein kleiner, verfallener Stollen (in der Karte nicht verzeichnet). Die Stollenhalden von Nr. 163 und 164 enthalten auch Wildschönauer Schiefer, jene von 168 nur Buntsandstein.

Abseits davon liegt noch im Schwazer Dolomit des Kapellgrabens ein ganz kurzer, offener Stollen (auf der Karte nicht verzeichnet).

Zwischen Brixlegg und Mauken treten in einer sattelförmigen Aufwölbung (Mauken-Gewölbe) mehrere kleine Schollen von Schwazer Dolomit auf. Bei Brixlegg liegt der Mehrnstein, in Ober-Zimmermoos die Scholle bei Ramsbach, Birgl, Mooschrofen, Mockleiten. Es folgen die Schollen von Maukenötz, Vorder-Sommerau, Hinter-Sommerau und schließlich eine große Scholle am Inntalhang westlich Saulueg.

VI. Mehrnstein (Brixlegg).

Der Stollen Nr. 179 ist ein offener Schrägstollen, der teilweise als Luftschutzzollen ausgebaut wurde. Er hatte keine bergmännische Bedeutung erlangt. Der verfallene Stollen Nr. 180 besitzt eine kleine Buntsandstein-Halde. Er ist auf der Nordseite des Mehrnstein gelegen.

VII. Ramsbach (Ober-Zimmermoos).

Im Schwazer Dolomit liegt eine Tagzeche. Im Tälchen unterhalb Winkl ist der verschüttete Ramsbacher Stollen. Dessen Halde führt auch Buntsandstein. Der Unterbaustollen hatte nie das edle Gebirge erreicht, er zeigt lediglich Partnach-Schiefertone in seiner Halde.

Der Bergbau Ramsbach war 1826 noch in Betrieb (A. R. SCHMIDT, 1843).

VIII. Birgl (Ober-Zimmermoos).

Beachtliche Tagverhaue liegen auf der Nordseite des Mooschrofens. Die Mundlöcher der vorhandenen Stollen (Kaspar Stiegl-Stollen, Stollen Nr. 302 und 303) sind verbrochen.

IX. Mockleiten (Ober-Zimmermoos).

Am Fuße der kleinen Dolomitscholle liegen der verbrochene Kreuzstollen mit großer Dolomithalde und der noch offene Mauken-Stadel-Stollen. Dieser ist in Schwazer Dolomit angeschlagen und zeigt im Innern noch anstehendes Fahlerz. Das Feldort liegt im festen, tonigen, dunkelroten Buntsandstein. Eine Basalbreccie ist hier nicht entwickelt. Die ungestörte Lagerung spricht für sedimentären Verband. Die Gesamtlänge des Stollens beträgt rund 100 m. Etwas höher liegen ein paar kleine und ein größerer Tagverhau.

X. Maukenötz — Gelber Schrofen.

Der eigentliche Bergbau Maukenötz ging im Trias-Gestein um (siehe dort). In der Scholle von Schwazer Dolomit liegt der Waldstollen, ein kurzer verfallener Schurfstollen (von ungefähr 1920—1930) und der Maukenötzter Tiefbaustollen. Dieser hat auch etwas Fahlerz angetroffen. Der Prosser-Stollen liegt im obersten Teil des Gelben Schrofens. Direkt im Mauken-Bach liegt weiter südwestlich ein Tagverhau mit geringen Erzrückständen.

XI. Vorder-Sommerau.

Im offenen Oberbau (Tafel 7, Fig. 11) wurde ein beachtenswerter, steil stehender Erzgang verhaut. In diesem Stollen ist auch dunkler Schwazer Dolomit zu finden. In tieferen Stollenteilen wurde zweimal Buntsandstein angetroffen. Hinter der Ruine des verfallenen Hauses „Stocker“ bestand vor alter Zeit auch ein Unterbau.

Viel tiefer in der großen Dolomitscholle, die den Maukenbach quert, liegt laut Grubenriß ein kurzer, unbedeutender Schurfstollen, der fast vollkommen verschüttet und überdies schwer zu finden ist.

XII. Hinter-Sommerau.

Oberhalb des Steiges von Vorder- nach Hinter-Sommerau wurde im Dolomitschrofen ein steil ostfallender Erzgang abgebaut. Ein offener Tagverhau reicht fast bis auf die Spitze des Kopfes hinauf. Seitlich liegt ein 57 m langer, offener Schrägstollen (Nr. 318). Er hat ein schwach vererztes Blatt gequert und auf kurze Strecke ausgelängt. Der verbrochene Unterbau (Nr. 317) wurde auf die im Tagverhau aufgeschlossenen Erze in der Tiefe vorgetrieben.

Unterhalb des Steiges liegt eine Wiese und unterhalb derselben zwei Tagverhaue. Hier liegen auch die verbrochenen Mundlöcher der Stollen Nr. 319—324, die alle in Schwazer Dolomit angeschlagen waren. Der Stollen Nr. 325 führt nur Buntsandstein und geschichteten, ockerig anwitternden Kalk in seiner Halde.

In der Scholle von Schwazer Dolomit am Inntal-Hang westlich Saulueg sind keine Bergbauspuren vorhanden.

XIII. Häringer bis „St. Maria auf dem hohen Stein“ (Wildschönau).

Auf Tafel 3 liegt am Nordhang der Wildschönau zwischen dem Häringer-Hof und dem Wörgler Bach (östlicher Kartenrand) ein mehrfach verworfener Zug von Schwazer Dolomit. Die kleinen Abbaue und Schürfe gingen vor allem auf Schwerspat um, während das Fahlerz stark zurücktritt. Zwischen dem Häringer-Hof und den Schürfen von „St. Maria auf dem hohen Stein“ liegen folgende Schürfe: Nächst dem Häringer-Hof bei der abgetragenen Knappenstube ein verfallener Stollen in zirka 1010 m Meereshöhe, etwas östlich oberhalb Stocker in zirka 1055 m Meereshöhe ein kurzer, offener Einbau. In der Dolomitscholle von „St. Maria auf dem hohen Stein“ liegen zwei ganz kurze noch offene Schurfstollen im Dolomit, darüber ein verfallener Schurf.

Nähere Notizen über diesen Bergbau finden sich bei A. R. SCHMIDT (1842).

B. Bergbaue in Trias-Gesteinen.

I. Rattenberg.

Auf der Kuppe des Rattenberger Stadtberges umgibt ein sternförmig angelegter Graben von ungefähr 150 m Länge einen 3 m tiefen Schacht (Zisterne). Bei dieser gegen das Inntal offenen Anlage handelt es sich nicht um irgendwelche Bergbauspuren, sondern um die Reste einer ehemaligen Befestigungsanlage in Verbindung mit der Festung Rattenberg. Unmittelbar südlich der Stadt Rattenberg sind am Berghang ein paar kleine, offene Stollen, am Penzling (südöstlich Rattenberg) befindet sich ein kleiner Tagverhau mit Fahlerzspuren.

II. Nördlich Hasla.

Östlich von Mehrn finden sich in Raibler Kalken bis Dolomiten bei Hasla unterhalb eines Stalles Spuren einer bergmännischen Tätigkeit, etwas tiefer liegt die kleine Halde des (verf.) Stollens Nr. 184.

III. Einberg.

Südöstlich von Hasla liegt eine Reihe, meist kleiner Stollen, die hier als Bergbau Einberg zusammengefaßt werden. Die Stollen Nr. 185—187 sind vollkommen verbrochen, Stollen Nr. 188 (verf.) war auf einen am Rücken befindlichen Tagverhau ausgerichtet. Die Halden des Stollens Nr. 189 und des Klammer Stollens (beide verbrochen) führen Partnach-Schiefertone. Der Einberger Stollen ist noch in seiner ganzen Länge (zirka 125 m) befahrbar. In zwei Verhauen wurde Limonit abgebaut. Etwas südlich liegen im Silberberg-Graben der verfallene Pfandler-Stollen und der Tröglwies-Stollen (mit Quellstube). Sie scheinen in gelbem Kalksandstein bis Breccie der Reichenhaller Schichten geschürft zu haben. Nordwestlich des Hofes Unterstein liegt im anisischen Dolomit der Stollen Nr. 194 (verf.).

IV. Silberberg-Geyer.

In der dem Schwazer Dolomit des Gratspitz im Nordwesten vorgelagerten Trias waren früher wichtige Bergbaue. Die angetroffenen Erze sind Fahlerz, Kobalterz, Bleiglanz und Zinkblendende.

a) Südlich und östlich oberhalb Unterstein liegt eine Reihe von kleinen Stollen in Partnach-Schichten. Nach dem Silberberg-Stollenprofil, welches etwas später zur Beschreibung gelangt, sind auch die Partnach-Schichten vererzt angetroffen worden. Bis auf einen kleinen Stollen, der als Sprengmittelmagazin gedient hatte, sind alle verfallen.

Wieder andere Stollen bestanden an der großen Störungslinie zum Ramsau-Dolomit. Diese trennt hier Ramsau-Dolomit der Berchtesgadner Fazies von Partnach-Schichten der Hohenegg-Fazies. Die Vererzung liegt in mehr hangenden Teilen des Ramsau-Dolomits. Alle Stollen sind verfallen. Nach den äußerst seltenen Erzfunden auf den Halden dieser Stollen wurde auf Fahlerz im Ramsau-Dolomit geschürft. Die Halde des Stollens Nr. 225 birgt u. a. zerriebenen Wildschönauer Schiefer.

Eine ganze Reihe weiterer, verfallener Stollen liegt in der Reichau (Stollen Nr. 247 bis 251, 253—263). Die Vererzung der Reichau hängt offenbar mit einer weitgehenden Zertrümmerung des Ramsau-Dolomits zusammen, die sich auch morphologisch als Senke auswirkt.

b) Nach Süden schließt sich eine weitere Erzzone an. Die Erze halten sich besonders an die Grenze zwischen unterstem Ramsau-Dolomit und ockerig anwitternden Kalken. Nach Einbauen zu schließen, scheint auch die Zone der gelben Kalksandsteine bis Breccien der Reichenhaller Schichten vererzt zu sein. Zahlreiche Stollen erstrecken sich von der Einsattelung nördlich der Außer-Hauser Alpe bis zum Geyer hinab.

Noch offene, oder einst bedeutendere Baue sind: Der Stollen Nr. 252 ist ein 15 m langer, offener Schrägstollen. Westlich davon liegt ein beachtenswerter Tagverhau im Silberberg-Feld. Die große Pinge auf der Silberberg-Alpe rührt von einem sagenumwobenen Grubeneinsturz¹⁾ her. Beim Fuchsloch finden sich heute noch an der Firste

¹⁾ Die Sage berichtet, daß hier bei einem Grubenunglück dreihundert Bergleute ums Leben gekommen seien.

im gelblich-rötlichen Gestein Bleiglanzspuren. Der Zangl-Stollen ist ein alter Stollen, der in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts wiedergewältigt und damals „Silberberg-Stadel-Stollen“ genannt wurde. Er ist in gelben Reichenhaller Kalksandsteinen bis Breccien angeschlagen und darin ein Stück offen. Auch in diesem Stollen finden sich in z. T. kalkigem Ramsau-Dolomit Bleiglanzspuren.

Vor dem Stollen Nr. 225 liegt eine etwas größere Halde, desgleichen bei Stollen Nr. 221. Der noch offene Büschelstollen, ein 30 m langer, noch offener Schrägstollen im gelben Reichenhaller Kalksandstein bis Breccie, besitzt keinen Verhau. Der Stubstollen hat im Innern eine große Zeche. Vom Mundloch ist heute nur mehr ein verstürzter Türstock im Graben zu sehen. Viel weiter westwärts, ab Stollen Nr. 200 liegen, nach den Halden zu schließen, große Einbaue. Von ihnen ist der Friedling-Stollen noch mit seinem Namen bekannt. Die Grubenwässer des auf der Nordseite liegenden, verbrochenen Gilgen-Stollens werden als Trinkwasser für die Wasserleitung von Brixlegg verwendet.

e) Die südlichste Erzzone in der Trias des Silberberg-Geyer-Gebietes liegt am Geyerköpf. Dieses wird von geschichtetem, ockerig anwitterndem Kalk mit Breccien-einschlüssen aus grauem Trias-Dolomit und bunten Breccien aufgebaut.

Auf der Südseite des Geyerköpfes sind ein Tagverhau und zwei (verf.) Stollen Nr. 290 und 291, die viel Limonit in ihren Halden zeigen. Nordseitig liegen die (verf.) Stollen Nr. 279—281 und 292. Etwas weiter westlich davon folgen drei verfallene weitere Stollen Nr. 282—284. Die Halde des einen der beiden oberen Stollen enthält auch Material schwarzer Raibler Schiefertone, die offenbar von einer tektonischen Einschuppung stammen, die der Stollen aufgefahren hat. Am Oberrand der Silberberg-Wiese die (verf.) Stollen Nr. 275—278.

Auf der Westseite des Geyerköpfes liegt der (verf.) Stollen Nr. 289 mit kleiner Halde, es folgen nach unten ein noch offener „Tagschacht“, der Jakob-Stollen (auch Lorenz-Stollen genannt), Josef-Stollen und der Stollen Unsere liebe Frau (Frauenstollen). Von Josef- und Frauenstollen sind Grubenpläne vorhanden.

Der Stollen Nr. 274, dessen Halde nur Wildschönauer Schiefer zeigt und aus dem die untere Silberberg-Quelle ausfließt, wurde vielleicht nur zur Quelfassung vorgetrieben. Tiefer unten liegt der (verf.) Stocker-Stollen. Seine Halde, eine größere Verebnung, trägt heute die Bezeichnung „Stocker-Platzl“. In der Nähe liegt auch der ehemals wichtige Pichler-Stollen, der heute bald hinter dem Mundloch verbrochen ist. Die Grubenwässer des Abraham-Stollens im Silberberg-Graben werden als Trinkwasser für die Gemeinde Brixlegg verwendet.

Um die Erztonen des Gebietes zu unterfahren, wurden drei Unterbaustollen angesetzt. M. v. ISSER zeichnet in einem Profil einen solchen ein, von dem nur eine kleine Halde als Verflachung kenntlich ist. Aus dem Jahre 1925 stammt der ebenfalls nur kurze, heute verbrochene Ing. Burger-Stollen und am 15. Oktober 1941 wurde der „Silberberg-Stollen“ aufgeschlagen.

Dieser Silberberg-Stollen sollte alle Erztonen bis einschließlich des Rams- und Thierberges unterfahren. Er liegt in 963 m Meereshöhe und wurde nach Richtung N 30° W gegen Süden vorgetrieben (= Stunde 10). Beim Stollenvortrieb wurde von Dipl.-Ing. H. WÜRZINGER ein Stollenprofil aufgenommen. Auch Dr. O. SCHMIDEGG hat diesen Stollen bearbeitet. Die Einstufung der Gesteine stößt aber vielfach auf große Schwierigkeiten, da von beiden Bearbeitern die verschiedenen triadischen Schiefertone nicht den zugehörigen Schichten zugeordnet wurden. Auf der Halde findet sich oberflächlich viel Material von Raibler Schiefertönen, aber auch Spuren von Pietra verde. Pietra verde scheint aber im Stollenprofil beider Bearbeiter nicht auf.

Der Silberberg-Stollen war, wie erwähnt, als Unterbau gedacht. Er hat aber nur in der Silberberg-Scholle unverritztes Gebiet aufgefahren (schwache Vererzung) und in der Geyerköpf-Scholle alte Baue gelöchert. Die Vererzungen im Schwazer Dolomit wurden nicht mehr erreicht. An Erzen werden aus diesem Gebiete genannt: Fahlerz, Bleiglanz, Kobalt- und Nickelerz, Enargit und Pyrit, sowie deren Oxydationserze. Der Stollen dient jetzt als ein Wasserstollen für die Gemeinde Brixlegg. Heute ist er an den brüchigen Stellen verrohrt und nicht mehr zur Gänze befahrbar.

In den Jahren 1938—1941 sind der Stubstollen, der Pichler-Stollen und ein paar weitere Stollen am Graber Joch wiedergewältigt worden.

Profil des Silberberg-Stollens.

Stollenmeter	Gesteinsgliederung		Vermutliche Zuordnung
	nach H. WÜRZINGER beim Stollenvortrieb	nach O. SCHMIDEGG	
0 — 17	Moräne		Würm-Grundmoräne
17 — 41,3	Schiefer mit Quarzeinlagerung	Bis zirka 295 m Partnach-Schichten und Muschelkalk	Partnach-Schichten
41,3 — 95,7	Schiefer		
95,7 — 115,7	Kalk		
115,7 — 149	Schiefer		
149 — 153,5	Kalk		
153,5 — 199,5	Schiefer		
199,5 — 219,1	Muschelkalk, Bleiglanz- und Zinkblendspuren		
219,1 — 227,5	Schiefer		
227,5 — 250	Kalk, Fahlerz-, Bleiglanz-, Zinkblendspuren		
250 — 260,1	Schiefer		
260,1 — 556	Dolomitischer Kalk, Kalk (vereinfacht), Wasserzufluß. Bei 365, 376 m Fahlerz. Ab 539 wieder Erzspuren, dann von	Ramsau-Dolomit	Ramsau-Dolomit
556 — 558	Erzgang	Erzzone des Silberbergs	Vererzter Ramsau-Dolomit
558 — 568,9	Bräunlicher Kalk wie in der Stubstollenzeche, zuletzt schwache gelbliche Rauhwaacke		Geschichtete, ockerig anwitternde Kalke usw. (anisisch)
568,9 — zirka 597	Grauer Sandstein. An der äußeren Grenze Schwefelkies	Buntsandstein	Buntsandstein
zirka 597 — 637,2	Roter Sandstein. An der vorderen Grenze Gips spuren		
637,2 — 659,1	Phyllit, dann dünne Lage schwarzer Schiefer, zuletzt grauer, phyllitischer Schiefer	Wildschönauer Schiefer	Wildschönauer Schiefer
659,1 — 667,5	Schwarze Schiefer, phyllitisch mit Quarzeinlagerung		

Stollenmeter	Gesteinsgliederung		Vermutliche Zuordnung
	nach H. WURZINGER beim Stollenvortrieb	nach O. SCHMIDEGG	
667,5— 729,0	Zuunterst Rauhwaacke, Breccie mit schwarzem Schiefer, Quarz, grauer Lehm. Bei 729,0 m Rauhwaacke Ende	Dolomit-breccie	Reichenhaller Kalksandsteine bis Breccien. Stärkstens tektonisch beansprucht
729,0— 746,8	Grauer Kalk	Dolomit	Raibler Kalk bis Dolomit
746,8— 801	Schwarzer Schiefer	Partnach-Schiefer	Raibler Schiefertone
801 — 805,2	Kalk		Partnach-Schichten
805,2— 842	Schiefer		
842 — 907	Kalk, zuletzt 5 cm Mergel	Muschelkalk	Anisischer Kalk (auch Dolomit ?)
907 — 968	Dunkler, auch schwarzer Kalk mit alten Bauen	Erzzone der schwarzen Dolomite	Raibler Kalk bis Dolomit
968 — 1080,5	Schiefer	Partnach-Schichten	Raibler Schiefertone
1080,5—1124,9 Feldort vom 31. 8. 1944	Vorne Kalk, dann erz-hältige Breccie	Dolomit	Anisische Gesteine des Geyer-köpfels

V. Hofer Tratte.

Der ehemalige Schurfbau Hofer Tratte befindet sich am Bergrücken südlich von Radfeld. Er besteht lediglich aus einem kurzen (offenen) Tagschacht und einem etwa 150 m langen (verf.) Unterbaustollen. In den achtziger Jahren des 18. Jahrhunderts wurde er aufgelassen, da sich im Unterbaustollen lediglich Erzspuren gefunden hatten (A. R. SCHMIDT, 1868, S. 434).

VI. Hofer Bau (Unter-Zimmermoos).

Der offene Saigerschacht liegt beim Stall westlich von Hof. Seine Halde weist reichlich Oxydationsminerale von Fahlerz auf.

Der Waldstollen befindet sich beim verfallenen Waldhäusl (heute Steinbruch auf der Karte). Er stand mit obigem Schacht in Verbindung. Der Stollen ist teilweise verfallen. Nach A. R. SCHMIDT (1868, S. 434) wurde auf silberhältiges Kupferbraunerz gebaut. 1835 wurde dieser kleine Bergbau aufgelassen.

VII. Hauskogel = Hohenbrunner Horn (Ober-Zimmermoos).

Auch am Hauskogel bestand nur ein kleiner Bau. Auf dem nordseitigen Abhang befindet sich im Walde eine offene Tagzeche. Das Gestein der Umgebung zeigt feinst eingesprengte Kieserze. In der abgetrennten Scholle von Ramsau-Dolomit westlich davon liegt der (verf.) Stollen Nr. 229 mit einer winzigen Halde. Der verf. Stollen Nr. 300 birgt in seiner Halde auch Raibler Schiefertone. Er hatte demnach den Raibler Kalk—Dolomitzug durchbrochen. Die ergiebige Quelle von Hohenbrunn soll angeblich aus einem verfallenen Schurfstollen fließen.

VIII. Maukenözt.

Im oberen Dolomit von Mauken liegt ein Erzstock (Profil 12). Er wurde in mehreren Bauen erschürft.

Zur Fundgrube gehört eine tiefe Pinge. Das Mundloch des Josef-Stollens konnte nicht mehr festgestellt werden. Allem Anschein nach hatte dieser nach einer alten Karte nur kurze Einbau auf der Südseite des linken Seitengrabens vom Mauken-Bach oberhalb des „Martin im Tal-Stollens“ im Ramsau-Dolomit bestanden.

Der Kramstollen (Hauptstollen) führt in seiner Halde Buntsandstein, schwarze, geschichtete, ockerig anwitternde Kalke, vererzten Trias-Dolomit. Sein verzimmertes Mundloch ist verbrochen. Nach alten Karten war der Stollenverlauf etwas gekrümmt. Bis Stollenmeter 106 wurde Buntsandstein durchfahren, der an einer Lettenkluft endet. Es folgten bis Stollenmeter 119,5 „tauber Kalk“ = geschichteter, ockerig anwitternder Kalk und der „edle Kalk“ mit den Abbauen = Oberer Dolomit.

Der Martin im Tal-, Unterbaustollen oder Zubau nach der Wand stieß von Osten her zum Maukenöztzer Erzstock vor. Dieser wurde in diesem Stollenhorizont noch in einem Gesenke abgebaut. Der Abbau ist angeblich wegen Wasserandrang eingestellt worden. Das verzimmerte Mundloch ist bis zur Firste versandet.

Der Tiefbaustollen, im Schwazer Dolomit angeschlagen, ist in diesem auf weite Strecke offen, dann vollkommen mit Sand aus tektonisch zerriebenem Buntsandstein zugeschwemmt. Nach alten Karten ist der Lauf dieses Stollens gebogen. Bei Stollenmeter 293 gabelt er sich. Die östliche Strecke steht bis Stollenmeter 317 in Schwazer Dolomit, dann in Buntsandstein. „Tauber Kalk“ = geschichteter, ockerig anwitternder Kalk, reicht von Stollenmeter 326—338, zuletzt folgen noch 13 m „edler Kalk“ = Oberer Dolomit. Das Feldort liegt im Schiefer = Raibler Schiefertone. Im westlichen Lauf liegt ein abgesprengtes Stück von Schwazer Dolomit in Buntsandstein. An der Obergrenze des Buntsandsteins wird etwas „lichter Schiefer“ (wohl Werfner Sch.) angeführt. Schließlich folgen der „taube Kalk“ und „schwarze Schiefer“ (Raibler Schiefertone). Das Feldort liegt im Ramsau-Dolomit.

In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts war der Bergbau Maukenöztz noch in Betrieb und ein eigenes Pochwerk arbeitete im Zimmermoos-Graben unterhalb Hohenbrunn.

IX. Grafenried (Ober-Zimmermoos).

Hier konnte nur ein verfallener Stollen (Nr. 330) mit einer kleinen Halde festgestellt werden.

X. Mühlweg im Maukental.

Der Schurfbau Mühlweg mit Schurf- und St. Peter-Stollen und die Bezeichnung „Mühlweg“ sind in Vergessenheit geraten. Die Auffindung gestaltete sich außerordentlich schwierig, da lediglich die Karte des Geognostisch-Montanistischen Vereins die Lage angibt, allerdings zu hoch im „Unteren Alpenkalk“ und im Vergleich mit dem Buntsandstein zu weit nördlich. Über den Stollenverlauf und die Vererzung sind in der Berghauptmannschaft Innsbruck zu Hall in Tirol vorzügliche Pläne hinterlegt.

Der Schurf- und Fleischbankstollen (offen) liegt am Fuß einer Felswand, in der gleich südlich des Mundloches eine auffällige Abbruchnische ist. Am Mundloch liegt die erste Vererzungszone, welche ein Stück nach Süden verfolgt wurde. Hier fanden sich unbedeutende Nester von Schwefelkies und Ocker in grauem Kalk. Auf der Hauptstrecke wurde eine zweite vererzte Zone bei Stollenmeter 13 erreicht (schichtparallel streichend mit 65° nordwestlichem Verflächen), welche auf 13 m senkrechter Teufe verfolgt wurde (zirka 2 m mächtig, Ockerreste, Spuren von Bleiglanz in mürbem Kalk). 35 m tiefer liegt nördlich der erwähnten Dolomitmische der St. Peter-Stollen. Nach den Plänen stand er 38 m in geschlossener Verzimderung (zweifelloes Buntsandstein), dann folgen 18 m Kalk mit „Tonschiefer“ wechsellagernd¹⁾, dann etwas rötlicher und bis Stollenmeter 84 bläulichgrauer Kalk mit Schwefelkiesspuren und vor Ort lichtgrau und rötlich gemengter Kalk (d. i. Ramsau-Dolomit). Der Peter-Stollen hatte kein edles Erz mehr angetroffen. Der Schurfbau Mühlweg im Maukental wurde 1867 endgültig heimgesagt (A. R. SCHMIDT, 1868, S. 434).

¹⁾ Zusammengefaßt bei der geologischen Aufnahme über Tag mit den ockerig anwitternden Kalken usw.

XI. Leitereck (Ostseite des Mauken-Baches).

Nr. 333 ist eine unbedeutende Schurfstelle im Kitzloch-Gewölbe (Ocker-Lagen). Der kurze Schurfstollen Nr. 334 wurde nach der Gesteinsgrenze Buntsandstein—ockerig anwitternder Kalk vorgetrieben.

XII. Hochwiese-Wiglwiese (westlich Saulueg).

Der Wiglwies'-Oberbau ist verfallen, sein Mundloch nahezu unkenntlich. Der (verf.) Wiglwies'-Unterbaustollen hatte nach seiner Halde u. a. auch Wildschönauer Schiefer angefahren. Der (verf.) Stollen Nr. 326 besitzt nur eine kleine Halde, in der Buntsandstein aufgegraben werden konnte. Der Stollen Nr. 327 liegt in der Hochwiese (kleine Halde). Ein Einsturztrichter kurz hinter dem verbrochenen Mundloch hat Grundmoräne erschlossen. Die Hauptvererzung liegt in der Grenze des Ramsau-Dolomits, wengleich sich auch im westlich vorgelagerten Schwazer Dolomit Fahlerzspuren zeigen. Dieser im Schwazer Dolomit aufgeschlagene Stollen hatte wohl ebenso die Aufgabe, die Fortsetzung der Vererzung im Ramsau-Dolomit aufzuschließen wie Stollen Nr. 326. Beide Stollen sind aber, nach ihren Halden zu schließen, viel zu wenig tief. Die Baue Hochwiese—Wiglwiese haben nie eine Bedeutung erlangt.

XIII. St. Leonhard-Saulueg.

Der (verf.) St. Leonhard-Schurfstollen (Trockenmauerreste beim Graben südlich St. Leonhard) war nach einer alten Aufzeichnung zwischen „Sandstein“ und „Flöz-kalk“ vorgetrieben worden. Der Stollen Nr. 336 ist auf kurze Strecke offen, dann an einer Lettenkluft verbrochen. Angeblich sollen auf der Saulueg noch weitere Schürfe bestanden haben. Das Gebiet ist jedenfalls heute noch mit Freischürfen belegt.

XIV. Unter-Holzalpe—Graschberg—Lehenlahn (westlich Thierbach).

Diese Baue folgen dem Südrand des Ramsau-Dolomit-Zuges von der Holzalpe (Gratspitz-Nordseite) bis zum Steiner Bach (NO Thierbach). Ihre Halden enthalten hellen Sandstein, ockerig anwitternden Kalk und Ramsau-Dolomit. Der weiße Sandstein stammt nicht bloß aus dem vorgelagerten Buntsandstein, sondern auch aus einer höheren Sandsteinlage, etwa aus der Obergrenze des geschichteten, ockerig anwitternden Kalkes zum Ramsau-Dolomit. Vererzt war hauptsächlich diese Grenze von der auch Limonit stammt (Aufschluß in einem Stollen). Kupferminerale sind recht häufig zu finden, auch Roteisenerz.

Östlich der Holzalpe, beim Hof „Unter-Holzalpe“ befinden sich die verfallenen 7 Stollen Nr. 337—343, von denen die oberen drei im Weidegebiet der Holzalpe liegen. Die meisten Halden führen in ihren oberen Teilen u. a. schwarze Schieferletten (zerriebene Wildschönauer Schiefer). Diese Wildschönauer Schiefer stammen aus der tektonischen Grenze Buntsandstein—Ramsau-Dolomit. Weiter gegen Osten sind erst wieder vor Hochzeil einige verfallene Stollen (Nr. 344—348).

Auf eine unverritzte Strecke folgt vom Graschberg an ein geschlossenes Bergbaugelände bis zur Lehenlahn. Östlich des Stollens Nr. 353 liegen große Einbaue. Auch in der Lehenlahn selbst war nach Aussage eines Bauern eine zeitlang ein Stollen sichtbar. Fast alle Einbaue sind verfallen. Die offenen Stollen Nr. 364, 366 und 377 sind kurz oder bloß auf kurze Strecke offen.

Als „Neuschurf Lehenlahn“ wurden nordöstlich des großen Moränenabbruches (Thierbach) zwei Stollen bezeichnet, von denen der obere noch zur Gänze offen ist. Der Unterbau bestand bei den Grundmauerresten einer alten Bergstube. Nach A. R. SCHMIDT (1868, S. 434) hatte sich das Erz des oberen Stollens verloren, weshalb der Betrieb 1858 eingestellt wurde. Derselbe Autor erwähnt neben Fahlerz Rotkupfererzspuren. Einzelne Schurfspuren reichen noch bis zum Steiner Bach.

XV. Eingang der Kundler Klamm (Wildschönau).

Ostseitig liegt ein kurzer unbedeutender Schurf, der zur geologischen Aufnahme geöffnet wurde. Er hat eine kleine Störung gequert. Auch auf der gegenüberliegenden Talseite sind im geschichteten, ockerig anwitternden Kalk Kupferminerale zu beobachten. Nördlich des Höhenpunktes 892 m ist ein fast ganz verschütteter Stollen.

XVI. Gschieß (NW Oberau).

Auch diese Schürfe sind an der Südseite der großen Ramsau-Dolomit-Scholle gelegen. Oberhalb des Steilabfalles liegen drei Stollen, von denen einer offen ist (15 m lang, ohne Verhau). Die unbewachsene Halde des offenen Stollens führt gute Erzstufen mit viel Bleiglanz, daneben etwas Zinkblende und Eisenkies. Noch ein weiterer Stollen (offen) soll sich nach Aussage eines Holzarbeiters in der Umgebung befinden. Schurfspuren fanden sich außerdem weiter nördlich (auf der Karte nicht eingetragen).

XVII. Eisstein und Einschnitt des Wörgler Baches.

Etwas nordseitig des Rückens des Eissteins liegen zwei kleine Tagverhaue, in deren Nähe sich eine kleine Halde von Limonit befindet. Es handelt sich wohl um die Deponie der in den Tagverhauen angetroffenen Erze.

Am Nordabhang des Eissteins ist westlich einer Rinne ober Hennesberg neben kleineren, ein etwas größerer, heute ersoffener Stollen (auf der Karte nicht eingetragen). Nach Haldenfunden und Anstehenden wurde hier Bleiglanz angetroffen.

Sehr spärlich finden sich Kupferminerale bei der Fossilfundstelle im tonig-schieferigen Gestein am Wörgler Bach (siehe Werfner Schichten).

XVIII. Brach (östlich Wörgler Klamm).

Oberhalb Brach befindet sich in zirka 950—980 m Meereshöhe ein wenig ausgedehnter Bergbau. In einem offenen Tagverhau wurde eine schichtparallele Vererzung abgebaut. Ein bißchen tiefer liegt ein offener Stollen, der kurz unter dem Tagverhau verbrochen ist. Gleich östlich auf derselben Höhe liegt das verfallene Mundloch eines weiteren Stollens. Darunter ist ein zirka 20 m langer, offener Stollen ohne Verhau. Im Westen besteht noch ein ersoffener Unterbaustollen, der auf den Tagverhau hin gerichtet ist. Auf den Halden kann man gelegentlich noch etwas Bleiglanz oder Zinkblende finden.

C. Alluviale Seifen.

Eine Goldwäscherei wird in einer Verleihurkunde vom Jahre 1631 an der Kundler Ache erwähnt (L. LIEBENER und J. VORHAUSER, 1852, S. 113).

VI. Nutzbare Vorkommen von Nichterzen.

1. Gips.

Gips wurde beim Hof „Brand“ (westlich Reith bei Brixlegg) bis zum Jahre 1920 (bis 1925) abgebaut. In der großen Pinge (Tagbau) steht noch Gips an, gleichfalls im Stollen Nr. 386. Die zahlreichen Pingen in der Terrasse von Reith und Perchau (siehe Stratigraphie) weisen auf weite Verbreitung des Gipses hin.

2. Steinbrüche, Ton- und Schottergruben.

Südlich Schlitters, in einem kleinen Bruch, wird Porphyroidschiefer gebrochen. Der basale Quarzit des Schwazer Dolomits wurde als Beigabe zum Hochofen von Brixlegg verwendet. Der Schwazer Dolomit ist für Bruchsteingewinnung zu brüchig. Er wurde daher nie zur Ausführung größerer Bauten verwendet. In Ermangelung eines besseren Materiales wurde er höchstens bei Bergstuben und Stallungen als Mauerstein benutzt. In abgelegenen Gegenden (Hinterkogel, Hösel u. a.) wurde aus dem Schwazer Dolomit auch Kalk von bräunlicher Farbe gebrannt, der qualitativ weißem gebranntem Kalk nicht nachstehen soll.

Im Bergbau Falkenstein hat der Schwazer Dolomit einen größeren Kieselsäuregehalt, der ihn, gebrochen, zu einem hochqualifizierten Schotter macht. Dadurch konnte

und kann der Bergbau Falkenstein, wengleich zurzeit kein Hoffnungsbau mehr besteht, weiterhin aufrechterhalten bleiben. Dieser Schotterabbau erfolgt zurzeit im Kienberg (Wilhelm-Erbstollen) im Rolloch. Zum Verkauf gelangen verschiedene Korngrößen:

Setzsand	0— 4 mm
Feinsplitt	4— 8 mm
Mittelsplitt	8—12 mm
Grobsplitt	12—18 mm
Kies	18—35 mm
Schotter	35—70 mm

Am Kogl hingegen ist der Kieselsäuregehalt ein geringer, weshalb die Qualität des Schotters auch schlechter ist. Beim Bau der Straße nächst der Ziller-Brücke wurde versuchsweise dieser Schotter verwendet. Er hielt jedoch dem Druck der Walze nicht stand. Auch die alten Dolomithalden der Bergbaue (z. B. vom Erbstollen, Martinhütt- und Oberstollen und besonders vom Kleinkogl), dann auch Gehängeschutt (Schottergruben an der Landstraße von Straß bis gegen Schlitters und auf der gegenüberliegenden Seite bei Bruck) werden zeitweise als Füllmaterial, besonders zu Güterwegen abgebaut. Als hochwertiger Schotter kann dieser infolge starker Verunreinigung (Phyllit-, Holz- und Eisenteile) nicht verwendet werden. Schottergruben wurden bis auf jene besonders große nördlich Schlitters nicht in die Karte eingezeichnet.

Die festen Bänke des Buntsandsteins im Wilhelm-Erbstollen wurden bei Stollenmeter 698 in einem Querschlag zum Bau der Betonstraße östlich Schwaz gebrochen. Ein paar Mühlsteinbrüche im Quarzkonglomerat des Buntsandsteins bestanden in früherer Zeit in der Schwazer Gegend und in der Wildschönau. Eine Art „Caolin-Masse“ des Buntsandsteins vom Ringenwechsel fand in früheren Zeiten in der Schwazer Porzellanfabrik Verwendung¹⁾. Der Buntsandstein vom Kleinkogl-Unterbaustollen wurde als Beigabe für den Brixlegger Hochofen abgebaut (Zeche). Unweit davon besteht im Feld eine Sandgrube im verwitterten Buntsandstein, welche den Formsand für die Jenbacher Hütte liefert. In Gschieß wurden in früherer Zeit die „Gestellsteine für die Eisenhochofen“ gebrochen (A. R. SCHMIDT, 1842). Die Lage des alten Bruches wird in der Karte angegeben.

In Gesteinen der anisischen Stufe liegen mehrere Steinbrüche. Am Ausgang der Schlucht des Rettenbaches (oberhalb Rotholz) liegt auf dessen Ostseite ein kleiner Bruch, in dem die kalkigen Dolomite abgebaut wurden. In den anisischen Kalken liegen südlich der Terrasse von Perchau bei Reith bei Brixlegg zwei Steinbrüche, von denen der westliche aufgelassen ist. Anisischer Kalk wird auch in einem Steinbruch am Schefflach (SO Brixlegg) abgebaut. Nächst dem Hof „Hölzl“ (Unter-Zimmermoos) wurde mürber, ockerig anwitternder Kalk zum Bau des Zimmermooser Güterweges gebrochen.

Bei Mauken wurde kristallinischer, grobgebankter, dem Wettersteinkalk ähnlicher Kalk in einem großen Steinbruch gebrochen.

Südlich Lahntal (westlich Wörgl) ist ein aufgelassener Steinbruch in Ramsau-Dolomit. Hier wird auch das Material eines großen Schuttkegels in großem Umfange abgebaut.

Anisischer Kalk und Partnach-Kalk liefern wegen ihrer größeren Belastungsfähigkeit und ausgezeichneten Bankung besser qualifizierte Bausteine.

Der große Steinbruch Märzenkeller (nordöstlich Schwaz) steht heute noch in Betrieb. Seine dunklen Partnach-Kalke mit weißen Kalzitadern wurden versuchsweise auch poliert. Es lassen sich leider aber nicht Blöcke von genügender Größe brechen. Ein alter Steinbruch soll sich etwas östlich vom Steinbruch Märzenkeller befunden haben. Am Inntal-Hang östlich Buch liegt im gleichen Gestein der Steinbruch bei St. Margarethen (zurzeit außer Betrieb). Im Wald oberhalb Gattern (Gallzein) wurde Stein zum Bau der großen Gallzeiner Brücke über den Bucher Bach gebrochen (ebenfalls Partnach-Kalke). Am Brunenberg bei Unterstein liegt ein kleiner Bruch im Partnach-Kalk.

Bessere Bausteine lieferte auch ein Bruch in Opponitzer Kalken beim einstigen Waldhäusl (Zimmermoos).

¹⁾ H. v. WIDMANN, Erläuterungen zur Geognostisch-Montanistischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853, S. 58.

Ein ausgedehntes Tonlager wurde in einer größeren Tongrube oberhalb der Malerwiese östlich Schwaz, ein weiteres beim Edenhof als Ziegelei-Ton abgebaut. Eine Lehmgrube befand sich in der Nähe der aufgelassenen Ziegelei von Radfeld im Schwemm-boden des Inntals.

Sande und Schotter quartären Alters sind in der ganzen Gegend verstreut. Nach Bedarf erfolgt ihr Abbau.

Erratika, besonders die harten Grungesteine und Gneise, boten eine reiche Verwendungsmöglichkeit. Dem Bergmann dienten sie seit frühester Zeit als Pochsteine (Klopfsteine), wie sie überall noch zu finden sind, z. B. Falkenstein und Ringenwechsel, Thierberg, Maukenötz usw. Ferner dienen sie heute noch als ausgezeichnete Grenzsteine, Trittsteine und Haustore, zum Bau von Bachsperren u. a. m.

Schlußbetrachtung.

Die fazielle und tektonische Stellung der Trias.

Die Trias im Abschnitt Schwaz—Wörgl rechts des Inn ist in zwei Fazies entwickelt, in der Hohenegg-Fazies und in der Berchtesgadner Fazies. Die Hohenegg-Fazies ist vor allem gekennzeichnet durch den Umstand, daß in der ladinischen Stufe wohl die Partnach-Schichten in mergelig-toniger Entwicklung sehr mächtig entwickelt sind, daß hingegen der Wettersteinkalk (oder -dolomit) vollkommen fehlt, sodaß über den Partnach-Schichten unmittelbar die Raibler Schichten folgen. Die Berchtesgadner Fazies ist vor allem durch die für diese Fazies charakteristischen Dolomite in der anisischen, ladinischen und norischen Stufe gekennzeichnet. In diesen Fazies-Ausbildungen rechts (südlich) des Inn steht auf der gegenüberliegenden Talseite eine andere Fazies gegenüber: die bayerisch-tirolische Fazies. Diese ist gekennzeichnet durch das Fehlen oder zumindest durch nur geringe Mächtigkeit der Partnach-Mergel und vor allem durch den rund 1500 m mächtigen Wettersteinkalk in der ladinischen Stufe. Zwischen diesen drei Fazies-Ausbildungen bestehen demnach scharfe Gegensätze. Vielleicht entspricht der Hohenegg-Fazies die Ausbildung der Trias-Schuppen an der Basis der Innsbrucker Nordkette (Thaurer und Höttinger Scholle und die bei der Pfannenschmiede). Auch in dieser Schuppenzone scheint der Wettersteinkalk entweder ganz zu fehlen oder zumindest sehr stark zurückzutreten.

Auch in tektonischer Hinsicht bestehen zwischen der Trias rechts und jener links des Inn Unterschiede, im Bereiche der Hohenegg-Fazies ist das generelle Streichen SW—NO, während auf der gegenüberliegenden, nördlichen Inntal-Seite die Strukturen im allgemeinen W—O-Richtung besitzen. Gleiches gilt auch für die Berchtesgadner Fazies, die im großen ebenfalls WSW—ONO streicht, während nördlich des Inntales das Unutz-Gewölbe und die südlich vorgelagerte in sich kompliziert gebaute Mulde im Rofan wieder ausgesprochenes W—O-Streichen zeigen.

Daraus ergibt sich, daß im Inntal eine oder mehrere bedeutende Störungen entlang ziehen, die die beiden Seiten trennen.

Wenn auch zwischen der Grauwackenzone und der Trias rechts des Inn zwischen Schwaz und Wörgl vielfach Störungen größerer Ordnung liegen, so bestehen doch sowohl in der Hohenegg-Fazies wie in der Berchtesgadner Fazies durch die Basiskonglomerate des Buntsandsteins sedimentäre Beziehungen zwischen den beiden Einheiten.

Bei Wörgl heben sich die kalkig dolomitischen Gesteine der Trias über dem Buntsandstein nordostwärts heraus. Ihnen gegenüber liegt im Norden die Wettersteinkalk-Scholle des Grattenbergels. Es sprechen alle Anzeichen dafür, daß im Tale der Brixentaler Ache eine Störung größerer Ordnung durchzieht. Es scheint, daß die Berchtesgadner Fazies des Arbeitsgebietes sich ostwärts erst wieder mit der Trias des Gaisberges vergleichen läßt.

Zusammenfassend läßt sich noch feststellen, daß die Trias-Entwicklung rechts des Inn zwischen Schwaz und Wörgl sowohl in der Berchtesgadner wie in der Hohenegg-Fazies eine gewisse Eigenstellung einnimmt.

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Die Neubearbeitung des Arbeitsgebietes brachte wichtige neue Ergebnisse:

1. Der Schwazer Dolomit wird dort, wo sein Kontakt mit den liegenden Grauwackenphylliten ungestört ist, von hellen weißen Quarziten geringer Mächtigkeit unterlagert. Diese Quarzite bilden einen Leithorizont.

2. Im Schwazer Dolomit selbst konnten an zahlreichen Stellen erstmalig Fossilreste gefunden werden. Aus den bestimmbareren Formen (Korallen) ergibt sich, daß die fossilführenden Teile des Schwazer Dolomits unter- bis mitteldevonisches Alter haben. Die Fossilfunde liegen in der unteren Abteilung des gesamten Dolomit-Komplexes.

3. Die Ablagerungen der skythischen Stufe wurden faziell in zwei Gruppen gegliedert, in den eigentlichen Buntsandstein und in Werfner Schichten, wobei letztere die obere Abteilung dieser Stufe vertreten. Aus den Werfner Schichten konnten mehrfach auch Fossilreste bestimmt werden. Der Buntsandstein ist vielfach über Basiskonglomerate dem Paläozoikum sedimentär aufgelagert.

4. An den anisischen und norischen Trias-Stufen wurden im behandelten Gebiete zwei Faziesbereiche unterschieden, die Hohenegg-Fazies und die Berchtesgadner Fazies. Die Hohenegg-Fazies ist vor allem gekennzeichnet durch das Fehlen karbonatischer Gesteine größerer Mächtigkeit in der ladinischen Stufe. Die mergelig-tonig entwickelten Partnach-Schichten mit geringmächtigen Kalkzwischenlagen werden unmittelbar von den Raibler Schichten stratigraphisch überlagert. Die Berchtesgadner Fazies ist durch mächtige Dolomite gekennzeichnet, die durch Raibler Schichten in einen unteren, anisisch-ladinischen und einen oberen, norischen, gegliedert werden. In beiden Trias-Fazies konnten besonders aus den Raibler Schichten zahlreiche Fossilien bestimmt werden, unter denen sich auch einige neue Arten, bzw. Varietäten fanden.

5. Bei Hengersberg wurde ein kleiner Aufschluß von Unterinntaler Tertiär der Trias sedimentär auflagernd beobachtet.

6. Im Quartär wurden mehrfach interglaziale Profile beobachtet. Es lassen sich im Gebiet Mindel-, Riß- und Würm-Eiszeit und die sie trennenden Zwischenzeiten nachweisen. Die in Vergessenheit geratene Alpbacher Achen-Breccie bildet ein weiteres Glied in der Reihe altinterglazialer Breccien.

7. Im tektonischen Bau des Gebietes ergaben sich mehrere annähernd parallel dem Inntal durchstreichende große Störungsflächen, die von quer durchgreifenden Störungen geschnitten und z. T. versetzt werden. Das Bewegungsbild wird dahin gedeutet, daß bei einem S—N-Schub entlang durchgreifender Störungen Ausweichbewegungen und Überschiebungen stattgefunden haben und die Querstörungen gewissermaßen die Dehnungsfugen bei diesem Einengungsvorgang waren.

So scharf bereits die stratigraphische Trennung zwischen Hohenegg- und Berchtesgadner Fazies ausgebildet ist, so wird dieselbe noch dadurch verstärkt, daß die Berchtesgadner Fazies deckenförmig die Hohenegg-Fazies überfahren hat.

8. Die zahlreichen im gesamten Gebiet vorhandenen Bergbaue wurden erfaßt, die Stollen, soweit befahrbar, begangen und ihre stratigraphisch-tektonischen Aufschlüsse festgehalten. An ein paar Stellen wurden sogar Mundlöcher für die Wiederbefahrung geöffnet.

Verzeichnis der verwendeten Literatur.

Abkürzungen.

Denkschr. (Sitzber.) Akad. Wien: Denkschriften (Sitzungsberichte) der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-naturwiss. Klasse Abt. I.

Foss. Cat.: Fossilium Catalogus.

Jahrb. (Verh., Abhandl.) G. R. (B., St.) A.: Jahrbuch (Verhandlungen, Abhandlungen) der k. k. Geologischen Reichsanstalt (Bundes-, Staatsanstalt) in Wien.

N. Jahrb.: Neues Jahrbuch für Mineralogie, (Geognosie) Geologie und (Petrefakten-Kunde) Paläontologie.

Z. D. G. G.: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Zeitschr. Ferd.: Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg.

Zeitschr. f. Glkde.: Zeitschrift für Gletscherkunde.

Geologische Literatur.

AMPFERER O., Studien über die Inntalterrassen. Jahrb. G. R. A. Bd. LIV. 1904 (1905). S. 91—160.

AMPFERER O., Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Zeitschr. f. Glkde. Bd. II. 1907/8. S. 29—54.

AMPFERER O. u. OHNESORGE TH., Geologische Spezialkarte. Blatt Innsbruck—Achensee. 1: 75.000. Wien 1912. Erläuterungen. Wien 1924.

AMPFERER O. u. OHNESORGE TH., Geologische Spezialkarte. Blatt Rattenberg. 1: 75.000. Wien 1918.

AMPFERER O., Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. G. St. A. Bd. LXXI. 1921. S. 71—84.

AMPFERER O., Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einer geol. Karte 1: 40.000. Jahrb. G. B. A. Bd. LXXII. 1922. S. 105—147.

BLAAS J., Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.

BOBEK H., Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. Jahrb. G. B. A. Bd. LXXXV. 1935. S. 135—189.

BÖSE E., Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. Zeitschr. D. G. G. Bd. L. 1898. S. 695—761.

CATHREIN A., Die geognostischen Verhältnisse der Wildschönau. Zeitschr. Ferd. 1877. S. 125—157.

- CATHREIN A., Die Dolomitzone bei Brixlegg in Nordtirol. Jahrb. G. R. A. Bd. XXX. 1880. S. 609—634.
- CATHREIN A., (1) Zur Gliederung des rothen Sandsteines in Nordosttirol. Verhandl. G. R. A. 1886. S. 307—311.
- CATHREIN A., (2) Petrefactenfunde bei Brixlegg in Tirol. N. Jahrb. 1886, II. S. 257 bis 258.
- DAUSCH H., Bericht über den gesamten Betrieb des Schwazer Bergwerks Verein. 1926. Maschinschrift in der Verwaltung des Schwazer Bergwerksvereines in Schwaz.
- GASSER G., Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Innsbruck 1913.
- Geognostisch-Montanistischer Verein von Tirol und Vorarlberg, Geognostische Karte Tirols. 1 deutsche Meile = 4000°. Innsbruck 1849 (1852).
- GÜMBEL C. W. v., Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- ISSER M. v., Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. (Wien). Bd. XXXVI. 1888, S. 226—324.
- ISSER M. v., Schwazer Bergwerks-Geschichte. 1905 (Vorwort 1924). Maschinschrift.
- HEISSEL W., Zur Frage der Eisrandbildungen im Inntal. I. Toteislöcher. Zeitschr. f. Glkde. Bd. XXVII. 1941. S. 176—185.
- HEISSEL W., Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. Jahrb. G. B. A. Bd. XCVII. 1954. S. 251—322.
- HEUBERGER H., Eine interglaziale Gehängebreccie an der Gratspitze im Alpbachtal. Schlern-Schriften. Bd. 65. 1950. S. 29—45.
- KLEBELSBERG R. v., Geologie von Tirol. Berlin 1935.
- KLEBELSBERG R. v., Gletscher am Kellerjoch. Schlern-Schriften Bd. 85. 1951. S. 59—66.
- KRÜSE K., Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. Jahrb. G. B. A. Bd. LXXXVII. 1937, S. 41—56.
- LIEBENER L. u. VORHAUSER J., Die Mineralien Tirols nach ihrem eigenthümlichen Vorkommen in den verschiedenen Fundorten. Innsbruck 1852.
- OHNESORGE TH., Über Beziehungen zwischen Erzlagerstätten und Gebirgsbau in der Umgebung von Schwaz und Brixlegg in Tirol. Separatabdruck aus der Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1911. Nr. 44.
- PICHLER A., Aus dem Inn- und Wipphale. Zeitschr. Ferd. 1859. S. 139—232.
- PICHLER A., Zur Geognosie Tirols II. I. Am Schwazer Bergbau. Zeitschr. Ferd. 1860. S. 1—16.
- PICHLER A., Beiträge zur Geognosie Tirols VII. Die erzführenden Kalke von Hopfgarten bis Schwaz. Verh. G. R. A. 1867. S. 236—237.
- PICHLER A., Mittheilungen an Professor G. Leonhard. N. Jahrb. 1868. S. 830.
- PICHLER A., Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Jahrb. G. R. A. Bd. XIX, 1869, S. 207—216.
- PICHLER A., Aus der Trias der nördlichen Kalkalpen Tirols. N. Jahrb. 1875. S. 265 bis 278.
- ROTHPLETZ A., Zum Gebirgsbau beiderseits des Rheines. Die Permformation in Nord-Tirol. Z. D. G. G. Bd. XXXV, 1883. S. 144—155.
- ROTHPLETZ A., Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sogen. Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894.
- SCHLOSSER M., Zur Geologie von Nordtirol. Verhandl. G. R. A. 1895, S. 340—361.
- SCHMIDEGG O., Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz in Tirol. Jahrb. d. Reichsamtes f. Bodenforschung f. 1942. Bd. 63. Berlin 1943. S. 185—193.
- SCHMIDEGG O., Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkenstein. Schlern-Schriften Bd. 85. 1951. S. 36—58.
- SCHMIDEGG O., Die Erzlagerstätten am Reiter Kopf und am Reiter Kogel. Schlern-Schriften Nr. 101. 1953. S. 17—25.

- SCHMIDT A. R., Tagebuch ... 1842. Ferdinandeums Bibliothek (F. B. 5019).
- SCHMIDT A. R., Tagebuch ... 1843. Ferdinandeums Bibliothek (F. B. 1444).
- SCHMIDT A. R., Geognostisch-bergmännische Skizzen über die Erzlagerstätten Tyrols. Berg- u. Hüttenmännische Zeitung (Kerl u. Wimmer). Jg. 27. 1868. S. 1—3, 69—71, 97—99, 271—273, 279—282, 296—298, 337—338, 419—421, 425—427, 433—435.
- SPENGLER E., Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil: Westabschnitt der Kalkalpen. Jahrb. G. B. A. Bd. XCVI. 1953. S. 1—64. — II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. Jahrb. G. B. A. Bd. IC. 1956. S. 1—74.
- WEHRLI H., Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrb. G. B. A. LXXVIII. 1928. S. 357—498.

Paläontologische Literatur.

- AGASSIZ L., Recherches sur les poissons fossiles. Tome II. Atlas Tome I. Neuchâtel. 1833—1843.
- AMMON L. v., Die Gastropodenfauna des Hochfellen-Kalkes und über Gastropoden-Reste von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. Geognost. Jahresh. 5. Jg. 1892 (1893). S. 161—219.
- ASSMANN P., Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1915. Bd. XXXVI. T. 1 (1916). S. 586—638, Taf. 30—36.
- ASSMANN P., Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1923. (1924). S. 1—50, Taf. 1—3.
- ASSMANN P. (u. RAUFF H.), Revision der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 170. 1937. 22 Tafeln, 134 Seiten.
- BASSANI F., La ittiofauna della Dolomia principale di Giffoni (provincia di Salerno). Palaeontographia Italica. Bd. I. 1895 (1896). S. 169—210. Taf. IX—XV (I—VII).
- BATHER F. A., Triassic Echinoderms of Bakony. Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees. Anhang Palaeontologie. Bd. I. Teil VI. Budapest 1909. 288 Seiten, 18 Tafeln.
- BIESE W., Crinoidea triadica. Foss. Cat. I, pars 66. 1934.
- BITTNER A., Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. G. R. A. Bd. XIV. 1890, 325 Seiten, 41 Tafeln.
- BITTNER A., (1) Triasprefakten von Balia in Kleinasien. Jahrb. G. R. A. Bd. XLI. 1891. (1892). S. 97—116. Taf. I—III.
- BITTNER A., (2) Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I. Abhandl. G. R. A. Bd. XVII, Heft 2. 1892. S. 1—40, 4 Tafeln.
- BITTNER A., Neue Arten aus der Trias von Balia in Kleinasien. Jahrb. G. R. A. Bd. XLII. 1892 (1893). S. 77—89, Taf. IV u. V.
- BITTNER A., Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. G. R. A. Bd. XVIII, Heft 1. 1895. 236 Seiten, 24 Tafeln.
- BITTNER A., Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge. Jahrb. G. R. A. Bd. XLVIII. 1898 (1899). S. 689—718, Taf. XIV u. XV.
- BITTNER A., Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees. Anhang Palaeontologie. Bd. II. Teil III. Budapest 1901. 107 Seiten, 9 Tafeln.
- BÖHM J., Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Palaeontographica. Bd. XLII. 1895. S. 211—308, Taf. IX—XV.
- BOUSSAC J., Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1911. 437 Seiten, 22 Tafeln.
- BROILI F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden.) Palaeontographica. Bd. L. 1903. S. 145—227. Taf. XVII—XXVII.

BROILI F. u. READ A., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. *Palaeontographica* Bd. LIV. 1907. S. 69—138. Taf. VI—XI.

CHARLESWORTH J. K., Das Devon der Ostalpen. V. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. IV. Korallen und Stromatoporidae. Z. D. G. G. (Abhandl. u. Monatsberichte) Bd. LXVI. 1914. (1915). S. 347—407. Taf. XXX—XXXIV.

COX L. R. A., Triassic Fauna from the Jordan Valley. *The Annals and Magazine for Natural History*. Vol. XIV, Serie 9, 1924. S. 52—96, Taf. I u. II.

DEECKE W., Pisces triadici. *Foss. Cat. I*, pars 33. 1926.

DENINGER K., Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. *Geognost. Jahresh.* 14. Jg. 1901. S. 221—246. Taf. VII u. VIII.

DIENER C., Cephalopoda triadica. *Foss. Cat. I*, pars 8. 1915.

DIENER C., Brachiopoda triadica. *Foss. Cat. I*, pars 10. 1920.

DIENER C., Lamellibranchiata triadica. *Foss. Cat. I*, pars 19. 1923.

DIENER C., Glossophora triadica. *Foss. Cat. I*, pars 34. 1926.

DITTMAR A. v., Die Contorta-Zone (Zone der *Avicula contorta* Portl.) ihre Verbreitung und ihre organischen Einschlüsse. München 1864.

DREGER J., Die Gastropoden von Häring bei Kirchbichl in Tirol. *Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums Wien*. Bd. VII, Heft 1 u. 2. 1892. S. 11—34, Taf. I—IV.

DREGER J., Über die unteroligocänen Schichten von Häring und Kirchbichl in Tirol mit einem Verzeichnis der bisher von dort bekannten Lamellibranchiaten. *Verh. G. R. A.* 1902. S. 345—351.

DREGER J., Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. *Jahrb. G. R. A.* Bd. LIII. 1903 (1904). S. 253—284, Taf. XI—XIII.

FRAUSCHER K. F., Das Unter-Eocän der Nordalpen und seine Fauna. I. Teil. Lamellibranchiata. *Denkschr. Akad. Wien*. Bd. LI, 1886. S. 1—234, Taf. I—XII.

FRECH F., *Lethea geognostica*. II. Teil. Das Mesozoicum. 1. Bd. Trias. Stuttgart 1903—1908.

FRECH F., Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. *Resultate der wiss. Erforsch. d. Balatonsees*. Anhang *Palaeontologie*. Bd. II. Teil II. Budapest 1904. 138 Seiten.

FRECH F., Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias (Werfener und Cassianer Estherienschiechten). *Resultate der wiss. Erforsch. des Balatonsees*. Anhang *Palaeontologie*. Bd. III. Teil V. Budapest 1905. 30 Seiten.

FRECH F., Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes, der Cassianer und Raibler Schichten sowie des Rhaet und des Dachsteindolomites (Hauptdolomit). *Resultate der wiss. Erforsch. des Balatonsees*. Anhang *Palaeontologie*. Bd. II. Teil VI. Budapest 1907. 95 Seiten, 16 Tafeln.

GALDIERI A., Sul Trias dei dintorni di Giffoni. *Atti Accad. Pontaniana*. XXXVIII. Napoli 1908. 123 Seiten, 3 Taf.

GOETEL W., Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtrischen Zone in der Tatra. *Étrait du Bulletin in de l'Académie des sciences de Cracovie*. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Série A. *Sciences mathématiques*. Nov.—Déc. 1916. Cracovie (1917). 222 Seiten, Taf. 7—12.

GOLDFUSS A. *Petrefacta Germaniae*. Teile I—III. Düsseldorf 1826—1844.

GORDON OGILVIE M., Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III. Teil: Paläontologie. *Abhandl. G. B. A.* Bd. XXIV, Heft 2. 1927. 89 Seiten, 13 Taf.

GUGENBERGER O., Die Cardita-Schichten von Launsdorf in Mittelkärnten und ihre Fauna. II. Gastropoden. *Sitzber. Akad. Wien*. Bd. 142, Heft 3 u. 4. 1933. Taf. I—III. Scaphopoden; IV. Cephalopoden. *Ib.* Bd. 143, Heft 1 u. 2. 1934. — V. Lamellibranchiaten. 1. Teil. *Ib.* Bd. 144, Heft 5 u. 6. 1935. Taf. I.

GÜMBEL C. W. v., Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.

GÜMBEL C. W. v., Die sogenannten Nulliporen (Lithothamnium und Dactylopora) und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. II. Teil. Abhandl. d. k. bayer. Akademie d. W. II. Cl. Bd. XI. I. Abt. 1872. S. (231—290) 1—60, Taf. D I—D IV.

HAUER F. v., Ein Beitrag zur Kenntniss der Fauna der Raibler Schichten. Sitzber. Akad. Wien Bd. XXIV. 1857. S. (537—566) 1—32, Taf. I—VI.

HOERNES R., Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megalodus* mit besonderer Berücksichtigung der mesozoischen Formen. Denkschr. Akad. Wien. Bd. XL. 1880. S. 1—38 (89—126), 7 Tafeln.

KITTL E., Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. I. Teil. Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums Wien. Bd. VI. 1891. S. 166—262 (1—97), Taf. I—VII. II. Teil. Ib. Bd. VII, 1892, S. 35—96 (98—159), Taf. V—IX (VIII—XII). III. Teil. Ib. Bd. IX, 1894, S. 143—277 (162—296), Taf. IV—XII (XIII—XXI).

KITTL E., Die Gastropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums Wien. Bd. XIV. 1899. S. 1—238, Taf. I—XVIII.

KITTL E., Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und der Monotidae der Trias. Resultate der wiss. Erforsch. des Balatonsees. Anhang Palaeontologie. Bd. II. Teil IV. Budapest 1912. 229 Seiten, 10 Tafeln.

KLIPSTEIN A. v., Mittheilungen aus dem Gebiete der Geologie und Palaeontologie. Bd. I. Beiträge zur geologischen Kenntniss der östlichen Alpen. Giessen 1845.

KOENEN A. v., Über die Gattung *Anoplophora* SANDBG. (*Uniona* POHLIG). Z. D. G. G. Bd. XXXIII. 1881. S. 680—687. Taf. XXVI.

KOKEN E., Über die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. N. Jahrb. Beilage-Bd. VI. 1889. S. 305—484. Taf. X—XIV.

KOKEN E., Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. G. R. A. Bd. XVII, Heft 4. 1897. 112 Seiten, 23 Tafeln.

KOKEN E., Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). Abhandl. G. R. A. Bd. XVI, Heft 4. 1913. 43 Seiten, 6 Tafeln.

KROFFITSCH M. u. SCHOUPPE A., Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. I. Teil: Thamnoporen und Striatoporen. Mitteil. des Naturwiss. Vereins f. Steiermark. Bd. 83. 1953. S. 90—117, 1 Tafel.

KÜHN O., *Pleurophorus koberi* nov. spec. aus dem Opponitzer Kalk. Skizzen zum Antlitz der Erde. Wien 1953. S. 273—278.

KUNISCH H., Über den ausgewachsenen Zustand von *Enocrinus gracilis* BUCH. Z. D. G. G. Bd. XXXV. 1883, S. 195—198, Taf. VIII.

KUTASSY A., Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. A. m. kir. Földtani Intézet Évkönyve. Bd. XXVII. 1927. S. 105—175, Taf. I—VI.

KUTASSY A., *Lamellibranchiata triadica* II. Foss. Cat. I. pars 51. 1931.

KUTASSY A., *Glossophora triadica* II. Foss. Cat. I, pars 81. 1940.

LAUBE G. C., Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ein Beitrag zur Paläontologie der alpinen Trias. 1. Abt. Denkschr. Akad. Wien. Bd. XXIV, 1864. S. (221—296) 1—76, Taf. I—X. 2. Abt. Ib. Bd. XXV, 1865, S. 1—76, Taf. XI—XX. 3. Abt. Ib. Bd. XXVIII, 1868. S. (29—94) 1—66, Taf. XXI—XXVIII. 4. Abt. Ib. Bd. XXX. 1869. S. 1—48, Taf. XXIX—XXXV.

LECOMPTE M., Revision des Tabulés Dévonien décrits par Goldfuss. Mémoires du Musée d'Histoire Naturelle de Belgique. Mémoire No. 75. Bruxelles 1936.

LECOMPTE M., Les Tabulés de Dévonien moyen et supérieur Du Bord sud du Bassin du Dinant. Mémoires du Musée d'Histoire Naturelle de Belgique. Mémoire No. 90. Bruxelles 1939.

MEISSNER E. W., Die Fossilien der Würzburger Trias. Gastropoden und Scaphopoden. N. Jahrb. Abt. B. Beilage-Bd. LXIII. 1930. S. 299—348, Taf. XX—XXIII.

MOJSISOVICS E. v., Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandl. G. R. A. Bd. VII, Heft 2. 1874. 38 Seiten, 5 Tafeln.

MOJSISOVICS E. v., Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. G. R. A. Bd. X. 1882. 322 Seiten, 94 Tafeln.

MÜNSTER G. Graf zu, Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian. Beiträge zur Petrefacten-Kunde. Heft IV. Bayreuth 1841. 152 Seiten, 16 Tafeln.

NOETTLING F., Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Z. D. G. G. Bd. XXXII. 1880. S. 300—349. Taf. XIII—XV.

OERTLE G. F., Das Vorkommen von Fischen in der Trias Württembergs. N. Jahrb. Beilage-Bd. LX. 1928. S. 325—472. Taf. XXX—XXXII.

PAPP A. A. v., Wurm-Problematica des Grödner Sandsteins. Mitteil. d. Alpenländ. geol. Vereines (Mitteil. d. geol. Ges. in Wien) Bd. 34. 1941 (1943). S. 165—172.

PARONA C. F., Studio monografico della Fauna Raibliana di Lombardia. Pavia 1889. 156 Seiten, 13 Tafeln.

PATTE E., Études Paléontologiques relatives à la Géologie de l'est du Tonkin (Paléozoïque et Trias). Bulletin du Service géologique de l'Indochine. Vol. XV. Fasc. 1, 1926. 240 Seiten, 12 Tafeln.

PHILIPP H., Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Z. D. G. G. Bd. LVI. 1904. S. 1—98. Taf. I—VI.

PIA J. v., Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. Beitr. zur Paläontologie u. Geol. Oesterr.-Ung. u. des Orients. Bd. XXV. 1912. S. 25—81 (1—57), Taf. II—VIII (I—VII).

PIA J. v., Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abhandl. d. Zool.-Botan. Ges. i. Wien. Bd. XI, Heft 2, 1920. 263 Seiten, 8 Tafeln.

PIA J. v., Plantae fossiles. Neue Arbeiten über fossile Kalkalgen aus der Familie der Dasycladaceae und Codiaceae. (Sammelreferat.) N. Jahrb. 1928/III. S. 227—240.

PICARD E., Beitrag zur Kenntniss der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1901. Bd. XXII, Heft 4. 1903. S. 445—540, Taf. IX—XIV.

PICHLER A., Zur Geognosie der Tyroler Alpen. N. Jahrb. 1857. S. 689—695.

PICHLER A., Zur Geologie von Tirol. Artikel II. Verh. G. R. A. 1890. S. 92—95.

POLIFKA S., Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Schlern-Dolomites. Jahrb. G. R. A. Bd. XXXVI. 1886. S. 595—606, Taf. VIII.

QUENSTEDT F. A., Handbuch der Petrefactenkunde. Tübingen 1852. Dasselbe: 3. Aufl. 1885. Mit Atlas.

QUENSTEDT F. A., Der Jura. Tübingen 1858.

QUENSTEDT F. A., Petrefactenkunde Deutschlands. 1. Abt. Bd. 4. Echinodermen (Asteriden und Encriniden). 1874—1876. Mit Atlas. Bd. 5. Korallen (Schwämme). 1876—1878. Mit Atlas. Leipzig.

REIS O. M., Die Fauna des Wettersteinkalks. III. Teil. Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden etc. Geognost. Jahresh., 39. Jg. 1926. S. 87—138. Taf. I—X.

RICHTER R., Myophorien des thüringischen Wellenkalks. Z. D. G. G. Bd. XXI. 1869. S. 444—457. Taf. VII.

RICHTER R., Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie VII—XI. Senckenbergiana Bd. VI, Heft 3/4. 1924. S. 119—165. XII—XIV. Ib. Bd. VIII, Heft 3/4, 1926. S. 200—224. Taf. 3.

ROTHPLETZ A., Fossile Kalkalgen aus der Familie der Codiaceen und Corallineen. Z. D. G. G. Bd. XLIII. 1891. S. 295—322. Taf. XV—XVII.

RÜBENSTRUNK E., Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. d. Grossh. Badischen Geol. Landesanst. Bd. VI, Heft 1, 1909. S. 87—248, Taf. VI—VIII.

SALOMON W., Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata (mit Ausschluß der Gastropoden). Palaeontographica Bd. XLII. 1895. Taf. I—VIII.

SCALIA S., La fauna del Trias superiore del gruppo di Mte. Judica. I. Parte. Mem. Accad. Gioenia d. Sc. nat. Catania. Serie 5. Bd. III. 1910. 51 Seiten, 3 Tafeln.

SCALIA S., Il gruppo del Monte Judica. Bollettino della Società geologica Italiana. Bd. XXVIII. 1909 (1910). S. 269—323. Taf. VIII u. IX.

SCHAFHÄUTL K., Der weisse Jura im Wettersteingebirgsstock und der Lias im Hochfelld der bayerischen Alpen. N. Jahrb. Jg. 1865. S. 789—802. Taf. V.

- SCHLOSSER M., Revision der Unteroligocänfauna von Häring und Reut im Winkel. N. Jahrb. Beilage-Bd. XLVII. 1923. S. 254—294.
- SCHOUPPÉ A. v., Kritische Betrachtungen zu den Tabulaten-Genera des Formenkreises *Thamnopora-Alveolites* und ihrer gegenseitigen Beziehungen. Sitzber. Akad. Wien Bd. 160, Heft 3/4, 1951.
- SCHOUPPÉ A. v., Korallen und Stromatoporen aus dem ef der Karnischen Alpen. N. Jahrb. Abt. B. Abhandl. Bd. 99. 1954. S. 379—450, Taf. 25—27.
- SCHMIDT M., Die Lebewelt unserer Trias. 1928. Nachtrag 1938. Öhringen.
- SCHMIDT M. u. PIA J., Fossilien der spanischen Trias. Abhandl. der Heidelberger Akademie d. Wiss. Math. nat. Kl. Abhandl. 22, 1936. 140 Seiten, 6 Tafeln.
- SEEBACH K. v., Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Z. D. G. G. Bd. XIII. 1861. S. 551—666. Taf. XIV u. XV.
- SINDOWSKI H., Wurmbauten aus dem mittleren Buntsandstein von Helgoland. Z. D. G. G. Bd. 87. 1935. S. 56—58.
- SKUPHOS TH. G., Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstenthum Liechtenstein. Jahrb. G. R. A. Bd. XLIII. 1893 (1894). S. 145—178. Taf. V.
- STEFANO G. di., La Dolomia principale dei dintorni di Palermo e di Castellammare del Golfo (Trapani). Palaeontographia Italica. Bd. XVIII. 1912. S. 57—104 (1—48), Taf. VIII—XVII (I—X).
- STOPPANI A., Les Pétrifications d'Ésino ou description des fossiles appartenant au dépôt triasique supérieur des environs d'Ésino en Lombardie. Paléontologie Lombarde ou description des fossiles Lombardie. I. Serie. Milan 1858—1860.
- STOPPANI A., Paléontologie Lombarde III. Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Milan 1860—1865.
- TOMMASI A., Rivista della fauna Raibliana del Friuli. Annali del r. Ist. tecn. di Udine. Serie II, anno VIII. 1890. 77 Seiten, 4 Tafeln.
- TOMMASI A., La Fauna del Trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Palaeontographia Italica. Bd. I. 1895 (1896). S. 43—76, Taf. III u. IV.
- TOMMASI A., I fossili della lumachella triasica di Ghegna in Valsecca presso Roncabello. I. Palaeontographia Italica. Bd. XVII. 1911. S. 11—36. Verw. Taf. II.
- TORNQUIST A., Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (in Vicentin). Z. D. G. G. Bd. LI. 1899. S. 341—377, Taf. XVIII—XX.
- TOULA F., Schichten mit *Gervilleia* („Perna“) Bouéi v. Hauer, am Gaumannmüllerkogel an der Weißenbacher Straße. (Im Randgebirge der Wienerbucht.) Jahrb. G. R. A. Bd. LIX, 1909 (1910). S. 383—406. Taf. XII.
- TOULA F., Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. Jahrb. G. R. A. Bd. LXIII. 1913. S. 77—126, Taf. IV—VII.
- TEPPNER W., Lamellibranchiata tertiaria. „Anisomyaria“ I. Foss. Cat. I, pars 2. 1914.
- TEPPNER W. v., Lamellibranchiata tertiaria. „Anisomyaria“ II. Foss. Cat. I, pars 15. 1922.
- VINASSA de REGNY P., Trias-Tabulaten, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakony. Resultate d. wiss. Erforschung des Balatonsees. Anhang Palaeontologie. Bd. I. Teil IV. Budapest 1901. 22 Seiten, 2 Tafeln.
- WAAGEN L., Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm nebst vergleichend paläontologischen und phylogenetischen Studien. Abhandl. G. R. A. Bd. XVIII, Heft 2, 1907. 180 Seiten, 10 Tafeln.
- WALTHER K., Zwölf Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. Jena 1906.
- WEISSERMEL W., Korallen aus dem Unterdevon des östlichen und westlichen Schiefergebirges Thüringens. Z. D. G. G. Bd. 93, 1941. S. 163—212, Taf. 5—7.
- WILCKENS R., Paläontologische Untersuchung triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol. Verhandl. des Nathist.-Med. Vereins zu Heidelberg. N. F. Bd. X. 1909. S. 81—231, 4 Tafeln.

WINKLER G. G., Der Oberkeuper, nach Studien in den bayrischen Alpen. Z. D. G. G. Bd. XIII. 1861. S. 459—521. Taf. V—IX.

WITTENBURG P. v., Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol. u. Pal. Abhandl. N. F. Bd. VIII (d. ganzen Reihe XII), Heft 5. 1908. 44 Seiten, 5 Taf.

WÖHRMANN S. v., Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. Jahrb. G. R. A. Bd. XXXIX. 1889. S. 181—258, Taf. V—X.

WÖHRMANN S. v., Über die systematische Stellung der Trigoniden und die Abstammung der Nayaden. Jahrb. G. R. A. Bd. XLIII. 1893 (1894). S. 1—28, Taf. I u. II.

WÖHRMANN S. v., Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jahrb. G. R. A. Bd. XLIII. 1893 (1894). S. 617—768, Taf. XIII.

WÖHRMANN S. v. u. KOKEN E., Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Z. D. G. G. Bd. XLIV. 1892. S. 167—223. Taf. VI—XVI.

ZELLER F., Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. N. Jahrb. Beilage-Bd. XXV. 1908. S. 1—134, Taf. I—III.

ZITTEL K. A. v. — BROILI F., Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). I. Abt. Invertebrata. 6. Aufl. München u. Berlin 1924.

ZITTEL K. A. v. — BROILI F. u. SCHLOSSER M., Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). II. Abt. Vertebrata. 4. Aufl. München u. Berlin 1923.

Zoological Record. Bde. 67—91. Jge. 1930—1954 (1931—1957).

GEOLOGISCHE KARTE

des Trias-Streifens (einschl. des Schwazer Dolomits) von Schwaz bis Wörgl südlich des Inn (Tirol)

BLATT II : RATTENBERG

Aufgenommen und gezeichnet von HERWIG PIRKL 1955 - 1958.

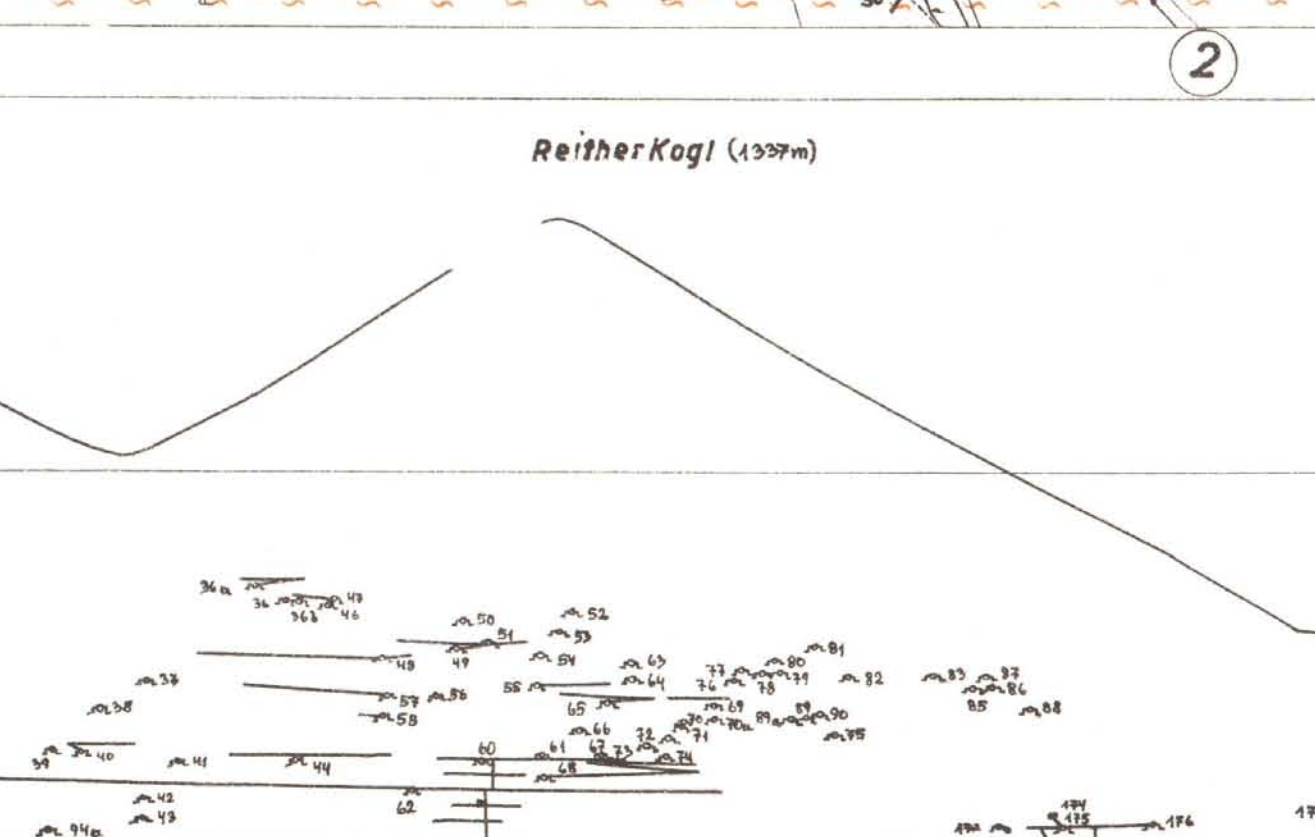
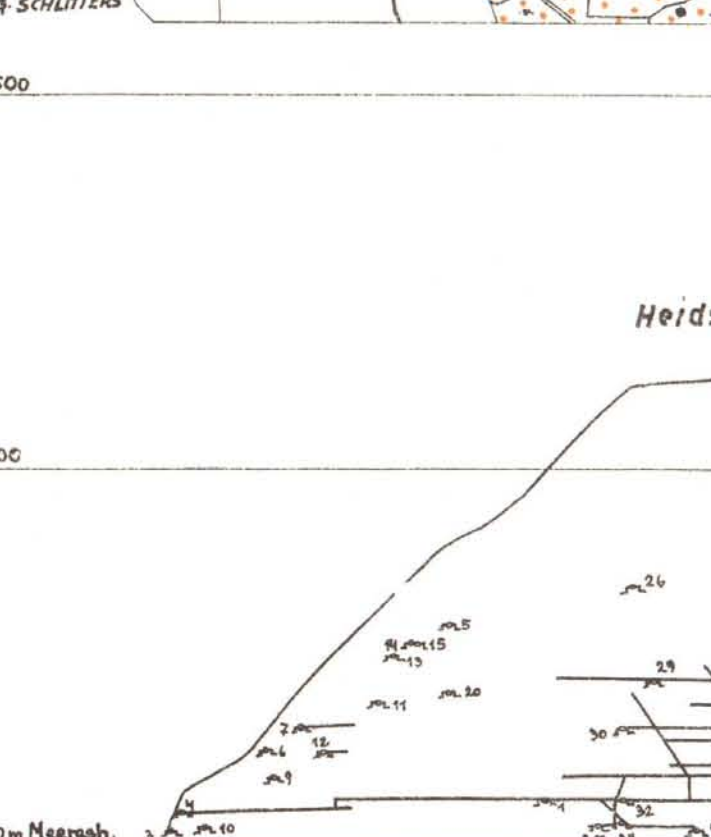
LEGENDE:

- Ausstrich von Bewegungsflächen
- Schlemmer- u. Schieferböden
- Schuttkegel
- Junge Fluviaterrassen
- Glazialer Schutt, gröbere Strationsmoränen
- Felsenschieber u. jüngere Fluviaterrassen
- Schutt aus Schotter- u. Kies
- Zuvor aus Schotter- u. Kies
- Moränenwall aus der Schotter- u. Kies
- Starke verunreinigte alluviale Bänderzone (verfälscht durch mehr an eiszeitlichen u. postglazialen Geschieben)
- Diluviale Schotter- u. Sande
- Oberer Dolomit (karalisch u. verisch)
- Sandstein-Schieferzone (Mergel bis Mergelkalk) u. Karalisch-Schichten
- Rammerschiefer
- Kalklagen im unteren Rammerschiefer
- Obere, unvollständige Kalk- u. Sandstein-Breccien u. Dolomite mit dünnen Eisenockerlagen
- Kalk bis Dolomite
- Sandstein, Sandkalk- u. Schieferzone
- Kalkenlagen
- Schieferzone u. Mergel
- Kalk
- Dolomite
- Glatte Kalksandstein- u. Breccien
- Gips
- Anhydrit u. Wertener Schichten
- Dolomit- u. Basaltbreccie
- Kalk-Dolomit-Basaltbreccie
- Schwarzer Dolomit
- Baster Quarz
- Paläozoische Phyllite

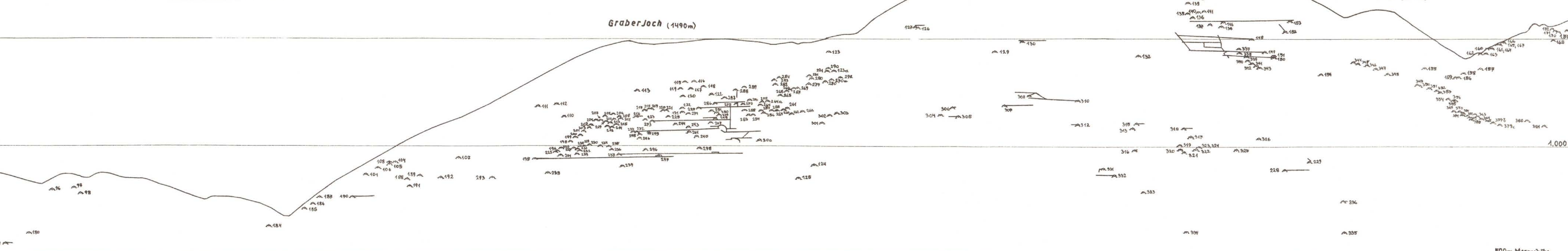
- | | |
|-----|---------|
| 111 | Einberg |
| 112 | 112 |
| 113 | 113 |
| 114 | 114 |
| 115 | 115 |
| 116 | 116 |
| 117 | 117 |
| 118 | 118 |
| 119 | 119 |
| 120 | 120 |
| 121 | 121 |
| 122 | 122 |
| 123 | 123 |
| 124 | 124 |
| 125 | 125 |
| 126 | 126 |
| 127 | 127 |
| 128 | 128 |
| 129 | 129 |
| 130 | 130 |
| 131 | 131 |
| 132 | 132 |
| 133 | 133 |
| 134 | 134 |
| 135 | 135 |
| 136 | 136 |
| 137 | 137 |
| 138 | 138 |
| 139 | 139 |
| 140 | 140 |
| 141 | 141 |
| 142 | 142 |
| 143 | 143 |
| 144 | 144 |
| 145 | 145 |
| 146 | 146 |
| 147 | 147 |
| 148 | 148 |
| 149 | 149 |
| 150 | 150 |
| 151 | 151 |
| 152 | 152 |
| 153 | 153 |
| 154 | 154 |
| 155 | 155 |
| 156 | 156 |
| 157 | 157 |
| 158 | 158 |
| 159 | 159 |
| 160 | 160 |
| 161 | 161 |
| 162 | 162 |
| 163 | 163 |
| 164 | 164 |
| 165 | 165 |
| 166 | 166 |
| 167 | 167 |
| 168 | 168 |
| 169 | 169 |
| 170 | 170 |
| 171 | 171 |
| 172 | 172 |
| 173 | 173 |
| 174 | 174 |
| 175 | 175 |
| 176 | 176 |
| 177 | 177 |
| 178 | 178 |
| 179 | 179 |
| 180 | 180 |
| 181 | 181 |
| 182 | 182 |
| 183 | 183 |
| 184 | 184 |
| 185 | 185 |
| 186 | 186 |
| 187 | 187 |
| 188 | 188 |
| 189 | 189 |
| 190 | 190 |
| 191 | 191 |
| 192 | 192 |
| 193 | 193 |
| 194 | 194 |
| 195 | 195 |
| 196 | 196 |
| 197 | 197 |
| 198 | 198 |
| 199 | 199 |
| 200 | 200 |
| 201 | 201 |
| 202 | 202 |
| 203 | 203 |
| 204 | 204 |
| 205 | 205 |
| 206 | 206 |
| 207 | 207 |
| 208 | 208 |
| 209 | 209 |
| 210 | 210 |
| 211 | 211 |
| 212 | 212 |
| 213 | 213 |
| 214 | 214 |
| 215 | 215 |
| 216 | 216 |
| 217 | 217 |
| 218 | 218 |
| 219 | 219 |
| 220 | 220 |
| 221 | 221 |
| 222 | 222 |
| 223 | 223 |
| 224 | 224 |
| 225 | 225 |
| 226 | 226 |
| 227 | 227 |
| 228 | 228 |
| 229 | 229 |
| 230 | 230 |
| 231 | 231 |
| 232 | 232 |
| 233 | 233 |
| 234 | 234 |
| 235 | 235 |
| 236 | 236 |
| 237 | 237 |
| 238 | 238 |
| 239 | 239 |
| 240 | 240 |
| 241 | 241 |
| 242 | 242 |
| 243 | 243 |
| 244 | 244 |
| 245 | 245 |
| 246 | 246 |
| 247 | 247 |
| 248 | 248 |
| 249 | 249 |
| 250 | 250 |
| 251 | 251 |
| 252 | 252 |
| 253 | 253 |
| 254 | 254 |
| 255 | 255 |
| 256 | 256 |
| 257 | 257 |
| 258 | 258 |
| 259 | 259 |
| 260 | 260 |
| 261 | 261 |
| 262 | 262 |
| 263 | 263 |
| 264 | 264 |
| 265 | 265 |
| 266 | 266 |
| 267 | 267 |
| 268 | 268 |
| 269 | 269 |
| 270 | 270 |

BERGBAU:

- | | |
|----|-------------------|
| 1 | Bruck |
| 2 | Groß u. Kleinkogl |
| 3 | Kreuzstollen |
| 4 | Unter Gabriel-St |
| 5 | Obere Gabriel-St |
| 6 | Ramsau-St |
| 7 | Mickler-St |
| 8 | Langmaier-St |
| 9 | Langmaier-St |
| 10 | Langmaier-St |
| 11 | Langmaier-St |
| 12 | Langmaier-St |
| 13 | Langmaier-St |
| 14 | Langmaier-St |
| 15 | Langmaier-St |
| 16 | Langmaier-St |
| 17 | Langmaier-St |
| 18 | Langmaier-St |
| 19 | Langmaier-St |
| 20 | Langmaier-St |
| 21 | Langmaier-St |
| 22 | Langmaier-St |
| 23 | Langmaier-St |
| 24 | Langmaier-St |
| 25 | Langmaier-St |
| 26 | Langmaier-St |
| 27 | Langmaier-St |
| 28 | Langmaier-St |
| 29 | Langmaier-St |
| 30 | Langmaier-St |
| 31 | Langmaier-St |
| 32 | Langmaier-St |
| 33 | Langmaier-St |
| 34 | Langmaier-St |
| 35 | Langmaier-St |
| 36 | Langmaier-St |
| 37 | Langmaier-St |
| 38 | Langmaier-St |
| 39 | Langmaier-St |
| 40 | Langmaier-St |
| 41 | Langmaier-St |
| 42 | Langmaier-St |
| 43 | Langmaier-St |
| 44 | Langmaier-St |
| 45 | Langmaier-St |
| 46 | Langmaier-St |
| 47 | Langmaier-St |
| 48 | Langmaier-St |
| 49 | Langmaier-St |
| 50 | Langmaier-St |
| 51 | Langmaier-St |
| 52 | Langmaier-St |
| 53 | Langmaier-St |
| 54 | Langmaier-St |
| 55 | Langmaier-St |
| 56 | Langmaier-St |
| 57 | Langmaier-St |
| 58 | Langmaier-St |
| 59 | Langmaier-St |
| 60 | Langmaier-St |
| 61 | Langmaier-St |
| 62 | Langmaier-St |
| 63 | Langmaier-St |
| 64 | Langmaier-St |
| 65 | Langmaier-St |
| 66 | Langmaier-St |
| 67 | Langmaier-St |



Bergwerksstollen im Aufriss:



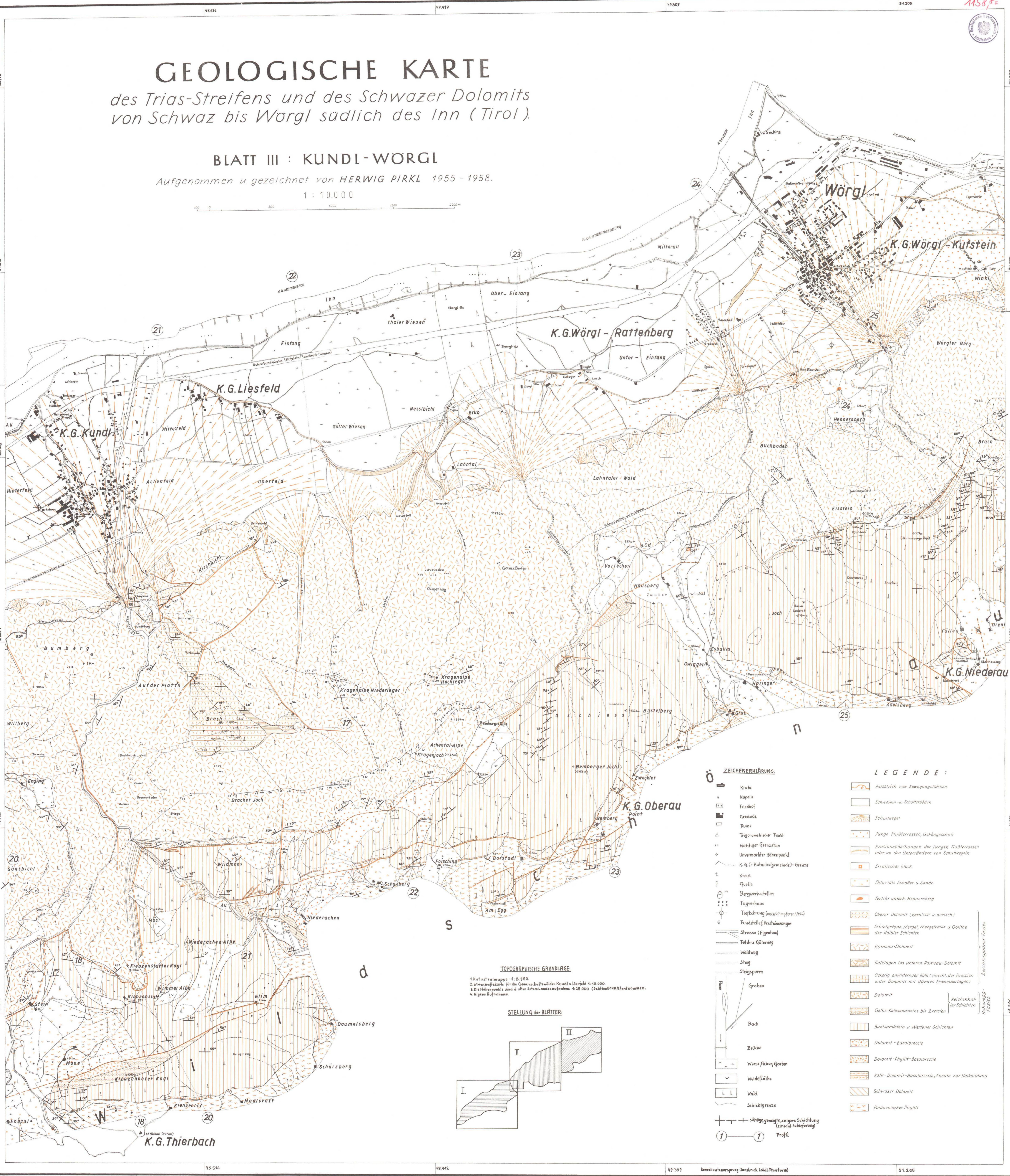
GEOLOGISCHE KARTE

des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits von Schwaz bis Wörgl südlich des Inn (Tirol).

BLATT III : KUNDL-WÖRGL

Aufgenommen u. gezeichnet von HERWIG PIRKL 1955 - 1958.

1 : 10.000



ZEICHENERKLÄRUNG:

- Kirche
- Kapelle
- Friedhof
- Gebäude
- Ruine
- Trigonomischer Punkt
- Wichtiger Grenzstein
- Unmarkierter Höhenpunkt
- K. G. (= Katastralgemeinde) - Grenze
- Kreuz
- Quelle
- Bergwerksteilen
- Taggerhaus
- Tiefbohrung (nach Glinz 1952)
- Fundamente (Verankerungen)
- Strasse (Eigentum)
- Feld- u. Güterweg
- Waldweg
- Stieg
- Steigspuren
- Graben
- Bach
- Brücke
- Wiese, Acker, Garten
- Weidefläche
- Wald
- Schichtgrenze
- schiefe, geneigte, anigere Schichtung (einschl. Schieferung)
- Profil

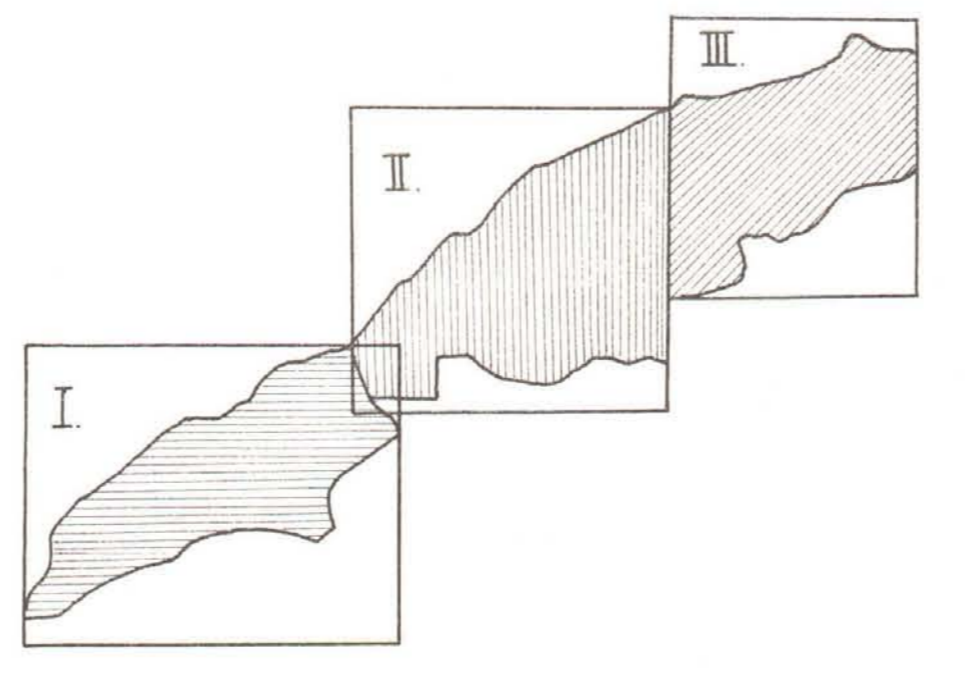
LEGENDE:

- Ausstrich von Bewegungsflächen
- Schwamm- u. Schattenlinien
- Schuttwinkel
- Junge Flußterrassen, Gehängeschutt
- Erosionsböschungen der jungen Flußterrassen oder an den Unterläufen von Schuttwegen
- Erratischer Block
- Diluviale Schotter u. Sande
- Tertiär untern. Hannersberg
- Oberer Dolomit (karnisch u. norisch)
- Schlieren, Mergel, Mergelkalk u. Oolithe der Rotliegendes
- Ramsau-Dolomit
- Kalklagen im unteren Ramsau-Dolomit
- Blockig anstehender Kalk (einschl. der Breccien u. des Dolomits mit dünnen Eisenockerlagen)
- Dolomit
- Gelbe Kalksandsteine bis Breccien
- Buntsandstein u. Werfener Schichten
- Dolomit-Basaltbreccie
- Dolomit-Phyllit-Basaltbreccie
- Kalk-Dolomit-Basaltbreccie, Ansatz zur Kalkbildung
- Schwazer Dolomit
- Paläozoischer Phyllit

TOPOGRAPHISCHE GRUNDLAGE:

- 1. Katastralmappe 1:2.880
- 2. Höhenpunkte für die Grenzschuttschichten Kundl-Liesfeld 1:10.000
- 3. Die Höhenpunkte sind d. alten roten Landesaufnahme 1:25.000 (Sektion 5048/1) entnommen.
- 4. Eigene Rohnotizen.

STELLUNG der BLÄTTER:



Zurückgehender Fasies

Reichenhall- (er) Schichten

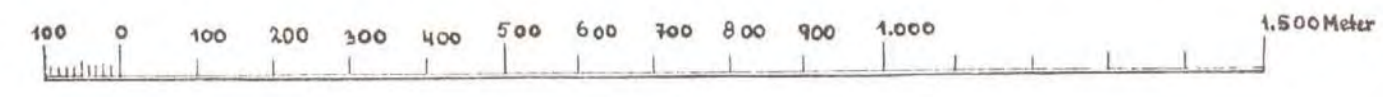
Malsbühl- (er) Schichten



Geologische Profile zum Kartenblatt I (Schwaz).

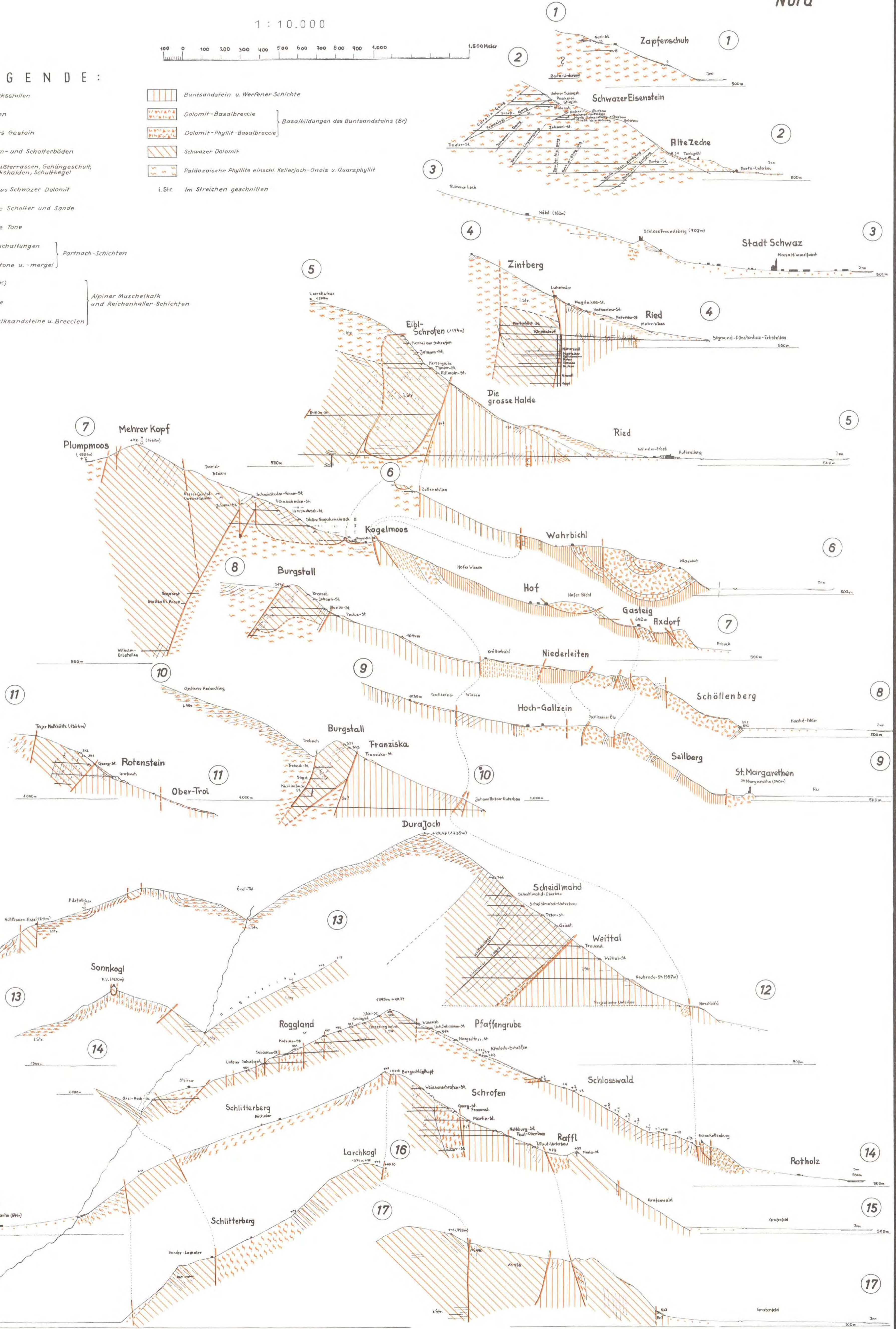
Nord

1 : 10.000



LEGENDE:

- Bergwerksrollen
 - Störungen
 - Vererztes Gestein
 - Schwemm- und Schotterböden
 - Junge Flußterrassen, Gehängeschutt, Bergwerkshalden, Schuttkegel
 - Schutt aus Schwazer Dolomit
 - Diluviale Schotter und Sande
 - Diluviale Tone
 - Kalkeinschlungen
 - Schieferstone u. -mergel
 - Kalke (K)
 - Dolomite
 - Gelbe Kalksandsteine u. Breccien
 - Buntsandstein u. Werfener Schichte
 - Dolomit-Basalbreccie
 - Dolomit-Phyllit-Basalbreccie
 - Schwazer Dolomit
 - Paläozoische Phyllite einschl. Kellerjoch-Gneis u. Quarzphyllit
- i. Str. Im Streichen geschnitten
- Basalbildungen des Buntsandsteins (Br)
- Partnach-Schichten
- Alpiner Muschelkalk und Reichenhaller Schichten

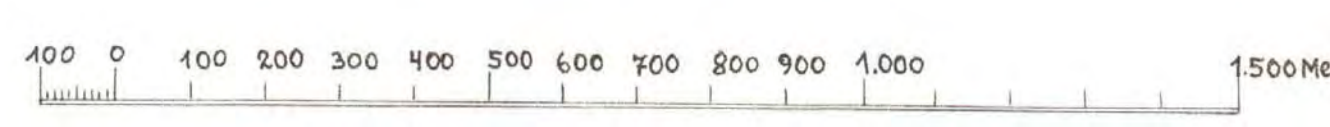


Aufgenommen u. gezeichnet von Herwig Pirkl 1955-58.

(Die Gesteinsgrenzen u. die Vererzung in den Stollen sind größtenteils alten Grubensplänen entnommen.)

Geologische Profile zu den Kartenblättern II (Rattenberg) u. III (Kundl-Wörgl).

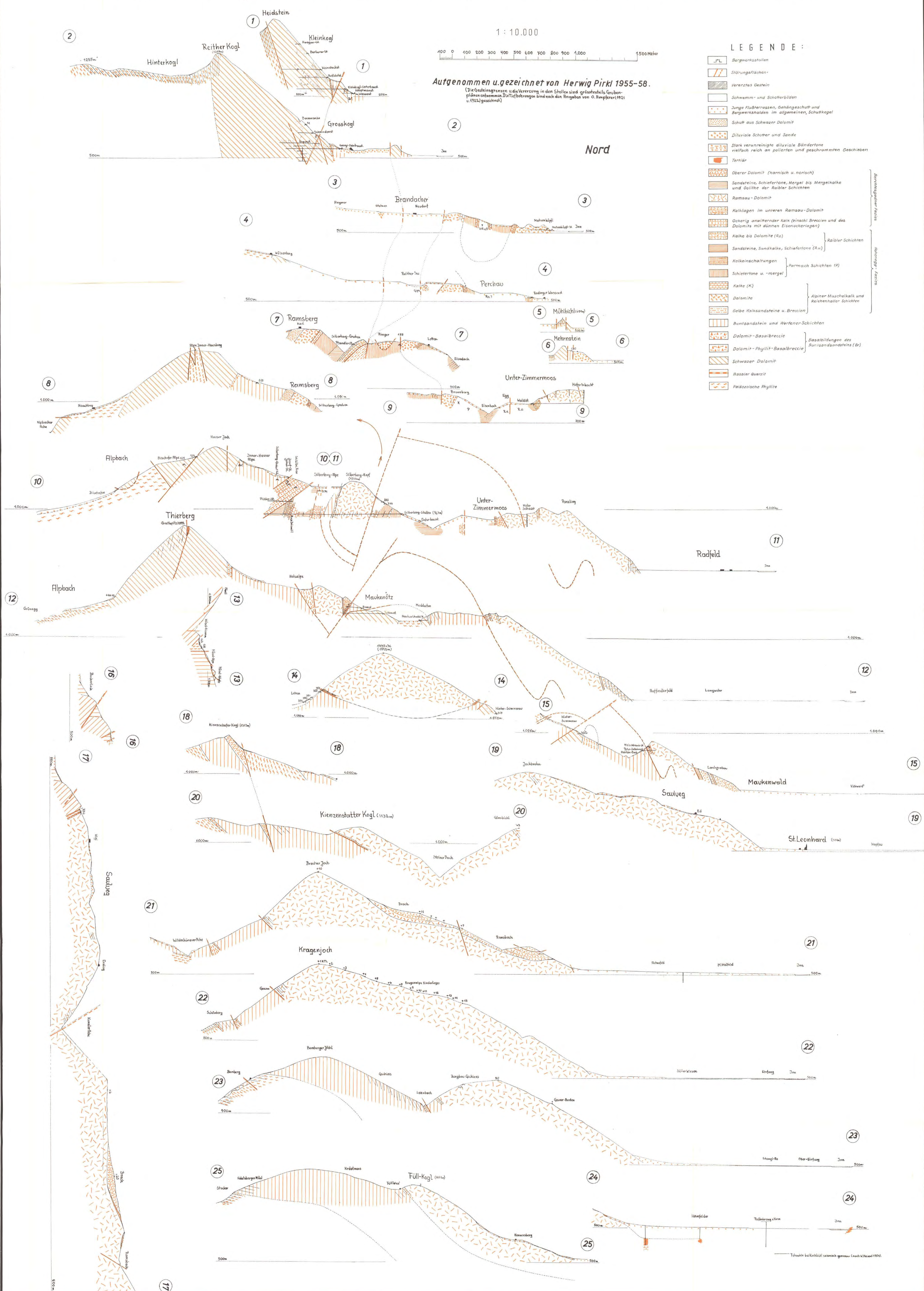
1 : 10.000



Aufgenommen u. gezeichnet von Herwig Pirkl 1955-58.
(Die Gesteinsgrenzen u. die Vererbung in den Stellen sind größtenteils Gruppenplänen entnommen. Die Tiefbohrungen sind nach den Angaben von O. Rimpler (1921 u. 1922) gezeichnet.)

LEGENDE :

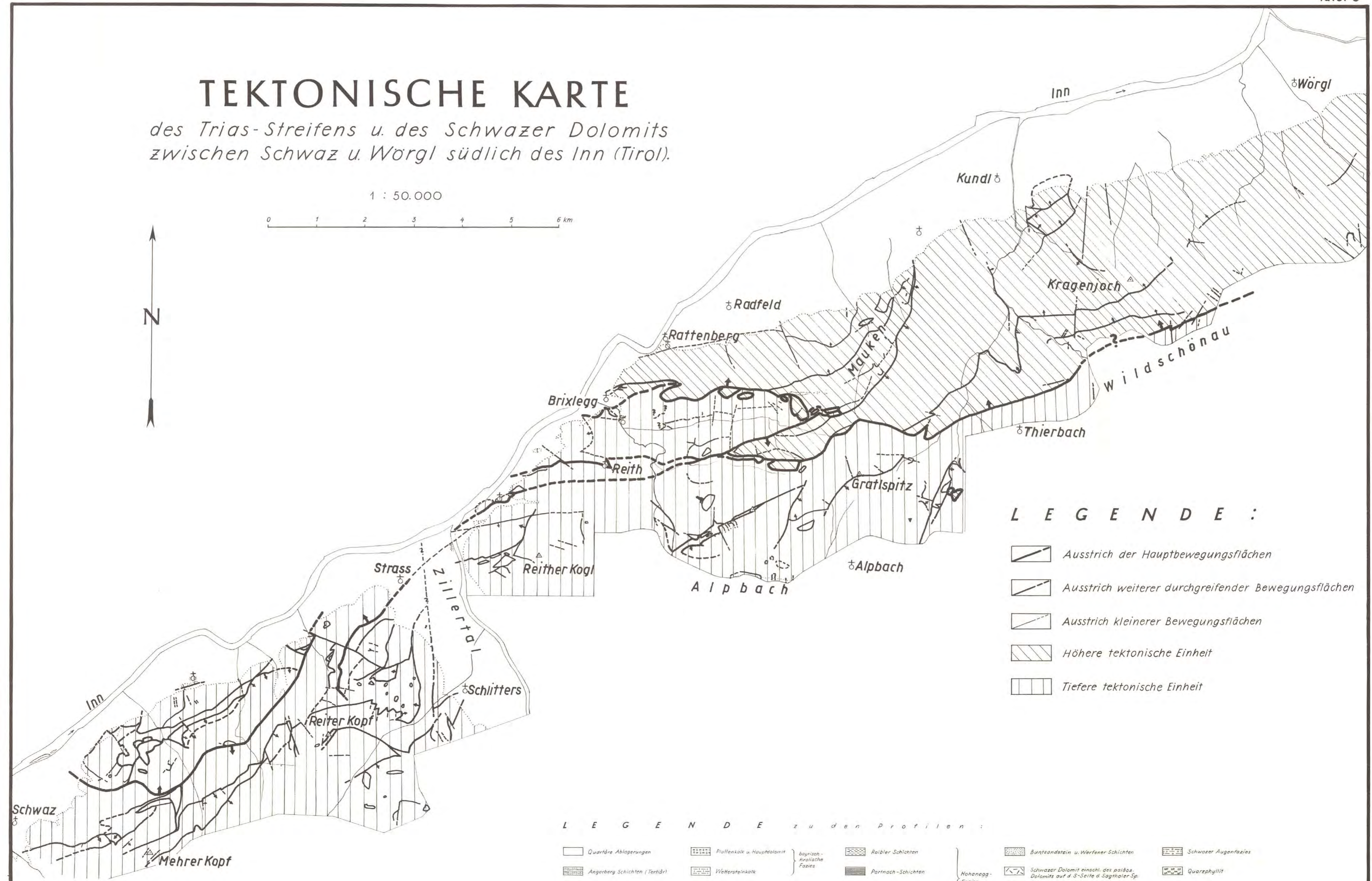
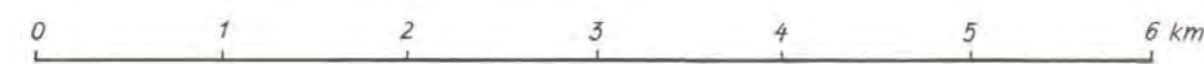
- Bergwerksstollen
- Störungflächen
- Vererztes Gestein
- Schwemm- und Schotterböden
- Junge Flußterrassen, Gehängeschutt und Bergwerksabfälle im allgemeinen, Schuttkegel
- Schutt aus Schwarzer Dolomit
- Diluviale Schotter und Sande
- Stark verunreinigte alluviale Bänder tone vielfach reich an polierten und geschrammten Geschieben
- Tertiär
- Oberer Dolomit (karnisch u. norisch)
- Sandsteine, Schiefer tone, Mergel bis Mergelkalke und Quilite der Raibler Schichten
- Ramsau-Dolomit
- Kalklagen im unteren Ramsau-Dolomit
- Ockerig unmitlerer Kalk (einschl. Breccien und des Dolomits mit dünnen Eisenockerlagen)
- Kalke bis Dolomite (Ru)
- Sandsteine, Sandkalke, Schiefer tone (Ru)
- Kalkeinschaltungen
- Schiefer tone u. -mergel
- Kalke (K)
- Dolomite
- Gelbe Kalksandsteine u. Breccien
- Buntsandstein und Werfener Schichten
- Dolomit-Basaltbreccie
- Dolomit-Phyllit-Basaltbreccie
- Schwarzer Dolomit
- Basaler Quarzit
- Paläozoische Phyllite



TEKTONISCHE KARTE

des Trias-Streifens u. des Schwazer Dolomits
zwischen Schwaz u. Wörgl südlich des Inn (Tirol).

1 : 50.000



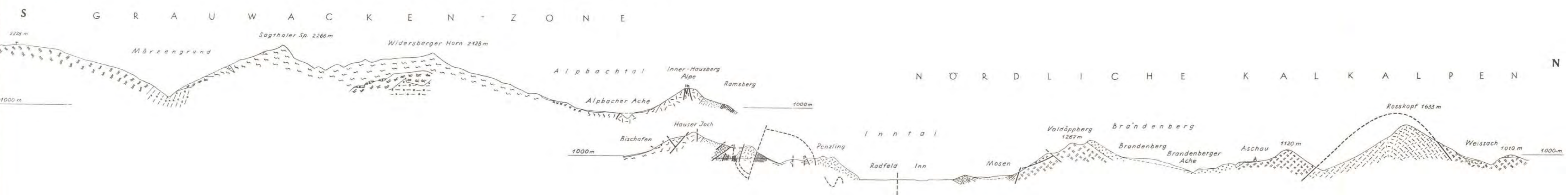
LEGENDE :

- Ausstrich der Hauptbewegungsflächen
- Ausstrich weiterer durchgreifender Bewegungsflächen
- Ausstrich kleinerer Bewegungsflächen
- Höhere tektonische Einheit
- Tiefere tektonische Einheit

LEGENDE zu den Profilen :

- | | | | | | |
|-------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|---|---------------------------------------|------------------------|
| Quartäre Ablagerungen | Plattenkalk u. Hauptdolomit | } bayrisch-
traiische
Fazies | Raibler Schichten | } Buntsandstein u. Werfener Schichten | Schwarzer Augenfazies |
| Angerberg Schichten (Tertiär) | Wettersteinkalk | | Parnach-Schichten | | } Hohenegg-
Fazies |
| Gosau-Schichten | Ramsau-Dolomit | } Beronesgä-
ner Fazies | Anigische Kalke u. Dolomite | } Gabbroamphibolit | |
| Lias-Kalke | Öckerig anwilt. Kaise | | Kalksandsteine u. Breccien d. Reichenhaller Schichten | | Wildschönauer Schiefer |

GEOLOGISCHES ÜBERSICHTSPROFIL 1 : 50.000



gez. nach d. Geol. Spezialkarte v. O. Ampferer u. Th. Ohnesorge (1918)

Geologische Neuaufnahme v. H. Pirkl 1955-58

gez. nach d. Geol. Karte v. O. Ampferer (1922)

PLÄNE VON BERGBAUEN

im Trias-Streifen (einschließlich des Schwazer Dolomits) von Schwaz bis Wörgl südlich des Inn (Tirol)

Fig.1 Bergbau Kleinkogl: Hohes Ort vom Weinstockstollen.

1:500

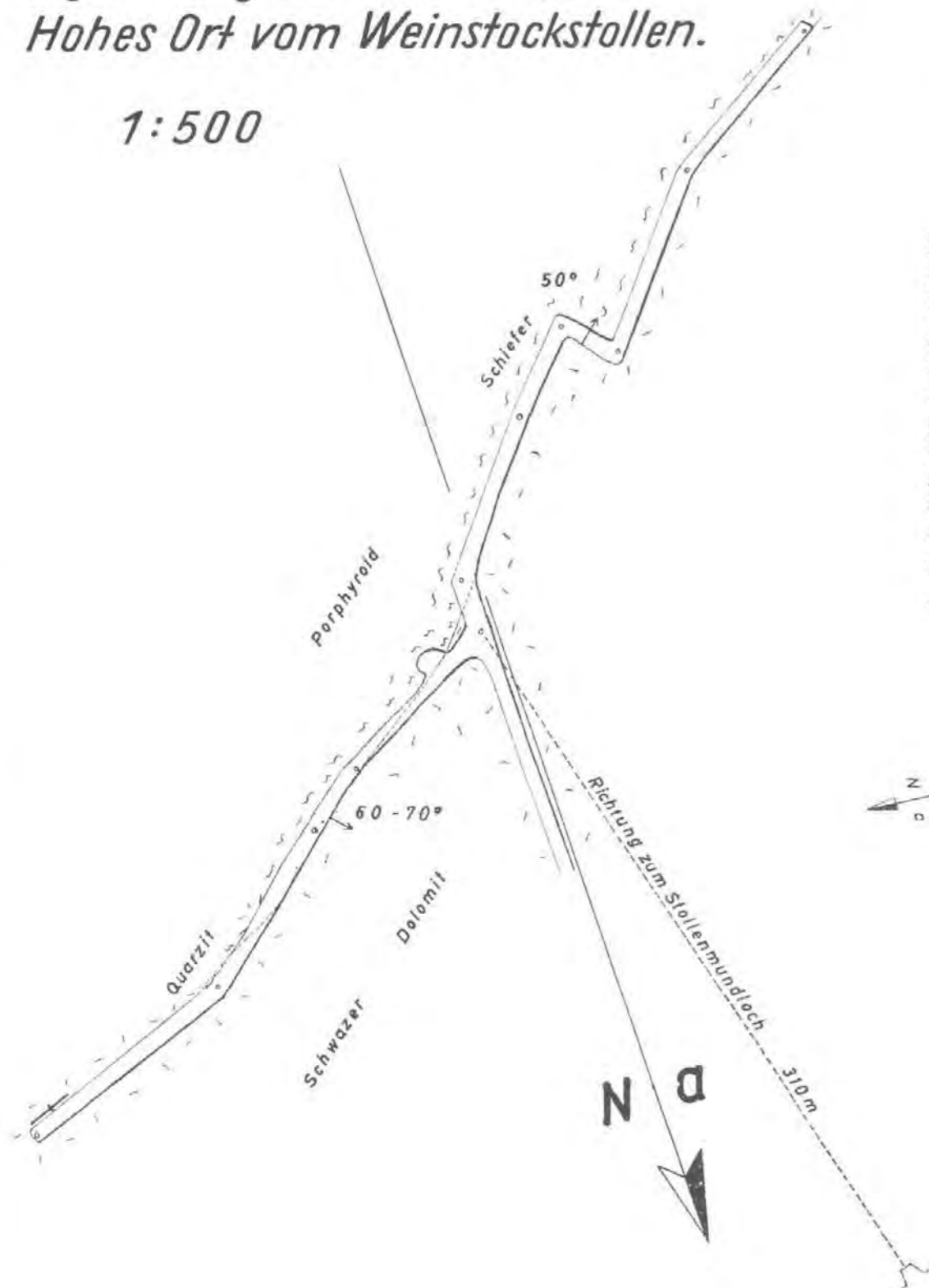
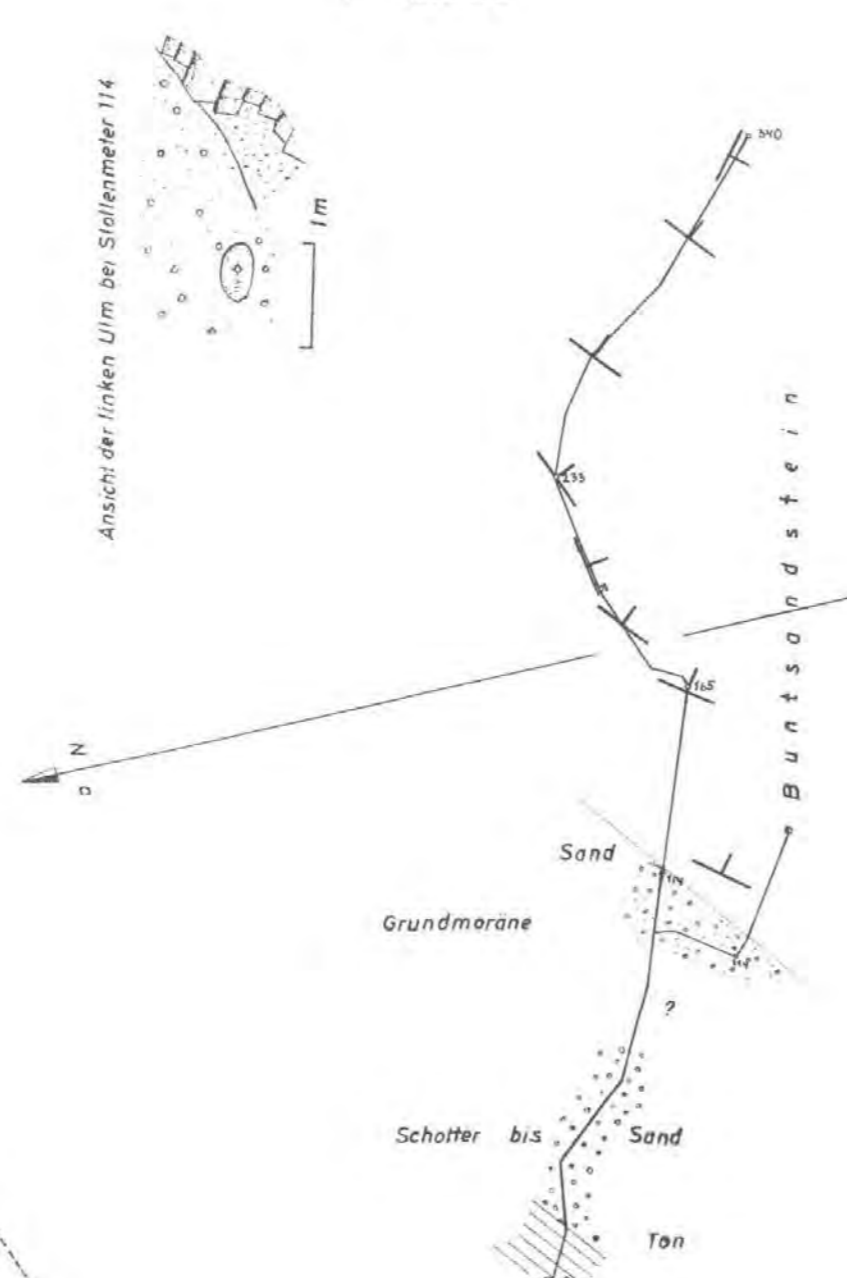


Fig.2 Bergbau Falkenstein: Unterstollen (640m Meereshöhe Offener Teil im Feb. 1955)

1:2000



Vermessen und aufgetragen von H. PIRKL 1955-1957

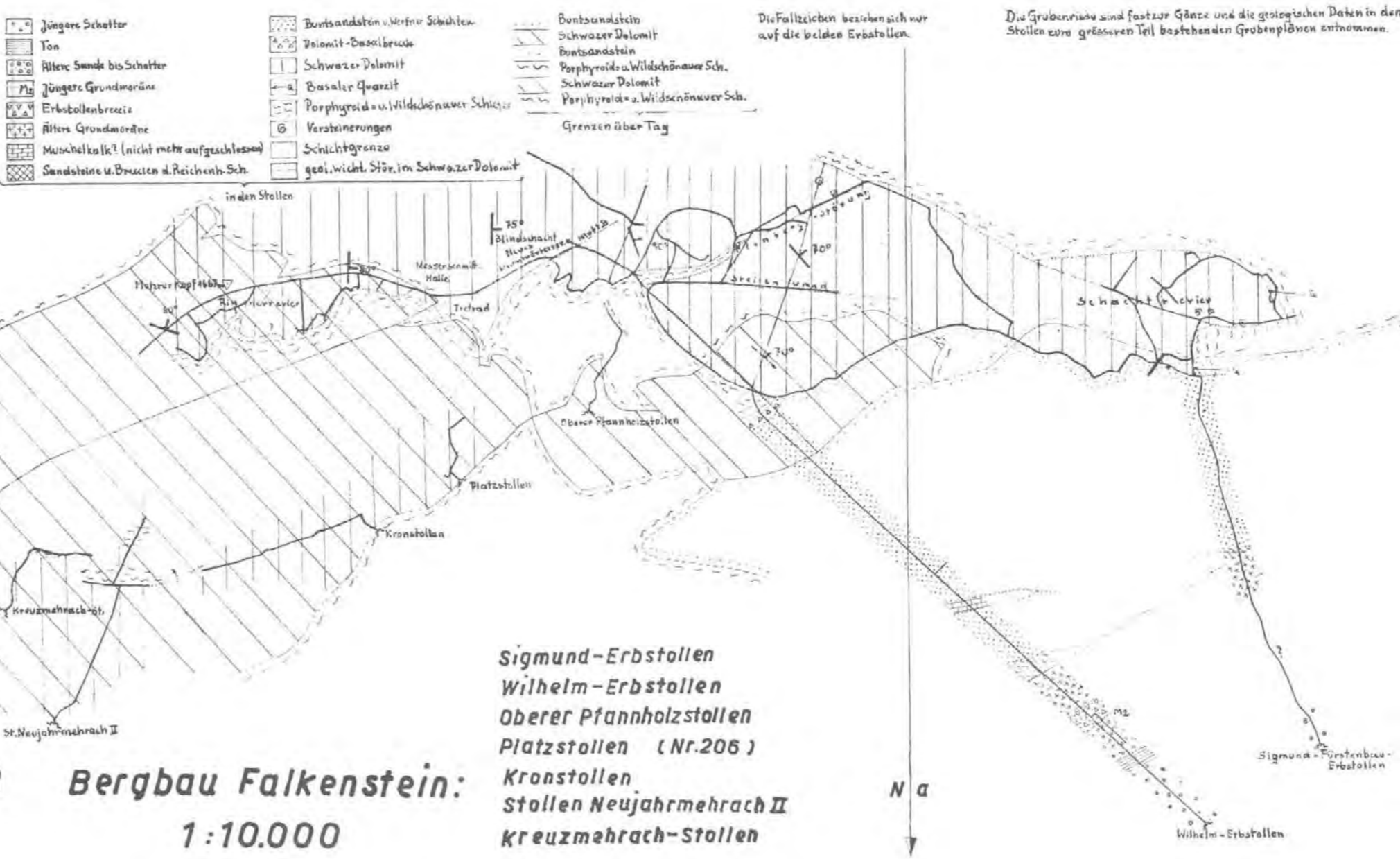


Fig.3 Bergbau Falkenstein: 1:10.000

Fig.4 Bergbau Falkenstein: Die beiden Pfannholzstollen u. zwei benachbarte Baue.

Aufriss

1:2000

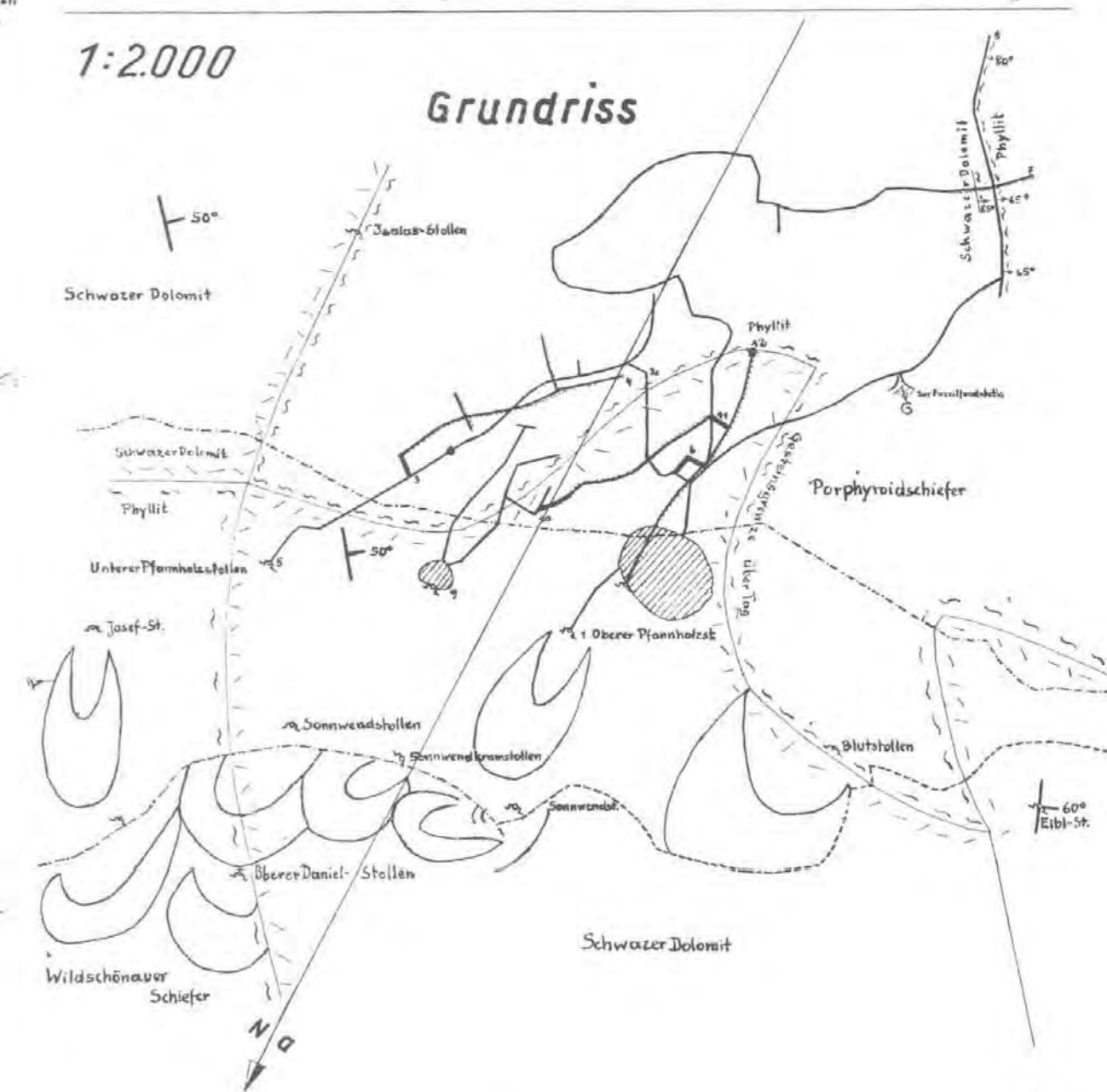


Fig.5 Bergbaue Breitlaub, Bruderwald u. oberste Teile des Schwazer Eisenstein.

Topographische Grundlage: Katastralmappe 1:2.880 u. Wirtschafts-Karte d. Forstverw. Schwaz (Ö.B.F.) 1:5000. Aufnahme: H. Pirkl 1956/59.

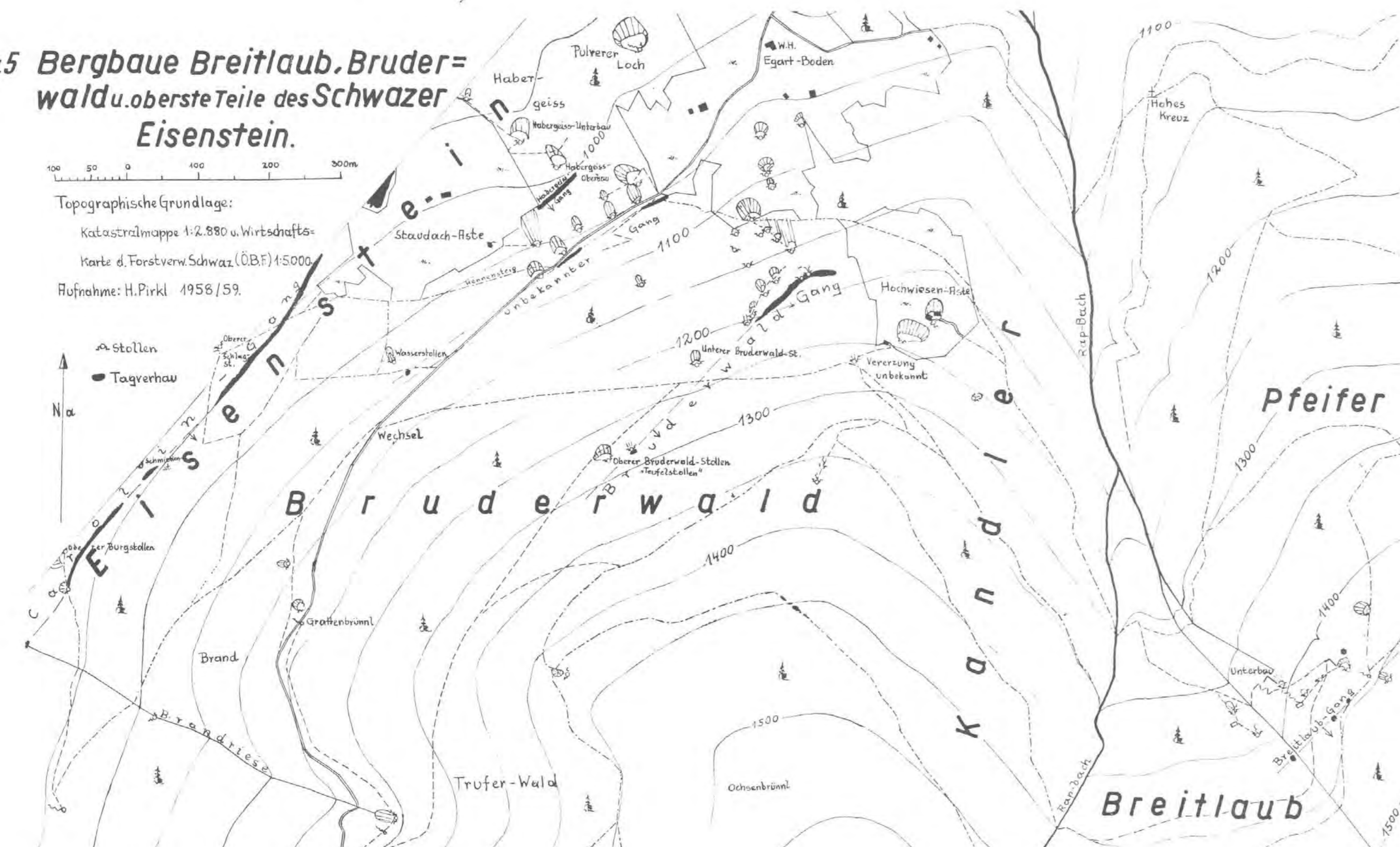
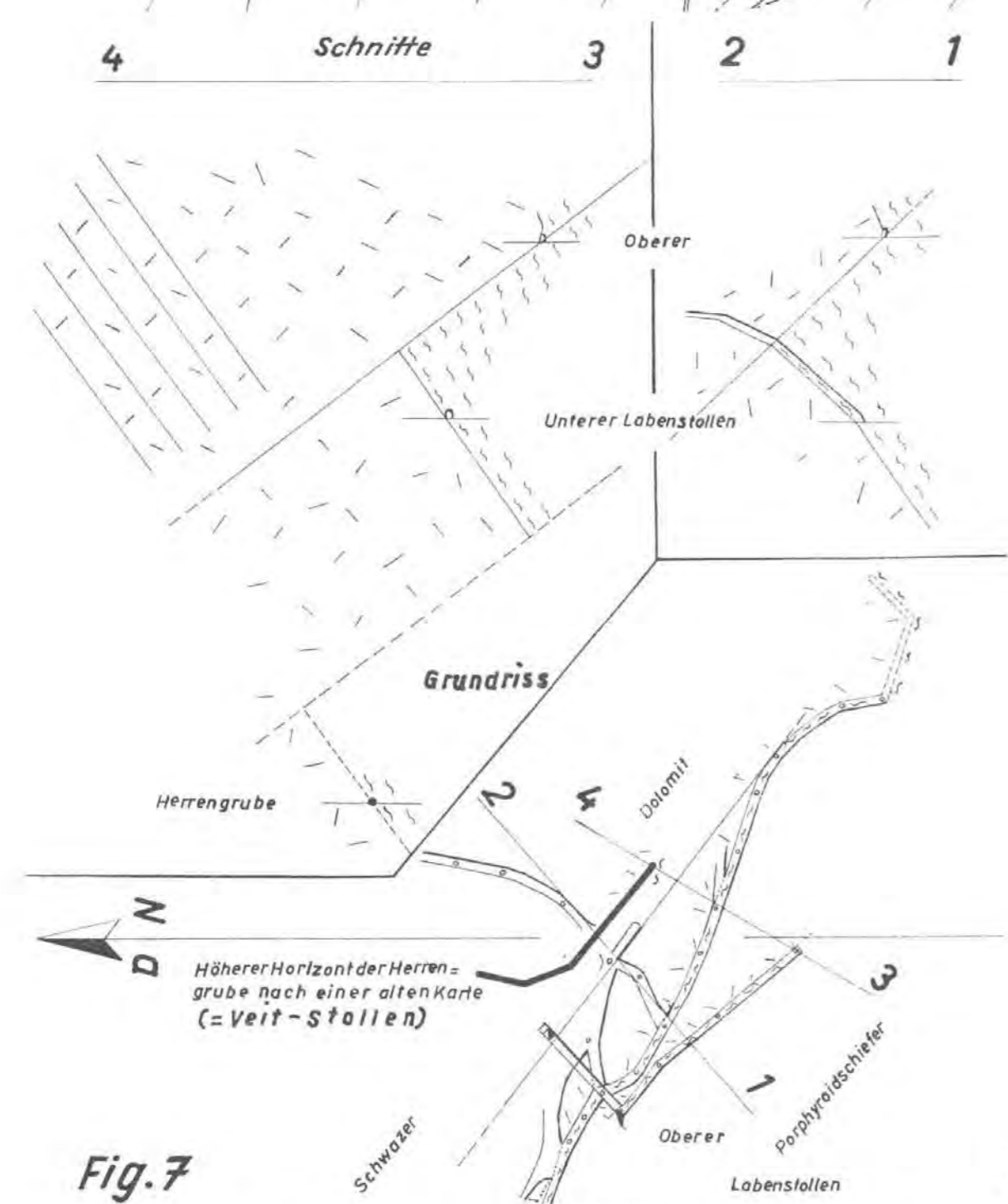
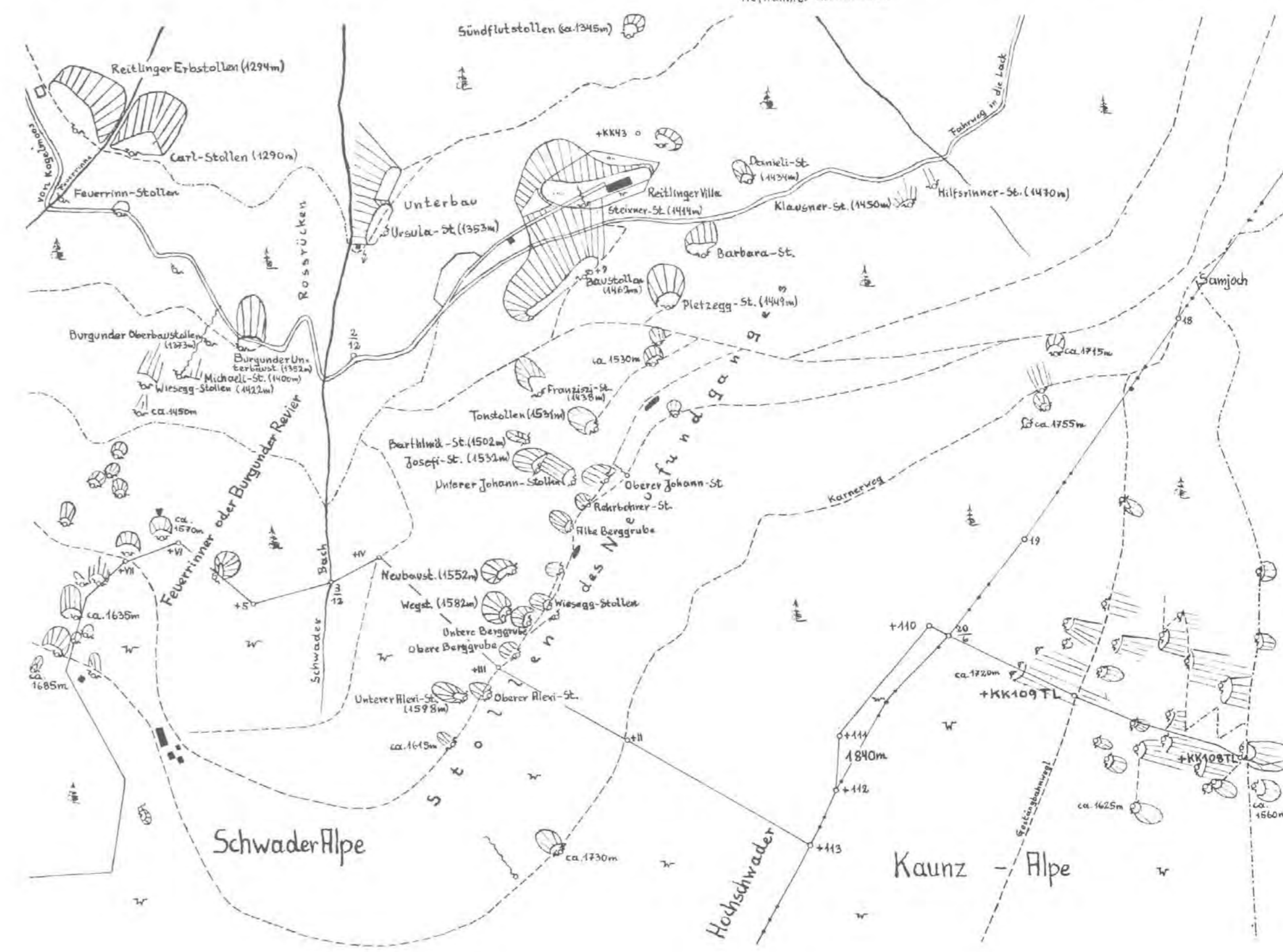
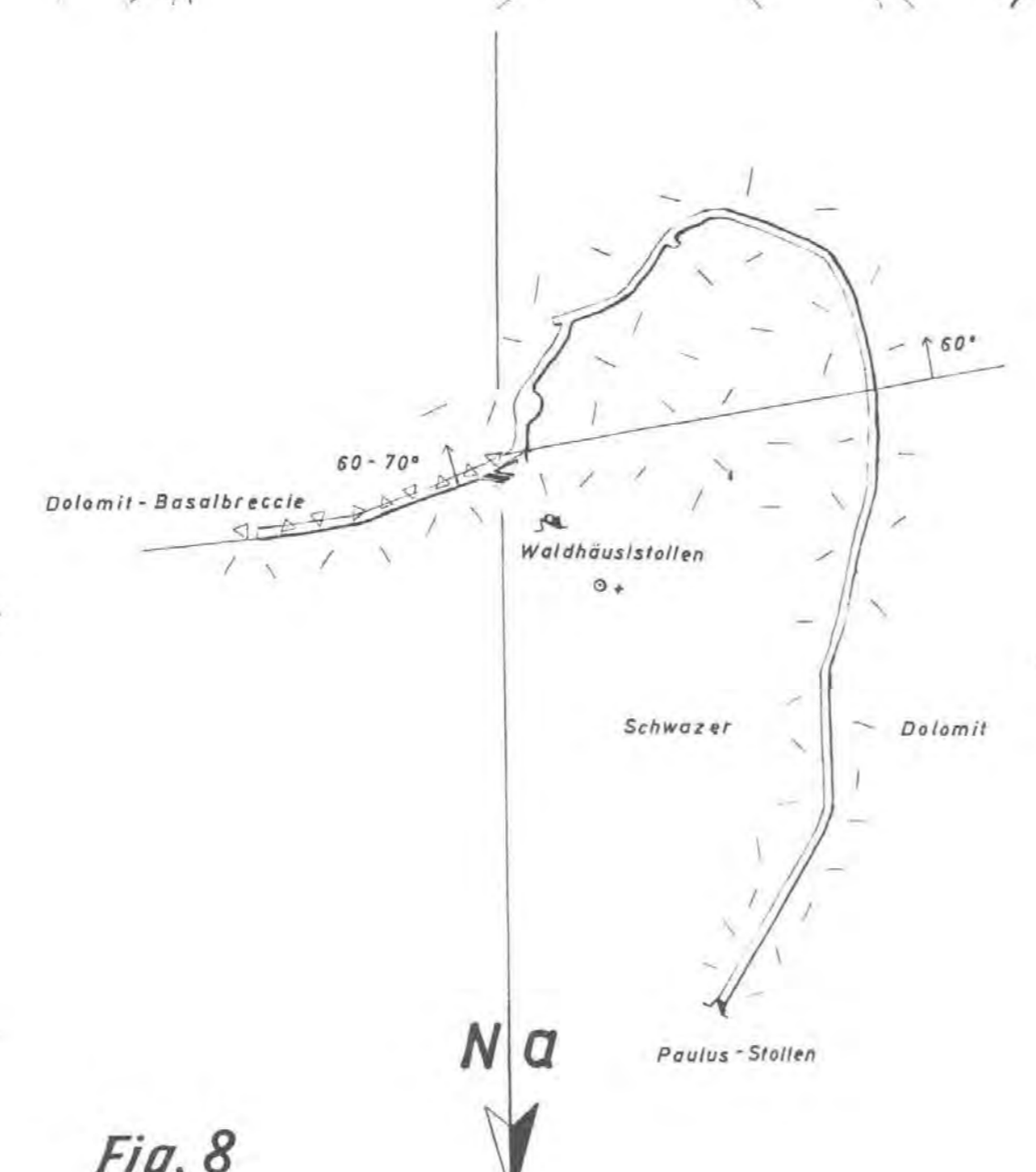


Fig.6 Bergbau Schwader Eisenstein.

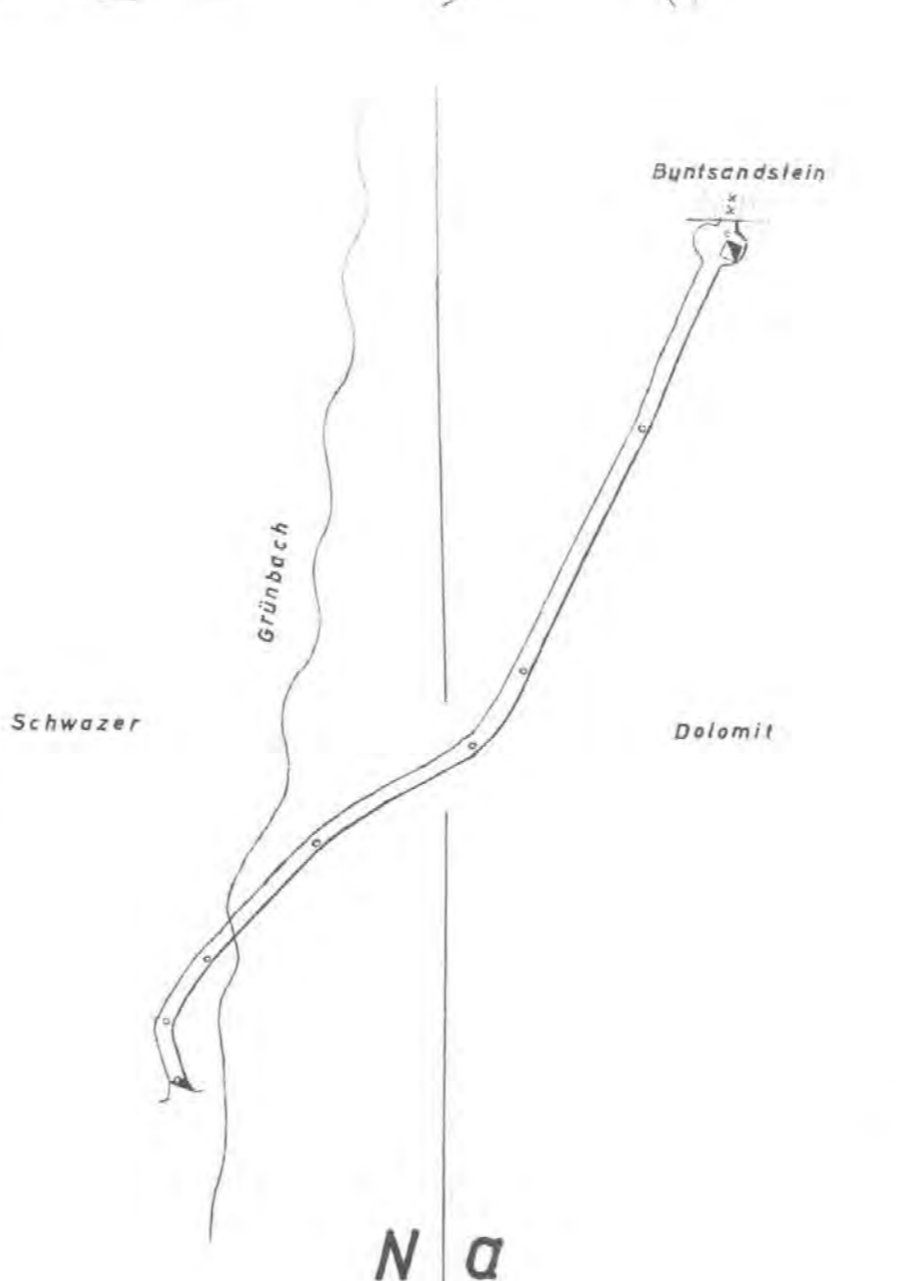
Top. Grundlage: Wirtschafts-Karte d. Forstverw. Schwaz (Ö.B.F.) 1:5000 Aufnahme: H. Pirkl 1958



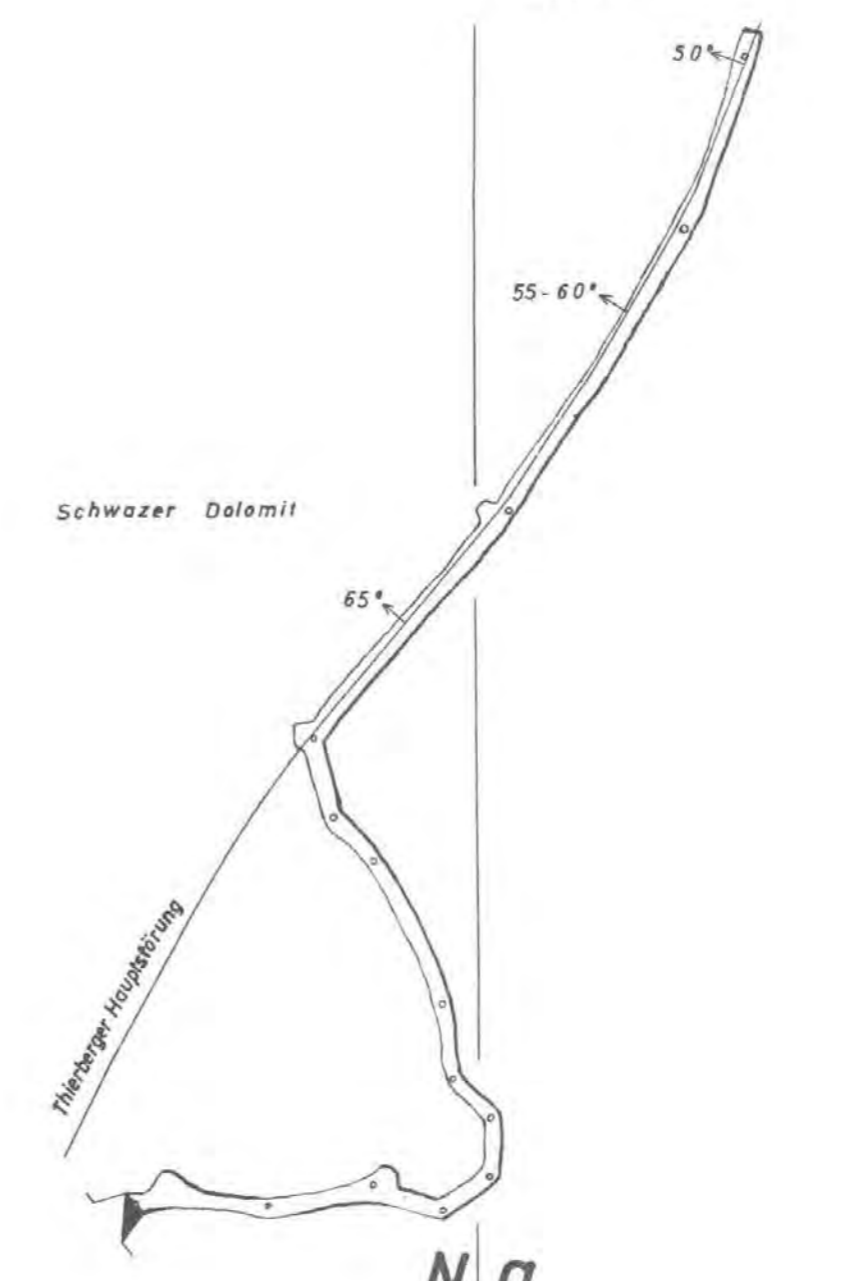
Bergbau Falkenstein: Oberer u. unterer Labenstollen. (Dolomit-Schiefergrenze) 1:1.000



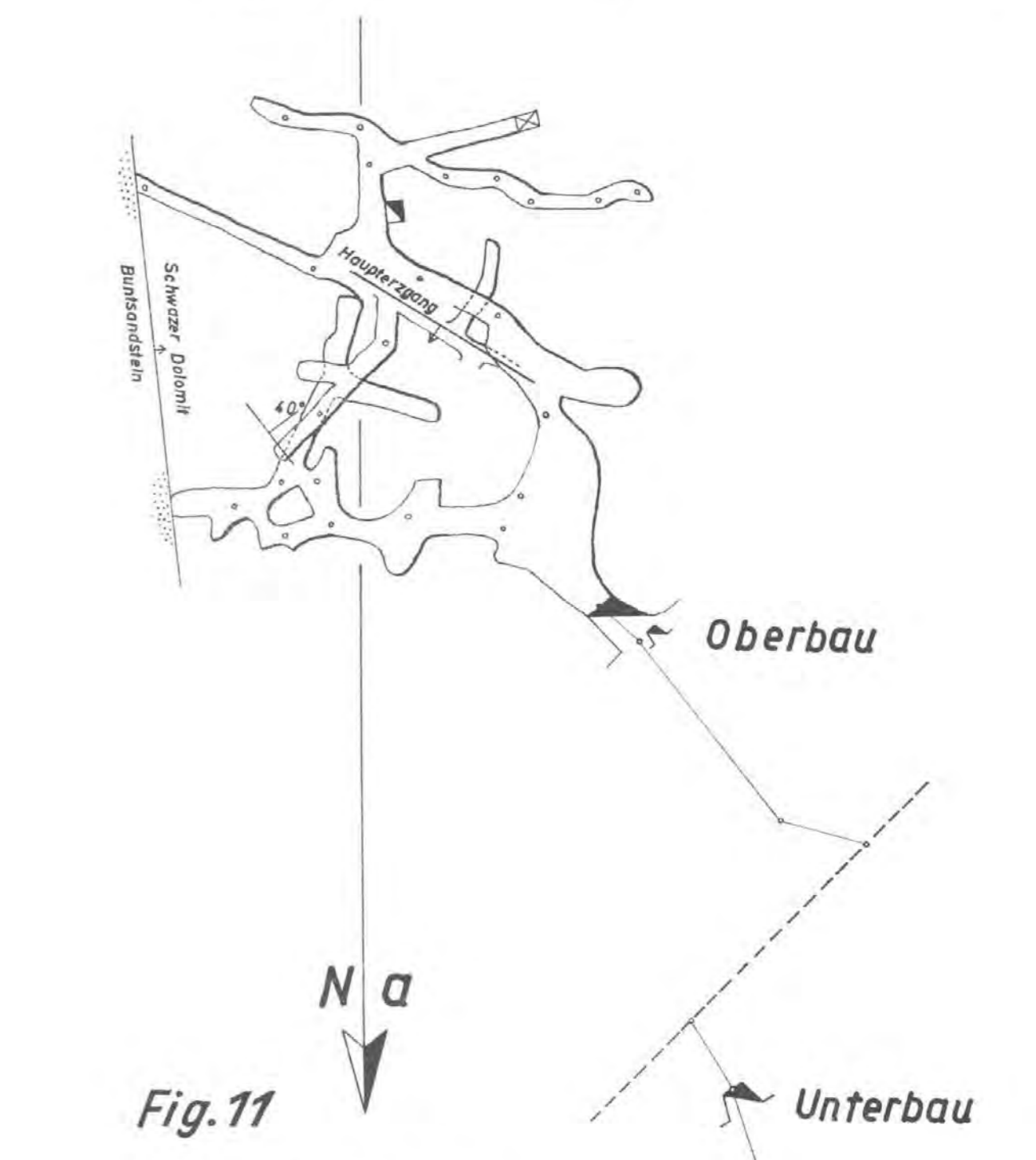
Bergbau Kleinkogl: Paulus-Stollen. 1:1.000



Bergbau Grosskogel: Stollen in der Grünbachrinne zwischen beiden Erzwegen. 1:500



Bergbau Thierberg: Leitner-Stollen. 1:500



Bergbau Vorder-Sommerau. 1:500

Stocker

Petrographisch-tektonische Studien an den Gesteinen der östlichen Sarntaler Alpen

VON HERBERT SKALL*)

Mit Tafel 8 und 9, 2 Phototafeln im Text (10, 11) und 1 Textabbildung

Inhalt

	Seite
Vorwort	151
Einleitung	152
1. Tektonik	152
2. Quarzphyllonite	162
3. Gneise und Glimmerschiefer	175
4. Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer	190
5. Die Kontaktfacies des Brixner Granits	196
6. Die Ganggesteine	200
7. Zusammenfassung	207
Literatur	210

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Josef LADURNER, Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Innsbruck, ausgeführt.

Die Geländearbeit erstreckte sich auf die Sommermonate der Jahre 1955 bis 1957. Die in diesen Jahren gesammelten Ergebnisse wurden durch einige Kontrollbegehungen im Sommer 1958 ergänzt und gefestigt. Die Untersuchung des gesammelten Materials erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Josef LADURNER, möchte ich für seine wohlwollende Unterstützung und seine Anregungen danken. Ebenso möchte ich Herrn Professor Dr. Bruno SANDER für die mir freundlicherweise zur Verfügung gestellten Vergleichsschliffe meinen Dank aussprechen. Besonderer Dank gilt dem Deutschen Alpenverein, der durch eine einmalige Beihilfe diese Arbeit finanziell unterstützte.

*) Adresse des Verfassers: Dr. H. Skall, dzt. Stilfontein, Buffelsfontein G. M. Co., W. Tvl, South Africa.

Einleitung

Die östlichen Sarntaler Alpen gehören größtenteils zum Verband des Brixner Quarzphyllonits. Die Westgrenze des in dieser Arbeit behandelten Gebietes bildet die Talfer zwischen Sarnthein im Süden und Asten im Norden des Pensertales. Die Basalbildungen des Bozner Quarzporphyrs mit Tuffen und Tuffbreccien (diese finden sich nebst untergeordneten Augitporphyren auch noch ohne lokalen Zusammenhang mit dem Porphyrs südlich des Hundskopfes oberhalb Brixen) bilden die Südostgrenze des Aufnahmegebietes. Die rötlichen und violetten Tuffe setzen im Norden am Jocherer Berg ein, wo sie sich gut durch den Farbkontrast von den nach Norden folgenden Phylloniten abheben. Die Grenze Tuff-Phyllonit verläuft am Totenkirchl vorbei und senkt sich von dort stetig, von häufigen Quellaustritten begleitet, zum Schloß Reineck (Castel Regio) oberhalb Sarnthein ab (siehe R. v. KLEBELSBERG 1923). Die Südgrenze verläuft vom Latzfonsner Kreuz entlang dem Blankenbach bis unterhalb Latzfons. Im Osten bildet der Eisack die Grenze. Am Vahrner See setzen die Intrusiva der Brixner Masse ein und begrenzen das Gebiet im Norden bis Asten im Pensertal.

Das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen ist der Quarzphyllonit. Innerhalb der phyllonitischen Gesteine finden sich Einschaltungen von Hellglimmerschiefern und -gneisen, Quarziten, Chlorit-Epidot-Gneisen, Zweiglimmerschiefern und -gneisen, Porphyrgneisen und Porphyroiden. Hinzu kommen Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer sowie Kontaktgneise und mehrere, den Phyllonit durchsetzende Ganggesteine. Die quartären Ablagerungen, die ausgedehnte Flächen einnehmen, werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

Die von B. SANDER (Erläuterung 1929) durchgeführte geologische Kartierung 1:100.000 lag vor. Der vorliegenden Arbeit oblag die Aufgabe, eine Analyse der vorliegenden Gesteinstypen zu geben, vorhandene Deformationspläne zu untersuchen und deren zeitliche Beziehung zueinander und zu den einzelnen Kristallisationen herzustellen.

Als geologische Kartengrundlage dienen die Blätter Brixen und Meran der „Carta Geologica delle Tre Venezie“. Zur Neuaufnahme wurden die Meßtischblätter des Istituto Geografico Militare benutzt, die in den Jahren 1904 bis 1912 aufgenommen wurden. Bei den Ortsangaben werden in dieser Arbeit die deutschen Namen bevorzugt. Nur wo es sich zwecks einer besseren Orientierung nicht vermeiden läßt, werden die italienischen Namen in Klammern beigelegt.

Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse fußen auf der Untersuchung von 150 Dünnschliffen und ungefähr 2000 im Gelände aufgenommenen Daten von B-Achsen, s-Flächen und Klüften.

1. Tektonik Flächengefüge

In bezug auf das Flächengefüge lassen sich vier Homogenbereiche unterscheiden (siehe tektonische Karte, Tafel 8):

I. Homogenbereich

Er umfaßt das Flaggertal (Valle Vallaga), den Hang NE von Alpbach (Rio dell'Alpe) und das Seebachtal (Rio Sebia). Er ist gekennzeichnet durch NW-Streichen des Schieferungs-s, das durchschnittlich 20 bis 30°

nach SW einfällt und in den Kontaktgneisen gegen den Brixner Granit fallweise bis 60° Steilstellung erreichen kann. NW-Streichen und SW-Fallen erstreckt sich nach Westen bis zur Teufelsalpe im oberen Pensertal.

II. Homogenbereich

Nach Südosten (Schalderertal) geht das NW-Streichen dieses Homogenbereiches allmählich in ein EW-Streichen über, das sich in den Hängen des Eisacktales und an der Nordseite des Blankenbaches mit einigen Ausnahmen in ein WNW-Streichen abändert. Das S-Fallen von 30 bis 40° im Schalderertal verflacht sich im allgemeinen im Eisacktale zwischen Vahrn und Brixen und wird in der Gegend von Verdings und Garn wieder auffallend steiler.

III. Homogenbereich

Zwischen Pt. 2556 m und Schönjöchelspitze geht das I. Homogengebiet über in das Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal, das sich durch meist horizontale oder nur schwach geneigte s-Flächen von den anderen Gebieten deutlich unterscheidet. Obwohl als Homogenbereich zusammengefaßt, ist das Flächenstreichen nicht annähernd so konstant wie in den anderen Arealen. Überwiegt auch horizontales s, so ist neben SW-Fallen an der Farnalpe auch noch flaches NW- und N-Fallen stellenweise im Pensertal vorhanden.

IV. Homogenbereich

Lassen sich zwischen den bisher erwähnten Homogenbereichen I, II und III allmähliche Übergänge feststellen, so stehen die Hänge an der Ostseite des mittleren Durnholzertales mit der Bichelbergalpe (Alpe M. Colle), Morgenrast (M. Mattina), Hirscheck (Punta del Cervo), Getrum- und Kassianspitze als östliche Begrenzung in einem scharfen Gegensatz zu den im Westen, Norden und Osten folgenden Homogenbereichen I, II und III. Dieses Homogengebiet begrenzt im Süden der Getrumbach, dessen Einschnitt nach R. v. KLEBELSBERG (1923) eine Dislokation darstellt. Im Westen wird es vom Bereich III durch den Durnholzer Bach getrennt, der nach B. SANDER (1929) einer verdeckten Störung folgt. Im Norden erweist sich das Alpbachtal als Grenze zwischen den nach SW einfallenden Phylloniten des Homogenbereiches I und dem südlich anschließenden Komplex von Phylloniten und Gneisen dieses Homogenbereiches IV. Der Alpbach benutzt in seinem Lauf eine Störungslinie, die sich bis zur Farzellscharte verfolgen läßt. Das Schieferungs-s der im Homogenbereich IV liegenden Gesteine streicht allgemein NS und fällt 10 bis 30° gegen Westen ein. Durch die südlich des Blankenhorns (Corno Bianco) einsetzende Störung, die bis zum Lückl Phyllonite und Gneise trennt und durch eine zweite, die wahrscheinlich durch die Gneise der Kassianspitze verläuft und sich bis zur Lorenzenspitze (Cima S. Lorenzo) fortsetzt, wird der Gegensatz zwischen den nach Westen einfallenden Phylloniten dieses Bereiches und dem Süd- bzw. SW-Fallen der sich nach Südosten anschließenden Phyllonite des Blankenbaches offenbar. Festzuhalten ist also: Stetige Verbiegungen der Flächenlagen sind zwischen den Homogenbereichen I, II, III vorhanden, während der Homogenbereich IV durch Brüche von den anderen Homogenbereichen getrennt ist.

Die Diagramme der s-Flächen aus den Phyllonitgebieten des Seebergs und des Osthangs des Sarntales zwischen Astfeld (Campolasta) und Sarnthein zeigen recht unterschiedliche Flächendaten. Die verhältnismäßig wenigen Aufschlüsse erlauben jedoch keine Aussagen über eine mögliche Inhomogenität.

Achsengefüge

Die um Nord—Süd streichende Hauptachse variiert statistisch im Aufnahmegebiet wenig. Die östlichen Sarntaler Alpen bilden also in bezug auf diese Achse einen Homogenbereich. In bezug auf die anderen Achsen ist es aber zweckmäßig, die östlichen Sarntaler Alpen in fünf Bereiche zu unterteilen, die durch entsprechende Sammeldiagramme charakterisierbar sind (siehe tektonische Karte, Tafel 8).

Flaggertal, Seebachtal und die nach Süden geneigten Hänge des Alpbachtales

Das Sammeldiagramm der B-Achsen D 1 a (Tafel 9) (sämtliche Gefügedaten sind mit Hilfe des SCHMIDT'schen Netzes in die untere Halbkugel projiziert worden), das 22 Teildiagramme dieses Gebietes vereint, zeigt bei 10° Südfallen ein generelles Streichen von N 12 W der Hauptachse. Das senkrecht zum Hauptmaximum stehende Nebenmaximum (N 85 W; 15 W) kennzeichnet einmal Feinfältelungen, zum anderen jedoch weitaus häufiger dezimetergroße Stauchfalten, auf die im folgenden noch eingegangen wird. Alle vorhandenen linearen Richtungen streuen in den Aufschlußbereichen derart, daß sie sich nur schwer voneinander trennen lassen. Das Sammeldiagramm gibt daher keinen Aufschluß über die Anzahl unterscheidbarer Achsen, sondern lediglich über die statistische Verteilung der einzelnen Achsen; es läßt also die vorliegenden Deformationspläne nur mangelhaft erkennen. Selbst die Teildiagramme ergeben oft kein eindeutiges Bild von der Anzahl der im betreffenden Aufschlußbereich unterscheidbaren Achsen.

Sehr wichtig für die Achsenanalyse sind daher die auf derselben s-Fläche sich kreuzenden Linearen. Finden sich so innerhalb der Aufschlußbereiche auf verschiedenen s-Flächen jeweils NS streichende Feinfältelungen zusammen mit beispielsweise NE—SW streichenden, NW—SE streichende mit EW verlaufenden, und treten diese miteinander kombiniert auf, so kann man auch bei schwankender Streichrichtung der einzelnen Fältelungsachsen vier verschiedene Achsenrichtungen mit Sicherheit annehmen. Neben den im Sammeldiagramm D 1 a durch Haupt- und Nebenmaximum gekennzeichneten zwei Achsenrichtungen sind noch zwei weitere vorhanden, die wohl in den Teildiagrammen aufscheinen, im Sammeldiagramm D 1 a aber keine speziellen Maxima bilden, und deren Raumdaten daher nicht statistisch angegeben werden können. Es ist dies eine NE- bzw. NW-streichende Achse. Die NS und EW streichenden Achsen lassen sich fast in jedem Teildiagramm erkennen. Alle vier Achsenrichtungen sind häufig nicht in jedem Aufschlußbereich vorhanden. In den Teil- und Sammeldiagrammen wird die NS-Achse mit B, die NE- mit B', die NW- mit B'' und die EW-Achse mit B''' bezeichnet.

Die in die Teildiagramme eingetragenen Pole der s-Flächen lassen sich meistens in ein π -Maximum zusammenfassen. Daneben ist in einigen Fällen zumindest die Andeutung eines π -Kreises zu erkennen. Die senkrecht zu diesen Kreisen stehenden, mit β bezeichneten Schnittgeraden tautozonaler Flächen fallen in den einzelnen Aufschlußdiagrammen genau oder annähernd teils mit B, teils mit B'' oder mit B' zusammen.

Die in die einzelnen Teildiagramme eingetragenen Faltenachsen (b) von Falten im Dezimeter- bis Meterbereich sind durch Einmessen der Faltschenkel konstruktiv ermittelt worden. Sie decken sich in den Teildiagrammen gut mit B, B' und B''. In das Punktsammeldiagramm sind Lineare (B, B', B'', B'''), Achsen von Großfältelungen (b) und die Maxima der Schnittgeraden tautozonaler Flächen (β) der Teildiagramme differenziert eingetragen worden. Es läßt sich erkennen, daß die Häufung von b mit dem Maximum von B zusammenfällt. Gleichfalls liegt die NE-, EW- und möglicherweise auch die NW-Achse als Großfältelung vor. Obwohl bei vier vorhandenen linearen Richtungen β auch bei zufälliger Lage leicht einem der B zugeordnet werden kann, so ist es dennoch wahrscheinlich, daß die vorhandenen β -Maxima unzufällig sind. So fallen die β mit B, B' und B'' zusammen. B'' ist im Gebiet des Flaggertales wie auch im ganzen Aufnahmebereich nur schwach ausgebildet. Die Großfältelungen (b) und die fallweise aus den Teildiagrammen ersichtlichen β sind syntektonisch zu den Prägungsakten der Linearen. Eine über weitere Bereiche sich erstreckende Großfältung ist nicht vorhanden.

Eine eigenartige Ausbildung zeigt die EW streichende Stauchfalte. Sie ist in ihrem Verlauf sehr unregelmäßig und variiert von N 60 E bis N 60 W, wobei Überkreuzungen und Gabelungen dieser Stauchfalten nicht selten sind (Bild 1, Tafel 10). Diese Stauchfalte ist wahrscheinlich ein „B' \perp B“ der NS streichenden Hauptachse.

D 1 b zeigt die Anordnung der in unmittelbarer Umgebung der Flaggerscharte eingemessenen Klüfte. Das Maximum der Klüftpole deckt sich mit dem des Achsensammeldiagramms D 1 a. Das Maximum in D 1 b stellt ac-Klüfte zur NS-Achse dar. Die dominierende Rolle der die NS-Achse prägenden Deformation läßt sich also auch deutlich im Klüftbild ablesen.

Schalderer- und Spiluckertal

Das Sammeldiagramm D 2, das acht Teildiagramme umfaßt, zeigt als bevorzugte Achsenrichtung eine Achse, die N 8 W streicht und die entsprechend den steiler stehenden Schieferungsflächen 25° gegen Süden einfällt. Das Nebenmaximum in EW des Diagramms stellt wieder die Stauchfalte dar, die in gleicher Ausbildung und Häufigkeit auch im Flaggertal vorhanden ist und auch hier wiederum ein „B' \perp B“ zur NS streichenden Hauptachse darstellt. Daneben ist noch eine — allerdings seltene — zirka EW streichende Lineare vorhanden. Mit wenigen Ausnahmen, wie z. B. am Ostgrat des Scheibenberges, wo nur die NE-Achse vorliegt, oder innerhalb eines Aufschlusses im unteren Schalderertal, in dem zwar die NS-Achse vorhanden ist, jedoch gegenüber der NE-Achse zurücktritt, läßt sich die NS-Achse in den meisten Teildiagrammen als bevorzugte Richtung

erkennen. In keinem der eingemessenen acht Aufschlußbereiche sind alle vier linearen Richtungen vorhanden. Bei synoptischer Betrachtung der Teildiagramme ergeben sich jedoch wieder wie im Flaggertal vier Achsenrichtungen, wobei die NE- und NW-Achse in D 2 als Maxima nicht hervortreten.

Die Flächenpole der Teildiagramme bilden teilweise einen π -Kreis. β deckt sich mit B' ; ist also sicherlich nicht zufällig. In einigen Fällen decken sich die β -Maxima nicht mit den entsprechenden Häufungsstellen der Linearen. Sie könnten jedoch nach Kenntnis der zwar nicht im betreffenden Aufschluß vorliegenden, aber im weiteren Bereich vorhandenen Achsen B' und B'' diesen zugeordnet werden. Aus dem Punktsammeldiagramm, in das Lineare (B) und die vorhandenen β der einzelnen Teildiagramme differenziert eingetragen wurden, geht hervor, daß die drei β -Maxima der Teildiagramme sich der NE- und EW-Achse zuordnen lassen, während die zirka NS streichende Achse wohl als bevorzugte Lineare vorhanden ist, daß aber eine Verstellung der s-Flächen um eine Tautozonali-tätsachse (β) homotaktisch zur NS-Achse nicht erfolgt ist.

Eisacktal und Blankenbachtal

Das aus den Achsendaten von elf Teildiagrammen zusammengesetzte Sammeldiagramm D 3 zeigt weitgehende Übereinstimmung mit den Sammeldiagrammen des Flagger- und Schalderertales. Die Hauptachse streicht auch hier N 7 W und fällt 14° gegen Süden ein. Die EW-Achse (B'') liegt horizontal und streicht N 78 E. Die Stauchfalte ist im Eisacktale sehr häufig und in typischer Ausbildung vorhanden, tritt aber im Blankenbachtal und in der Umgebung der Königangerspitzte stark zurück. Wie im Flagger- und Schalderertal tritt die NW- und NE-Achse statistisch im Sammeldiagramm nicht hervor. Die NS-Achse ist auch hier die am häufigsten auftretende Achse. In den Gneisen und Phylloniten dieses Gebietes, die meistens in s liegen, konnten nur zwei Achsen von Großfältelungen eingemessen werden. Die Faltenachsen (b) der Großfältelungen streichen beide NS und fallen entsprechend dem B der Feinfältelungen im Sammeldiagramm leicht nach Süden ein. In einem Aufschluß im Bereiche NE Schnauders deckt sich b mit dem B der Feinfältelung. In einem Aufschluß im oberen Thinnebachtal, wo B fehlt und B'' hervortritt, deckt sich b nicht mit B'' .

Die β -Maxima der Teildiagramme decken sich genau oder annähernd mit B. Im Punktsammeldiagramm fallen b und β mit B zusammen. Ihre Prägungen sind also syntektonisch zur Haupteinengung erfolgt.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der östlichen Sarntaler Alpen, die ein ausgeprägtes s mit feinen Linearen zeigen, kommen jedoch besonders im Bereich zwischen Latzfons, Verdings und Garn teilweise intensiv verfältelte Phyllonite vor. Sind bisher nur Falten im Dezimeter- bis Meterbereich beobachtet worden, so ist möglicherweise eine großräumige Falte mit zirka EW streichender Achse zwischen Verdings und Garn vorhanden. Das zwischen den beiden Ortschaften aufgenommene Teildiagramm der s-Pole und der Linearen zeigt ein deutliches β in zirka EW des Diagramms. Die

Achsen der Feinfältelungen fallen jedoch nicht mit β zusammen, sondern streichen von NNW bis NNE und fallen teils nach Norden, teils nach Süden ein. Die konstruktiven Ebnungen, die an Hand der Diagramme durchgeführt wurden und die eine relativ zeitliche Beziehung der vorliegenden Durchbewegungspläne ableiten sollten, blieben ergebnislos. Das ist insofern nicht überraschend, da die linearen Richtungen, wie schon erwähnt, sehr stark in den einzelnen Aufschlußbereichen streuen und schlecht voneinander abzugrenzen sind.

Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal

Während in den bisher behandelten Gebieten die Hauptachse (B) um N 10 W streicht, geht sie, wie aus dem Sammeldiagramm D 4 a ersichtlich, im Gebiet zwischen Durnholzer- und Pensertal in eine N 15 E-Streichrichtung über. B variiert in den einzelnen Teildiagrammen von N 15 W bis N 25 E. Mit einigen Ausnahmen, in denen die NE-Achse (B') dominiert, ist B in den Teildiagrammen als bevorzugte Richtung vorhanden. Die Stauchfalte tritt fast völlig zurück und wird durch eine seltene, ungefähr N 80 W streichende Lineare abgelöst. Die NW-Achse ist am schwächsten ausgebildet, während die NE-Achse deutlicher ist.

Bei Betrachtung des Punktsammeldiagramms zeigt sich, daß die β -Maxima der einzelnen Teildiagramme mit einer Ausnahme nicht mit B zusammenfallen, sondern mit B'. Dies gilt ebenso für die Faltenachsen (b) der Großfältelungen. Es sind also b und β überwiegend während Prägung der NE-Achse (B') entstanden.

Das stärkere Hervortreten von B' kommt auch im Kluftsammelediagramm (D 4 b) zum Ausdruck. Das Hauptmaximum in D 4 b stellt ac-Klüfte zur NE-Achse dar.

Die Einengungen wirkten sich derart aus, daß die leichter deformierbaren Phyllonite gefältelt wurden, während die starren Gneislagen diese Fältelung vielfach nicht mitmachten. Aber auch innerhalb der Gneise kann man verschiedenes Festigkeitsverhalten der einzelnen Typen beobachten. So zeigt besonders deutlich ein Aufschluß westlich des Hurlach (M. Corlo) im Bereich zwischen Penser- und Durnholzertal im Liegenden kompakten, kaum durchbewegten und im Aufschluß ziemlich homogen wirkenden, rötlichen Gneis. Das Hangende hingegen wird von inhomogenem, mit Quarzknuauern durchsetztem Gneis gebildet, der intensiv verfältelt ist. Bild 2 auf Tafel 10 zeigt einen anderen Aufschluß zwischen Hurlach und Kollmannspitze. Im rechten Teil der Abbildung liegen Phyllonit (unten) und Gneis (oben) im ursprünglichen Verband, während im linken Teil der Abbildung wohl der Phyllonit als Unterlage der Gneise vorhanden ist, die Gneise selbst aber fehlen. Sie sind entlang einer zirka NW streichenden und steilstehenden Schubfläche ausgesichert worden. Die Schubfläche bildet nicht etwa eine scharfe Trennfläche, sondern der Phyllonit ist stellenweise noch in den Gneis hineingepreßt worden. Dieses Hineinpressen des Phyllonits in den Gneis ist im Anschluß an die Ausscherung erfolgt; beides geschah zu einer Zeit, als laminares Gleiten im Phyllonit stattfand, also während eines Prägungsaktes. Das unterschiedliche Festigkeitsverhalten

der Gesteinstypen bewirkte also, daß sich die Einengungen in Phylloniten und Gneisen nicht gleichartig vollzogen. Dies ist vielfach der Grund für die komplizierte Lagerung, wie sie in Bereichen wechsellagernder Phyllonite und Gneise verbreitet ist und die im Kartenbild kaum annähernd zum Ausdruck kommen kann. Neben anderen, weniger augenfälligen Beispielen stehen sich Phyllonite und Gneise tektonisch begrenzt am Hurlach, im oberen Getrumtal südlich des Blankenhorns, am Lückl (Kassianspitze) gegenüber. Ebenso verläuft wahrscheinlich eine Störung entlang dem Oberlauf des Kollmannbaches (Rio Colma) im mittleren Durnholzertal. Sie wird von Gehängeschutt verdeckt und trennt die Gneise der Radelspitze von den sich nach Norden anschließenden Phylloniten.

Ob es sich in den einzelnen Fällen um eine während einer Achsenprägung erfolgten Ausscherung starrer Gneislagen oder um unabhängig von den Achsenprägungen erfolgte Dislokationen handelt, ist schwer zu entscheiden. In den Fällen, wo es sich um Verschiebungen von mindestens 300 bis 400 m handelt, wie am Kollmannbach oder südlich des Blankenhorns und am Lückl (Kassianspitze), dürften diese durch Dislokationen entstanden sein, die unabhängig von den achsenprägenden Einengungen erfolgten. Betrachtet man die einzelnen Flächenhomogenbereiche (I, II, III, IV) und vergleicht ihre unterschiedlichen, generellen Flächendaten, so läßt sich erkennen, daß die Prägung dieser Daten nicht in einem ersichtlichen kausalen Zusammenhang mit den B-Achsen prägenden Einengungen steht; d. h. also, daß die verdeckten und sichtbaren Dislokationen, welche die Bereiche gleicher Flächendaten zum Teil voneinander trennen, nicht den vorliegenden Einengungsplänen zuzuordnen sind. Es lassen sich zwei in ihrer Mechanik unterschiedliche Bewegungsbilder erkennen:

- a) Achsenprägende Einengungen und gleichzeitige, oben beschriebene, selektive Ausscherung starrer Bereiche.
- b) Eine mit a) nicht im Zusammenhang stehende Bruchtektonik.

Das Gebiet zwischen Durnholzerbach, Getrum- und Alpbach

Eine Achsenanalyse des im Sammeldiagramm D 5 zusammengefaßten Gebietes zu geben, ist insofern schwierig, da die einzelnen Linearen derart variieren, daß es oft nicht möglich ist, sie mit den in den anderen Bereichen analysierten Achsenrichtungen zu konfrontieren. Das Hauptmaximum in D 5 gibt als Hauptachse eine Lineare mit NS Streichen und 15° Südfallen an. Das untergeordnete Nebenmaximum (N 20 E, 20 S) ist wahrscheinlich die NE-Achse (B'), während aus der Lage des Nebenmaximums (N 60 W) nicht sicher hervorgeht, ob es sich um eine verstellte NW-Achse oder um eine etwas verstellte EW-Achse handelt. Die ungefähr EW streichende Stauchfalte ist, wie im Gebiet zwischen Penser- und Durnholzertal, sehr selten. Aus dem Punktsammeldiagramm geht hervor, daß die β -Maxima der Aufschlußdiagramme häufig mit B' zusammenfallen. Während Prägung der NE-Achse ist also gleichzeitig in vielen Fällen eine tautozonale Verstellung der Flächen homotaktisch zu dieser erfolgt.

Bild 1
Stauchfalten

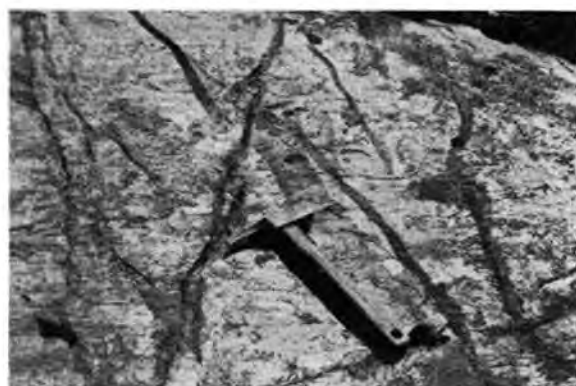
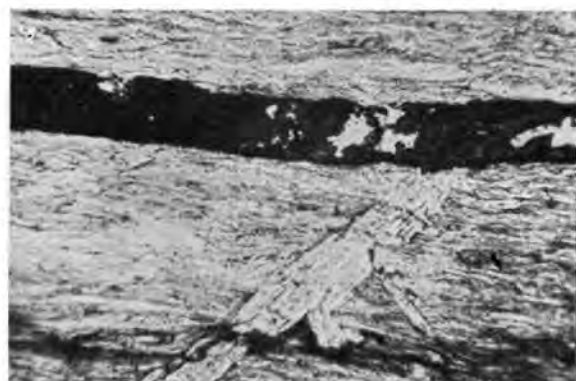


Bild 2
Gneis und Phyllonit stehen
sich an einer steil stehenden
Schubfläche konkordant ge-
genüber.



Bild 3
Hellglimmerneubildung mit
si von kleinen Hellglimmern.
Daneben sekundäres Erz.
|| Nikols.



Das Alter der Deformationen und ihre Beziehungen zur Intrusion des Brixner Granits und zur Eruption des Bozner Quarzporphyrs

Da, wie schon erwähnt, eine relative Altersbestimmung der einzelnen Achsen durch konstruktive Ebnung kein Ergebnis brachte, bleiben nachfolgende Untersuchungen auf Beobachtung der sich kreuzenden Linearen und auf vereinzelt, diesbezügliche Korngefügeuntersuchungen beschränkt. Diese zeigten in einem Fall, daß die NS-Achse im Bereich des untersuchten Handstückes bei Prägung der NE-Achse schon vorhanden war. Die Beobachtungen der sich auf s-Flächen kreuzenden linearen Richtungen mit Hilfe des Binokulars brachten nur insofern ein eindeutiges Bild, als festgestellt werden konnte, daß die ungefähr EW streichende Stauchfalte die NS-Achse und fallweise auch die NE- und NW-Achse verstellt. Bei den sich kreuzenden B, B', B'' jedoch konnte in keinem Fall mit Sicherheit eine Aussage über das relative Alter gemacht werden. Das an Hand der einzelnen Belegstücke vermutete Alter der Deformationen begünstigt die Annahme, daß eine zeitliche Überlagerung der einzelnen Prägungen möglich ist.

Versucht man eine Beziehung zwischen den Einengungen und der Prägung der generellen s-Daten der Flächenhomogenbereiche I, II, III, IV bzw. der Bruchtektonik herzustellen, so ergeben sich zwei Möglichkeiten:

a) Die achsenprägenden Einengungen sind jünger. Die B-Achsen wurden auf teils süd-, südwest-, fallweise auch nordfallenden oder horizontalen Schieferungsflächen der Bereiche gleicher Flächendaten entsprechend der jeweils vorhandenen Struktur (zum Teil ziemlich steil) geprägt.

Viel wahrscheinlicher ist aber die Annahme, daß

b) die Einengungsvorgänge älter sind; die Achsen und auch die vorhandenen β wurden nachträglich entsprechend den generellen Flächendaten der Homogenbereiche vertikal verstellt. Die Dislokationen, welche die einzelnen Flächenhomogenbereiche zum Teil voneinander trennen, dürften demnach also jünger als die Achsenprägungen sein.

Die südlich vom Jocherer Berg einsetzende Störung, welche die Phyllonite und die Tuffe des Bozner Quarzporphyrs voneinander trennt, zieht sich nach R. v. KLEBELSBERG (1923) bis in die Gehänge von Klausen. Parallel zu dieser verläuft die Störung südlich vom Blankenhorn (Corno Bianco), die Gneise und Phyllonite trennt und sich bis zum Lückl (Passo del Lucolo) verfolgen läßt. Beide laufen ungefähr parallel zur Villnösser Linie und sind möglicherweise eine Fortsetzung dieser Störungslinie nach Westen. Nach M. v. MOJSISOVICS (1879) durchsetzt die Villnösser Linie weiter im Osten sämtliche mesozoische Bildungen bis hinauf zur Kreide. Die nachweislich letzten Bewegungen an der Villnösser Linie sind demzufolge spätkretazisch bis tertiär. Für die Störung südlich vom Jocherer Berg, längs der Phyllonite und permische Tuffe gegeneinander versetzt sind, ist mit Sicherheit alpines Alter anzunehmen. Alpines Alter ist ebenso für die unabhängig von den Achsenprägungen erfolgten übrigen Dislokationen wahrscheinlich.

Die mit den Basaltuffen des Bozner Quarzporphyrs zu Tuffbreccien verkitteten Aufarbeitungsprodukte des Untergrundes, also der Phyllonite und Gneise, sind, wie bereits F. v. WOLF (1908) feststellte, deutlich geschie-

fert. Auf ihren Schieferungsflächen finden sich Feinfältelungen, so daß nach B. SANDER (1929) sicher ist, daß Achsenprägungen älter sind als die permischen Ergüsse des Bozner Quarzporphyrs. Das durch die Granit-intrusion steilgestellte *s* der Kontaktgesteine der Südumrandung des Brixner Granits weist selten, aber doch stellenweise Lineare auf. Da nicht angenommen werden kann, daß die Achsen auf den durch das Aufbrechen des Granits aufgestellten *s*-Flächen steil geprägt wurden, ist die Deutung gerechtfertigt, daß der Granit die bereits metamorphen und eingengten Phyllonite antraf und sie kontaktmetamorph veränderte. (Siehe Kapitel: Die Kontaktfazies des Brixner Quarzphyllonits.)

Betrachtet man die vorliegenden, unterscheidbaren Achsenlagen, so lassen sich auf Grund der von F. KARL (1954) zusammengestellten B-axialen Gefügeuntersuchungen in den Ostalpen Vergleiche mit den Achsenlagen anderer Gebiete anstellen. Unterscheidbare Achsen in gleicher Anzahl und ähnlicher Lage wie im Brixner Quarzphyllonit kennzeichnet das Altkristallin südwestlich in der Nähe des Brenners, ferner den Bereich der Steinacher Decke, in dem allerdings die Prägungen der NW- und NS-Achsen nachweislich posttriadisch sind. Auffallende Übereinstimmung in Anzahl und Lage unterscheidbarer Achsen ist ebenfalls im westlichen Bereich des Innsbrucker Quarzphyllonits vorhanden, wobei hier festgestellt werden konnte, daß die ENE-Achse jünger ist als die EW- und WNW-Achse. Außerdem läßt sich hier ein jüngstes Aufleben der EW-Achsenprägung erkennen. Die Gesteine des Tauernwestendes lassen mit einer Ausnahme, nämlich östlich bis nordöstlich des Brennerpasses, wo westfallendes B von einem jüngeren NS- β überprägt wurde, ein NS-B vermissen. Im Gebiet des Gerlostales sind neben den vom Tauernwestende bekannten Richtungen (EW, N 70 E und N 75 W), NNW, NW, NE streichende Achsen und ein NS-B als jüngste Richtung vorhanden.

Aus den weiter westlich gelegenen, bisher untersuchten Gebieten (Öztal—Silvretta Kristallin, Landecker Quarzphyllonit) sind kaum NS streichende B vorhanden.

2. Quarzphyllonite

Sie stellen das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen dar. Bereits B. SANDER nahm als Ausgangsmaterial Tone und Quarzsandsteine an. Das Alter der Gesteine des Brixner Quarzphyllonits kann mit Sicherheit als palaeozoisch angenommen werden. Jedoch sind die detaillierteren Angaben von I. PELTZMANN (1935), die sich auf zweifelhafte Graptolithenfunde aus der Gegend von Afers stützen und die für die dortigen Schiefer ein obersilurisches bis karbonisches Alter wahrscheinlich machen würden, sehr zweifelhaft.

Innerhalb der Phyllonite liegen zentimeter-, dezimeter-, fallweise meterdicke Quarzlagen, die sich nicht über weite Bereiche verfolgen lassen, sondern meistens nach einigen Metern auskeilen. Sie liegen parallel oder fast parallel zur Schieferung.

Im Handstück bis Profilbereich überwiegt meistens das flächige Gefügeelement. Besonders gut zeigen dies die Phyllonite am Westhang des Eisacktales von Vahrn bis Veltorns. Sie lassen jedoch auch hier auf ihren Schieferungsflächen Feinfältelungen (Lineare) erkennen, die einen Überblick

über die vorhandenen Durchbewegungspläne erlauben. Stark durchbewegte Phyllonite sind selten. Sie finden sich am Nordhang des Getrumtales im Bereich des Blankenhörnels, südlich vom Lückl, im Gebiet des Latzfonsers Kreuzes, am Seeberg und zwischen Latzfons und Verdings.

Die graue Farbe des Phyllonits verändert sich selten in eine rötlich-braune oder schwarze. Rötlich-braune Phyllonite finden sich im Gebiet der Radelspitze, westlich der Schönjöchlspitze und am Durchbach östlich Guffl (Osteria del Covolo) im mittleren Durnholzertal. Sie weisen gegenüber den grauen Phyllonittypen eine besondere Anreicherung von Hämatit auf. Der in den Phylloniten nur diffus vorhandene Graphitgehalt kann fallweise zum Hauptgemengteil werden und bildet so schwarze Kohlenstoffphyllonite, seltener Kohlenstoffquarzite. Zu den bereits von B. SANDER beschriebenen Vorkommen (oberhalb Rabenstein, bei Durnholz und Schnauders) gesellen sich noch einzelne Vorkommen im Gebiet von Verdings und Garn und im oberen Blankenbachtal auf dem Weg von Latzfons zur Klausener Hütte.

Der Mineralbestand der Phyllonite beschränkt sich auf Quarz, Hellglimmer, Dunkelglimmer, Albit, Chlorit, Granat, Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit, primäres und sekundäres Erz. Turmalin, Apatit, Zirkon, Graphit und Erz treten meistens nur als akzessorische Gemengteile auf. Albit, Granat und Dunkelglimmer sind schon von B. SANDER als Neubildungen beschrieben worden.

Interessant ist das Verbreitungsgebiet der Granatneubildungen. Starke Granatführung zeigen die Phyllonite des oberen Flaggertales. So wurden z. B. nördlich der Jakobsitze (Cima S. Jacomo) auf einer s-Fläche von zirka 300 cm² 100 Granaten gezählt mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 5 mm. Derartige Häufungsstellen sind besonders in Granitnähe nicht selten. Granathaltige Phyllonite finden sich noch im Schalderer- und Spiluckertal, im Seebachtal und am orographisch rechten Hang des Alphbachtals, während am linken nur noch vereinzelt, kleine Granaten vorhanden sind. Ein Nachlassen der Granatführung kann man auch im Gebiet Durnholzer Jöchl—Hurlach—Kollmannspitze—Radelspitze feststellen. Ebenso abnehmender Granatgehalt kennzeichnet die Phyllonite der Bereiche Hundskopf, Königangerspitze (M. del Pascolo), Kassianspitze und Blankenbachtal. Selten ist Granat im Bereich des Getrumbaches, im unteren Durnholzertal und in der Umgebung von Sarnthein festgestellt worden.

Zum Granit hin — diese Feststellung beschränkt sich auf das von mir untersuchte Gebiet — ist also eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zu beobachten. Diese Tatsache verleitet zu der Annahme, daß die Granatbildung in einem kausalen Zusammenhang mit der Intrusion des Brixner Granits steht. Jedoch ist ein Zusammenhang der Granatbildungen vom Granit entfernterer Bereiche, wie Hundskopf, Königangerspitze, Blankenbachtal und Kassianspitze, mit Skepsis zu betrachten.

Zufolge einer leichten Verwitterbarkeit bildet der Phyllonit sanfte Geländeformen. Aufschlüsse sind in den unteren, mit Wald- und Wieseboden bedeckten Gehängen nicht häufig. So gewähren meistens nur die Bachläufe gute Aufschlüsse. Aber auch in Höhen über 2000 m nehmen Gehängeschutt und Almböden ausgedehnte Flächen ein. Die Wechsel-

lagerung von Gneisen und Glimmerschiefern mit Phylloniten tritt besonders gut südlich der Radelspitze, im Dreieck Talfer—Durnholzerbach morphologisch hervor. Gneise und Glimmerschiefer setzen der Verwitterung größeren Widerstand entgegen und bilden Steilstufen im Gelände.

Der schon im Mikrobereich sichtbare Wechsel quarzärmer, glimmerreicher und glimmerärmer, quarzreicher Lagen der Phyllonite kann derart variieren, daß die quarzreichen Lagen mächtiger werden oder die glimmerreichen ausdünnen. Die Mächtigkeit der einzelnen, sich abwechselnden Lagen kann mikroskopische Dimensionen haben, aber auch Zentimeter, Dezimeter, Meter und mehr betragen. Es entsteht in den meisten Fällen ein kontinuierlicher Übergang von Phylloniten über Glimmerschiefern zu Gneisen und fallweise Quarziten, der eine genaue Abgrenzung meistens unmöglich macht. Sehr häufig sind unter Gneis und Phyllonit ausgeschiedene Areale in ihrer eingezeichneten Mächtigkeit weder typische Gneise noch typische Phyllonite, sondern stellen Bereiche dar, die aus überwiegend gneisigen bzw. phyllonitischen Lagen aufgebaut sind. So kann die geologische Karte nur ein schematisches Bild der Übereinanderfolge von Phylloniten, Glimmerschiefern und Gneisen geben. Der in der Karte punktiert eingezeichnete Phyllonitgneis der Reinswalder Gegend und südlich Vahrn ist schlecht zu den benachbarten Phylloniten und Gneisen abzugrenzen. Es sind Gesteinstypen, die durch abwechselnde, meist zentimeter- bis dezimetermächtige phyllonitische und gneisige Lagen gekennzeichnet sind und daher weder den Phylloniten noch den Gneisen zugeordnet werden können.

Der schon erwähnte Wechsel quarzärmer, glimmerreicher mit quarzreichen, glimmerarmen Lagen im Mikrobereich kann durch chemische Entmischung während der Metamorphose entstanden sein. Abwechselnde Lagen im Dezimeter-, Meter- oder gar Profilbereich lassen sich durch chemische Entmischung nicht erklären, sondern dürften durch zeitlich-räumlichen Wechsel von überwiegend tonigem oder sandigem Ausgangsmaterial entstanden sein. Scharfe Begrenzungsflächen zwischen Phylloniten und Gneisen sind nicht häufig, lassen jedoch, wenn sie nicht tektonisch bedingt sind, erkennen, daß sie konkordant zum Schieferungs-s der Phyllonite und Gneise liegen. Die Phyllonite sind karbonatfrei. Ein von B. SANDER beschriebenes kleineres Marmorvorkommen am Hundskopf konnte nicht wieder aufgefunden werden.

Qualitativer Mineralbestand

Quarz ist mit einer Ausnahme in allen Schlibfbereichen vorhanden. Allgemein zeigt Quarz zwei Ausbildungsarten:

1. Polygonale Quarze der eingangs beschriebenen, den Phyllonit durchziehenden Quarzlagen. Diese Quarzlagen enthalten fast keine Glimmer. Statistisch wurde bei annähernd isometrischen Querschnitten ein Durchmesser von 0,47 mm ermittelt.

2. Quarze der gewöhnlichen glimmerarmen, quarzreichen Lagen. Ihr Durchmesser beträgt durchschnittlich 0,07 mm und erreicht Extremwerte von 0,016 und 0,15 mm.

Die Querschnitte der Quarze beider Ausbildungsarten sind meistens annähernd isometrisch und nur in Ausnahmefällen deutlich oblong. Die Körner sind häufig leicht undulös. Jedoch geht die mechanische Bean-

spruchung nicht so weit, daß der Quarz nicht mehr statistisch einmeßbar ist. In einigen Fällen umschließt der Quarz Serizitschüppchen und kleine Erzpartikel. Besonders bei den im Schlibbereich s-tektonischen Typen ist die rhythmische Anordnung von quarzarmen, glimmerreichen und quarzreichen, glimmerarmen Lagen deutlich wahrzunehmen. Als Einschluß (in Granat, Oligoklas) zeigt Quarz ausnahmslos gerundete Querschnitte in Schliffen \perp B.

Ungefähr die Hälfte der untersuchten Schliffe läßt deutlich zwei Größenordnungen der Hellglimmer unterscheiden. Die kleinen Hellglimmer (HG1-I) haben eine durchschnittliche Blättchendicke von 0,003 mm und liegen an der Grenze des Einmeßbaren. Sie bilden innerhalb des Schlibbereiches mächtige, zusammenhängende Lagen und sind in jedem Fall deutlich gebogen. Die großen Hellglimmerindividuen (HG1-II) liegen z. T. leicht gebogen, z. T. unverseht innerhalb der HG1-I-Lagen. Sie weisen fallweise ein unverlegtes bis kaum verlegtes si von HG1-I, Graphit und seltener kleinen Erzpartikeln auf (Bild 3, Tafel 10). Ihre Blättchendicke ist in verschiedenen Schliffen in Mittel- und Extremwerten festgestellt worden:

klein	—	mittel	—	groß
0,016	—	0,024	—	0,032 mm
0,008	—	0,035	—	0,128 mm
0,008	—	0,059	—	0,24 mm
0,008	—	0,029	—	0,056 mm
0,008	—	0,034	—	0,144 mm

In bezug auf die Ausbildung der Hellglimmer lassen sich zwei Phyllonit-typen unterscheiden:

1. Phyllonite, die deutlich zwei Größenordnungen von Hellglimmer aufweisen (Typ 1).

2. Phyllonite, bei denen HG1-I nur reliktsch oder nicht vorhanden ist bzw. bei denen der Korngrößenunterschied zwischen HG1-I und HG1-II verwischt ist und so nicht mehr zwei Größenordnungen unterscheidbar sind (Typ 2).

Die durchschnittliche Blättchendicke der Hellglimmer vom Phyllonit-typ 2 beträgt 0,026 mm. Die zwei Typen unterscheiden sich aber nicht nur durch die Ausbildung der Hellglimmer, sondern es ist auffällig, daß Phyllonittyp 2 meist etwas quarzreicher bzw. glimmerärmer als Phyllonit-typ 1 ist. Durch Steigen des Quarzanteils geht Typ 2 in Glimmerquarzit über.

Figur 2 stellt die Abhängigkeit der Blättchendicke der Hellglimmer (bei Phyllonittyp 1 ist nur HG1-I berücksichtigt worden) vom quantitativen Glimmer- und Chloritanteil dar. Auf der Abszisse ist der prozentuale Anteil von Hellglimmer und Chlorit angegeben, auf der Ordinate die Blättchendicke der Hellglimmer in Millimeter. Jeder Punkt gibt somit das Verhältnis des Glimmer- und Chloritanteils zur Blättchendicke der Hellglimmer innerhalb eines Schlibbereiches wieder. Die Glimmerblättchen werden allgemein dicker bei abnehmendem Glimmer- und Chloritgehalt. Dies wird besonders beim Vergleich von Gneisen und Glimmerschiefern mit Phylloniten auffällig.

Die Hellglimmer vom Phyllonittyp 2 liegen häufig in zusammenhängenden Lagen. Sie sind häufig gebogen.

Plagioklas enthält Einschlüsse von ausnahmslos gerundetem Quarz, ferner Hellglimmer, Dunkelglimmer, Turmalin, oxydisches, seltener sulfidisches Erz, Leukoxen, Apatit und fallweise ein si von Graphit. In wenigen Schlibfbereichen liegt Plagioklas in zwei Typen vor:

a) z. T. leicht serizitisierte, nicht idiomorphe Individuen mit Einschlüssen von Hell- und Dunkelglimmer, seltener Quarz. Sie sind nicht verzwillingt und ohne Spaltbarkeit. Oft liegt Hellglimmer (HGI-I) als unverlegtes bis nicht deutlich verlegtes si im Plagioklas. In einigen Fällen zeigt der Plagioklas Überwachungen, die sich vom Kern durch verschiedene optische Orientierung unterscheiden. Fallweise umschließt der Kern ein si von Erzpartikeln, das in der Umwachsung fehlt. Nicht selten zeigen diese Plagioklase leichte bis deutliche undulöse Auslöschung. Sehr selten sind

b) von Hellglimmer umschmiegte, annähernd idiomorphe Plagioklase mit Einschlüssen von Quarz, seltener Hellglimmer. Sie sind nicht mechanisch beansprucht und zeigen häufig Zwillingslamellierung.

Die Größe der Plagioklase ist sehr unterschiedlich. Ihr Durchmesser schwankt in verschiedenen Schlibfbereichen von 0,1 bis 1,6 mm. Die nach dem Quarz-Feldspat-Vergleich durchgeführten Untersuchungen ergaben eine kleinere Lichtbrechung als Quarz. Die Messungen der Achsenwinkel ergaben für Typ a $2V \times 94^\circ$ mit Grenzwerten von 78 bis 102° ; für Typ b $2V \times 101^\circ$ (94 bis 106°). Typ a ist Oligoklas (An 13%), Typ b ist Albit (An 5%).

Die in vielen Schlibfbereichen vorhandenen Granatholoblasten werden von Hellglimmer umschmiegte und umschließen fallweise primäres und sekundäres Erz, Leukoxen, gerundeten Quarz, Turmalin, seltener Hellglimmer oder Chlorit. Ungefähr 30% der granathaltigen Schlibfe enthalten Granaten mit helizitisch S-förmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Die Lage des helizitischen s bleibt innerhalb aller Körner eines Schlibfbereiches konstant. So ist ein Umschließen von Quarzfalten unwahrscheinlich und die Deutung als Einschlußwirbel, also die Bildung dieser Granaten als paratektonisch gerechtfertigt. Häufig verlaufen die helizitischen Einschlüsse nicht durch das ganze Korn, sondern es sind nur die Randzonen der Granaten von helizitisch angeordneten Quarzeinschlüssen siebartig durchlöchert.

Die oft beobachtete kelyphitische Umwandlung des Granats geht fallweise so weit, daß bei Freiwerden von Eisenlösung der ganze Granat in Chlorit umgesetzt ist.

Die Dunkelglimmer sind seltener als die HGI-II. Sie sind meistens deutlich größer als die Hellglimmer. Die Blättchendicke beträgt durchschnittlich 0,39 mm mit Extremwerten von 0,12 mm bis 0,58 mm. Die Dunkelglimmer sind teils frisch, teils chloritisiert und enthalten Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen und Hellglimmer (HGI-I und HGI-II), seltener Quarz, Turmalin und Erz. Dunkelglimmer ist teils unversehrt, teils leicht bis deutlich gebogen.

Chlorit ist in fast allen Schlifften vorhanden. Besonders große Chlorite enthalten Einschlüsse von Hellglimmer und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise ist Chlorit parallel mit Hellglimmer verwachsen. Er liegt oft in der Größenordnung der Dunkelglimmer vor, jedoch lassen sich auch viel kleinere Individuen beobachten. Ebenso wie Hell- und Dunkelglimmer zeigt er häufig mechanische Beanspruchung. Sehr oft läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer und Granat feststellen.

Akzessorische Gemengteile

Die kleinen, höchstens mittelgroßen Körner von Turmalin sind z. T. rekristallisiert und umschließen in einigen Fällen Hellglimmer. Turmalin liegt als Einschluß in Granat und Oligoklas. In Basisschnitten ist oft zonarer Bau zu erkennen. Turmalin zeigt in Längsschnitten kräftigen, blau-braunen Pleochroismus. Apatit und Zirkon kommt in kleinen, selten mittelgroßen Körnern vor. Graphit durchzieht stellenweise in dünnen, untergeordneten Lagen, die z. T. intensiv verfärbt sind, den Phyllonit und ist nur in Kohlenstoffphylloniten und Kohlenstoffquarziten als Hauptgemengteil vorhanden. Sehr verbreitet ist Leukoxen als Umwandlungsprodukt aus Rutil oder Ilmenit. Die im Auflicht milchig weißen Kristalle sind meistens stengelig und in verfärbten und durchbewegten Bereichen fallweise mehr oder weniger stark gebogen. Ebenfalls sehr häufig ist Magnetit, Hämatit pseudomorph nach Magnetit, Limonit, während sulfidisches Erz anteilmäßig zurücktritt.

Die aus der Verwitterung eisenhaltiger Minerale entstandenen Erzlösungen (hämatitisch?) dringen nicht selten entlang Klüften und s-Flächen in das Gestein ein und von dort aus in feinsten Verteilung in die HGI-I-Lagen und bewirken so eine braune „Färbung“ der kleinen Hellglimmer. Auffallend ist, daß die von feiner Erzlösung imprägnierten HGI-I-Bereiche einen Pleochroismus zeigen, der typisch für Dunkelglimmer ist. Es ist jedoch im Schliff ersichtlich, daß es sich nicht um Dunkelglimmer in der Korngröße der HGI-I handeln kann. Die innerhalb der imprägnierten Bereiche liegenden HGI-II sind von der Erzlösung nicht beeinflußt worden. Eine Erklärung des Pleochroismus ist möglicherweise folgende:

Hämatit kristallisiert häufig in trigonalen Täfelchen, wobei $c = x = E$ ist. Pleochroismus $0 > E$. Liegt E mehr oder weniger in der Schliifffläche, so herrscht bei Längserstreckung der Täfelchen parallel zur Polarisator-schwingung stärkster Pleochroismus. Die von den s-Flächen und (h0l)-Klüften in und zwischen die sehr kleinen Hellglimmer dringende Erzlösung wird nach der ihr gebotenen besten Wegsamkeit kristallisieren. Beste Wegsamkeit stellen in diesem Fall Spalt- und Begrenzungsflächen der kleinen Hellglimmer dar, wobei der Pleochroismus der imprägnierten HGI-I-Bereiche dadurch zustande kommt, daß sich die Hämatitblättchen parallel zu (001) der Hellglimmer stellen. Der die (h0l)-Klüfte ausfüllende Hämatit zeigt keinen Pleochroismus. Hier stand wahrscheinlich genügend Raum zur Verfügung, der ohne Bevorzugung einer Wachstumsrichtung von Hämatit ausgefüllt wurde.

Quantitativer Mineralbestand

Die Mengenanteile der Mineralkomponenten wurden von 16 untersuchten Schliffen mit dem Integrationstisch nach ROSIVAL ermittelt. Der Glimmer- und Chloritanteil steigt maximal bis 97,3%. Die Phyllonite können jedoch auch erheblich glimmerärmer werden und in Glimmerquarzite übergehen, die nicht selten nur noch 20% Glimmer und Chlorit enthalten. Der Quarzgehalt der Glimmerquarzite steigt bei den untersuchten Schliffen bis auf 72%. Quarz fehlt nur in einem Schriff völlig, ebenso Plagioklas. Albit-Oligoklas nimmt bei den Phylloniten maximal 28,5% ein, bei den Glimmerquarziten 16%. Der Anteil an Granat steigt bis 7%, an Akzessorien bis 5,6%.

Figur 1 zeigt den quantitativen Mineralbestand der Phyllonite, Glimmerschiefer und Gneise, wobei jeder Punkt den Anteil an Glimmer und Chlorit, Feldspat und Quarz eines Schriffbereiches darstellt. Der Anteil von Glimmer und Chlorit + Feldspat + Quarz ist gleich 100% gesetzt worden.

Korngefügeanalysen

Mit dem U-Tisch wurden die Quarz-c-Achsen und die (001)-Pole der Hell- und Dunkelglimmer eingemessen. Aus praktischen Erwägungen, insbesondere in Hinsicht auf das Verhältnis der Mineralkristallisationen zu den einzelnen Deformationen, wird eine Einteilung vorgenommen und an Hand dieser die Teilgefüge diskutiert. Es wurden unterschieden:

I. Bereiche mit homotaktischer Regel der vorhandenen Gefügegenossen zu der um NS streichenden, bevorzugten linearen Richtung B, das NNW bis NS östlich des Durnholzer Baches und NNE zwischen Durnholzer Bach und Talfer streicht.

II. Bereiche mit homotaktischer Regel zu den NE (B'), NW (B''), EW (B''') streichenden Achsen bzw. Bereiche mit heterotaktischer Regel der Gefügegenossen.

I. (Homotaktische Regel zu B)

Die Schriffe sind senkrecht B gelegt.

Quarzgefüge

Die Externquarze sind in deutlichen Gürteln senkrecht zu B geregelt. Neben einer peripheren Gürtelbesetzung ist in fast allen Diagrammen zumindest die Andeutung eines Kleinkreises um B als Zentrum vorhanden. Der Radius des Kleinkreises beträgt durchschnittlich 30°. In einem Fall sind zur Überprüfung eines Schnitteffektes die Quarzachsen in einem Schriff, der 50° schief zu B liegt, eingemessen worden. Das so erhaltene Diagramm (D 6 b) ist nach entsprechender Rotation in das Diagramm D 6 a (senkrecht zu B) überführbar. Ein Schnitteffekt ist damit ausgeschlossen.

Die in Granat eingeschlossenen, helizitisch angeordneten, gerundeten Quarze sind wie die Externquarze in einem deutlich peripheren Gürtel geregelt; jedoch mit stärkerer Betonung des Kleinkreises. Bereits aus der S-förmigen, helizitischen Anordnung der Quarzeinschlüsse in Granat ist

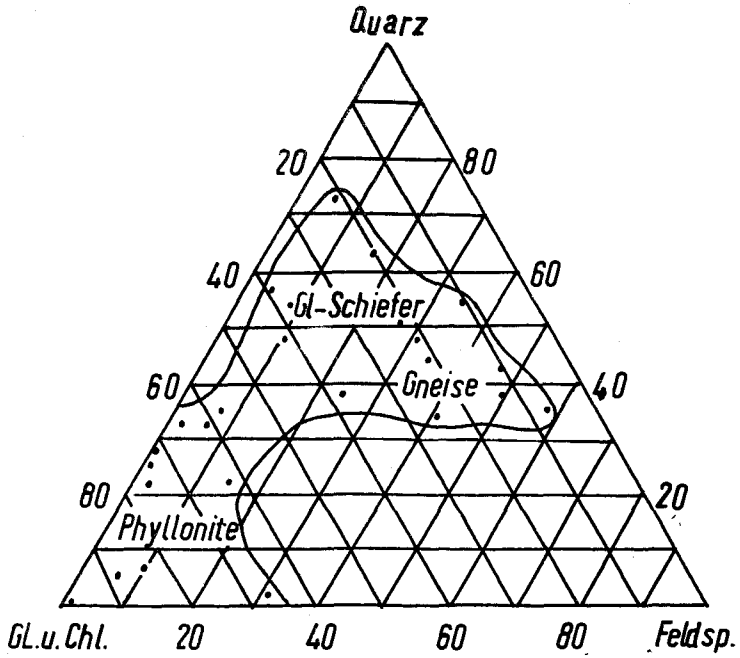


Fig. 1

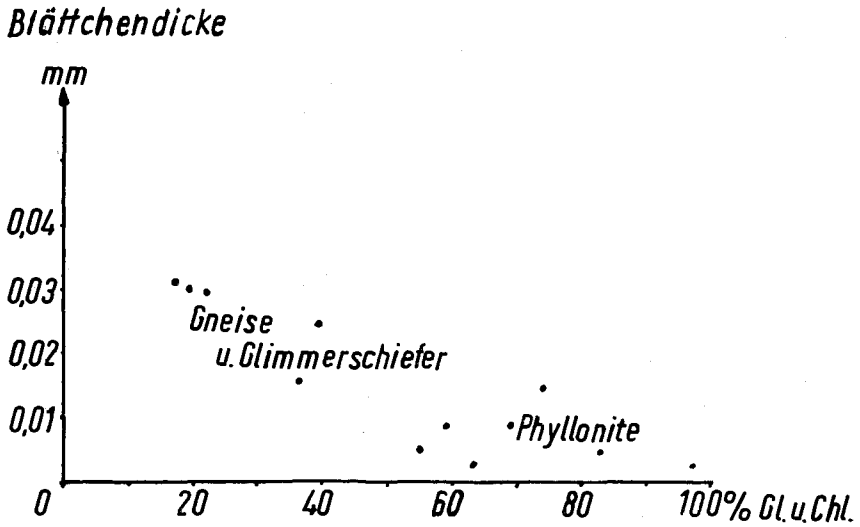


Fig. 2

ersichtlich, daß die betreffenden Granaten während der Durchbewegung gewachsen sind. Die Internquarze sind mit gleicher B-Achse zu den Externquarzen geregelt. Während Großwerden von Granat hielt also die Symmetriekonstante Prägung (eben dieser NS-Achse) an.

Die Kleinkreisbesetzung um B ist ebenfalls besser ausgeprägt beim Quarz-si in Feldspat verglichen mit der Externregel der Quarze.

Um festzustellen, ob die Ausbildung der Quarze, deren Achsen den Kleinkreis bilden, verschieden ist von der Ausbildung der Quarze, deren Achsen den peripheren Gürtel besetzen, wurden in einem Schriff die Quarzachsen differenziert eingemessen, und zwar von Quarzen mit und ohne undulöse Auslöschung und Seriziteinschlüsse. Es zeigte sich, daß sich die Quarze diesbezüglich nicht unterscheiden. Es konnte lediglich während des Besetzungsvorganges beobachtet werden, daß die Quarze, deren Achsen den Kleinkreis bilden, durchschnittlich etwas kleiner sind.

Hellglimmer des Phyllonittypus 1

Betrachtet man die Regel der externen HGI-I und HGI-II, so läßt sich folgendes feststellen:

a) Die Regel der HGI-I deckt sich (D 7 a, D 7 b) mit der Regel der HGI-II. Die HGI-II sind teils unversehrt, teils leicht bis deutlich gebogen. Ihre Bildung begann also vor oder während der Prägung von B, wobei sich HGI-II weitgehend nach der durch die Regel der älteren HGI-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie regelte.

b) HGI-I und HGI-II zeigen nicht deckbare Regeln (D 8 a, D 8 b). Zwar sind die zwei Maxima in D 8 b, die bevorzugten Faltebenen der HGI-I-Lagen zugeordnet werden können, noch im Diagramm der HGI-II vorhanden, jedoch treten sie gegenüber zwei neuen Maxima in D 8 a zurück. Die HGI-II regeln sich also nur z. T. nach der Gefügeanisotropie, wie sie die Regel der HGI-I zeigt; hauptsächlich jedoch nach Scherflächen, welche die Regel der HGI-I nicht deutlich beeinflussen. Die Durchscherung erfolgte Symmetriekonstant zur Fältelungsachse B bei Bevorzugung einer Scherfläche S_3 , die das am Handstück deutlich ersichtliche s darstellt. Der Unterschied in der Regel der älteren vortektonischen HGI-I und der jüngeren, fallweise gebogenen HGI-II entstand dadurch, daß eine die Fältelung ablösende, Symmetriekonstante Durchscherung Hellglimmerneubildungen schuf, die sich bevorzugt zu dieser Scherung regelten. Die durch die Scherung erzeugten Maxima decken sich mit den entsprechenden Untermaxima des Quarzdiagramms. Verschiedene Regel zeigen auch die HGI-I und HGI-II eines anderen Schriffbereiches. Zwar ist in beiden Diagrammen das gleiche Maximum vorhanden, daneben ist aber noch im HGI-II-Diagramm ein deutlicher peripherer Gürtel senkrecht B vorhanden, der im Diagramm der HGI-I fehlt.

Der Vergleich der Externregel der HGI-I und HGI-II mit der Internregel der HGI-I und HGI-II in Albit-Oligoklas zeigt Deckbarkeit der Maxima. Während oder nach Großwerden der Oligoklase sind keine wesentlichen Änderungen im Externgefüge der Hellglimmer eingetreten. Plagioklas ist also nicht vortektonisch, möglicherweise aber bei Abklingen der B prä-

genden Einengung gebildet worden. Diese Annahme wird unterstrichen durch Beobachtung von fallweise deutlich undulösem Oligoklas in Schlibbereichen, die in bezug auf B (NS-Achse) homotaktische Regel der Gefügegenossen zeigen.

Hellglimmer des Phyllonittypus 2

In einem Schlibbereich, der deutlich eine Wechsellagerung von quarzarmen, glimmerreichen und quarzreichen, glimmerarmen Lagen zeigt, wurden die Hellglimmer der quarzreichen (D 9 a) und die typisch in s liegenden Hellglimmer der glimmerreichen Lagen (D 9 b) getrennt eingemessen. In beiden Diagrammen ist das gleiche Maximum vorhanden, daneben läßt sich noch in D 9 a ein peripherer Gürtel senkrecht B andeutungsweise erkennen. Die dabei (D 9 a) neben dem Hauptmaximum auftretenden untergeordneten Häufungsstellen könnten auf Scherflächen hinweisen, die innerhalb der quarzreichen Zwischenlagen besser hervortreten. Ob dabei eine Plättung als Differentialbewegung einer Scherung oder Zerschering schon vorhandener s-Lagen vorliegt, kann nicht entschieden werden.

In vielen Fällen decken sich die Häufungsstellen der Hellglimmer nicht gut mit den korrelierten Minima der Quarzdiagramme. Verständlich wird diese Tatsache, wenn man bedenkt, daß häufig noch Quarz, aber nicht mehr Hellglimmer beim Abklingen der achsenprägenden Deformation auf eine Beanspruchung reagiert.

Dunkelglimmer

Die bei einem Phyllonit (Typ 2) bis Glimmerquarzit vorgenommene Einmessung von Dunkelglimmer ergab eine gleiche Regel wie die gute Homotropie der Hellglimmer.

II. (Homotaktisch zu B'' und B' sowie heterotaktisch geregelte Bereiche)

a) Zu B'' (NW-Achse) homotaktisch geregelte Korngefüge. Die Quarze (c-Achsen) (D 10 a) sind in einem deutlichen peripheren Gürtel geregelt. Bei Phyllonittyp 1 sind HGI-I (D 10 b) und HGI-II (D 10 c) getrennt eingemessen worden. Der Vergleich der Diagramme zeigt gleiche Lage der Maxima, wobei in D 10 c noch ein peripherer Gürtel \perp B'' vorhanden ist. Im Schlib ist zu sehen, daß auch die HGI-I in bezug auf die Einengung, welche die NW-Achse prägte, vortektonisch kristallisiert sind. HGI-II und Dunkelglimmer sind fallweise leicht mechanisch beansprucht. Ebenso löscht Oligoklas fallweise deutlich undulös aus. Die Bildung von HGI-II, Dunkelglimmer und Oligoklas begann also vor oder während Prägung von B''.

b) Die Korngefügeuntersuchungen der senkrecht zu B' (NE-Achse) angelegten Schlibe ergeben folgendes:

Die c-Achsen der Externquarze (D 11 a) besetzen einen deutlichen peripheren Gürtel, während die gerundeten, von Granat eingeschlossenen, teils helizitisch angeordneten Quarze eine deutliche Regel vermissen lassen

(D 11 b). Die in verschiedenen Schliffen vorhandenen helizitischen, S-förmigen Einschlüsse in Granat, und zwar in Bereichen mit homotaktischer Regel zu B, B' und B'' sind innerhalb der Granaten eines Schliffbereiches immer gleich gelagert. Es läßt sich also innerhalb eines Schliffbereiches ein Relativsinn der Teilbewegung erkennen. Jedoch ist dieser in den Schliffbereichen, die aus verschiedenen Aufschlüssen stammen, nicht gleichsinnig, so daß ein für das ganze Gebiet geltender Relativsinn der Teilbewegungen nicht vorhanden ist.

Die Regel der in einem Schliff vom Phyllonittyp 1 eingemessenen HGI-I und HGI-II ergibt strenge Homotropie. Es ist auch hier ersichtlich, daß die HGI-I in bezug auf die Prägung der NE-Achse vortektonische Bildungen sind. Die HGI-II sind teils unversehrt, teils deutlich gebogen und regeln sich nach der von der Regel der HGI-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie. Die Bildung der HGI-II begann also vor bzw. während Prägung der NE-Achse. Oligoklas löscht auch in Schliffen, deren Mineralregel durch Prägung der NE-Achse (B') entstanden ist, fallweise leicht undulös aus.

c) Heterotaktische Regel der Gefügegenossen. Die hier diskutierten Gefügeregeln charakterisieren Handstückbereiche, die deutlich zwei oder drei lineare Richtungen erkennen lassen.

Die in einem senkrecht zur NS-Achse angelegten Schliff untersuchte Gefügeregel zeigt, daß die ebenfalls am Handstück vorhandene EW streichende Lineare im Korngefüge nicht hervortritt. Der Vergleich der Diagramme ergibt homotaktische Regel von Quarz, Hell- und Dunkelglimmer zur NS-Achse. Das Quarzdiagramm weist einen peripheren Gürtel auf. Hell- und Dunkelglimmer sind gleich geregelt.

Im Quarzdiagramm (D 12 a) aus einem Graphitphyllonit mit B' und B''' ist neben einer schwachen peripheren Besetzung (in bezug zu B''') ein zweiter Gürtel angedeutet, dessen Achse mit der am Handstück sichtbaren Linearen B' zusammenfällt. Das entsprechende HGI-II-Diagramm (D 12 b) zeigt nur eine periphere Gürtelbesetzung in bezug zu B''' bei Betonung zweier Maxima. Die HGI-II sind nicht mechanisch beansprucht. Sie sind posttektonisch nach der besten Wegsamkeit kristallisiert, geben in ihrer Regel also eine Abbildungskristallisation von Falten wieder mit B''' (EW-Achse) als Faltenachse. Die HGI-I konnten wegen des verschmierten Graphitgehaltes nicht eingemessen werden.

Im Quarzdiagramm eines Phyllonits mit B, B' und B''' ist neben einem peripheren Gürtel um B (NS-Achse) ein zweiter Gürtel gegeben, welcher der am Handstück sichtbaren Achse B' zugeordnet werden kann. Die am Handstück allerdings nur schwach ausgebildete EW-Achse (B''') tritt im Gefüge nicht hervor. Die im selben Schliff eingemessenen Hellglimmer liegen deutlich in s.

Einen Sonderfall der HGI-II-Regel eines Phyllonits mit B und B'' stellt D 13 b dar. Während die HGI-I gut in s geregelt sind (D 13 a), besetzen die (001) Pole der HGI-II neben einem peripheren Gürtel (senkrecht B) einen zweiten von der Peripherie entfernten, dessen Achse mit der am Handstück gegebenen Lineare B'' übereinstimmt. Quarz ist im betreffenden Schliff nicht vorhanden.

Das Vorhandensein von zwei Gürteln, die mit entsprechenden Achsen am Handstück konfrontiert werden können, schließt, wenn sie innerhalb eines Diagramms auftreten, einen Schnitteffekt aus.

Weiter wurde ein Handstück aus dem mittleren Pensertal mit zwei 20° voneinander abweichenden linearen Richtungen (B und B') untersucht. Der Schliff ist senkrecht zu B' (NE-Achse) angelegt.

Der Vergleich der Externquarze (D 14 a) mit den Internquarzen (in Feldspat) (D 14 b) mit Gürteln senkrecht B' ergibt gewisse Übereinstimmung, wobei in D 14 b eine deutlichere Kleinkreisbesetzung zu beobachten ist. Die Hauptmaxima sind im Diagramm der Externquarze D 14 a näher zusammengedrückt. Diese schwache Abweichung der Intern- von der Externregel des Quarzes erlaubt noch keinen Schluß über relativ zeitliche Einordnung der Albitisierung, da nach SANDER (1950) bei ausnahmslos korrodierten Quarzeinschlüssen die Regel der Internquarze nicht lediglich ein Dauerpräparat des zur Zeit des Einschließens vorliegenden Externgefüges darstellt, sondern auch durch Korrosionsauslese ungünstiger Kornlagen entstanden sein kann. Betrachtet man die Regel der externen HGI-I und die der internen HGI-I (in Oligoklas), so ist gleiche Regel festzustellen. Vergleicht man die HGI-I-Diagramme (D 14 c, D 14 d) mit den HGI-II-Diagrammen (D 14 e, D 14 f), so läßt sich erkennen, daß die HGI-I einen Gürtel senkrecht zur NS-Achse, die HGI-II in der Mehrzahl einen Gürtel senkrecht zur NE-Achse besetzen. Die HGI-II in Oligoklas weichen in ihrer Regel deutlich von den extern HGI-II ab. Da die von Albit umgebenen HGI-II-Einschlüsse nicht chemisch beansprucht sind, sie also ein Dauerpräparat des Externgefüges zur Zeit des Einschließens darstellen, ergibt sich, daß während oder nach dem Großwerden von Oligoklas eine Umscherung durch wahrscheinlich zwei Scherflächen s_1 und s_2 mit Scherungsachse B' (D 14 e) zu einer ins „Freie“ führenden Scherfläche s_3 , (Maximum in D 14 f) erfolgt ist. Unter Umscherung muß nicht unbedingt verstanden werden, daß bereits vorhandene HGI-II sich vollends in die neue Scherfläche legen, vielmehr, daß bei Anlegung einer solchen HGI-II sich mit (001) parallel dieser aus HGI-I neubildet, und zwar in dem Ausmaß, daß die vorher vorhandene HGI-II-Regel statistisch nicht mehr oder kaum hervortritt.

Die HGI-I sind stark deformiert. Ihre Bildung erfolgte also bereits vor Prägung der NS-Faltenachse. HGI-II wurde hauptsächlich während Überprägung der NS-Achse durch die NE-Achse symmetrisch zur letzten, in diesem Fall jüngeren, neugebildet. Oligoklas entstand ebenfalls während Prägung von B' (NE-Achse). Zu dieser letzteren Achse sind auch In- und Externquarze in ac-Gürteln geregelt.

Genese

Zusammenfassend kann also gesagt werden: NS-, NW-, NE- und EW-Lineare sind echte B-Achsen, wie es das Korngefüge beweist. Die ungefähr EW streichende, im Kapitel Tektonik behandelte Stauchfaltung macht sich im Korngefüge nur durch Rupturen bemerkbar.

Die Hellglimmer des Phyllonittypus 2 sind während bzw. vor der achsenprägenden Einengung gebildet worden, es ist jedoch auch sehr wahrscheinlich, daß ihre Bildung die Einengungen überdauerte. Die Hellglimmer dieses Phyllonittypus werden in relativ quarzreichen Bereichen beobachtet.

Die HGl-I des Phyllonittypus 1 sind vortektonische Bildungen in bezug auf die NS-, NE-, NW- und EW-Achse. Wenn auch das relative Alter der achsenprägenden Einengungen nicht angegeben werden kann, so ist doch sicher, daß die Kristallisation der HGl-I bereits vor der ersten Achsenprägung erfolgte. Die HGl-II dieses Phyllonittypus sind symmetrisch in ac-Gürteln zu allen Achsen geregelt. Berücksichtigt man, daß die HGl-II teils unversehrt, teils leicht und nur selten stark innerhalb von jedem der einzelnen Schlibfgebiete beansprucht sind, also sicherlich keine starke Umregelung durch eine Überprägung älterer Achsen durch jüngere bei Verwischung der älteren erfuhren, so ist anzunehmen, daß die HGl-II im großen und ganzen während jeder Deformation kristallisierten, also jede Achsenprägung mehr oder weniger in den betroffenen Bereichen eine Mobilisation hervorrief, die aus vorhandenen HGl-I Neubildungen von HGl-II schuf. Es ist als sicher anzunehmen, daß die HGl-II-Neubildungen nicht nur während der Deformationen stattfanden, sondern daß diese vielfach die achsenprägenden Einengungen noch überdauerten, wie dies besonders an einem Beispiel ersichtlich ist, wo HGl-II unversehrt und sperrig eine Falte abbilden, deren Achse eine EW streichende Lineare ist.

HGl-II regelt sich z. T. nach der von der Regel der HGl-I vorgezeichneten Gefügeanisotropie, z. T. nach neuen, die Regel der HGl-I nicht deutlich abändernden, symmetriekonstanten Umschierungen. In einigen Fällen besteht jedoch heterotaktische Regel der HGl-I und HGl-II, und zwar derart, daß HGl-I gut in s (s-Tektonit), HGl-II aber zu beiden am Handstück vorhandenen Achsen in ac-Gürteln (B-Tektonit) geregelt ist, oder HGl-I zur älteren, HGl-II zu einer jüngeren, von der ersten richtungsverschiedenen Achse sich regelt.

Die Regel der Dunkelglimmer ist homotrop zu der der Hellglimmer des Phyllonittypus 2 bzw. zu der Regel der HGl-II des Phyllonittypus 1. Dunkelglimmer umschließt (wenn vorhanden) in allen Schlibfen fallweise Hellglimmer (HGl-I und HGl-II) und ist in jedem Schlibf teils unversehrt, teils gebogen. Er ist ebenfalls wie die HGl-II während jeder Achsenprägung gebildet worden, und zwar anschließend an die Kristallisation der HGl-II. Auch die Dunkelglimmerbildung überdauerte die Deformationen.

Die in den untersuchten Schlibfen fallweise vorhandenen S-förmigen Einschlüsse von Quarz in Granat charakterisieren die betreffenden Granatbildungen als paratektonisch, und zwar zur Prägung der NS- und NE-Achse. Es bleibt aber durchaus die Möglichkeit offen, daß Granat ebenfalls in bezug auf die Prägung der NW- und NE-Achse zumindest teilweise paratektonische Bildung ist. Es ist auch hier sehr wahrscheinlich, daß die Granatbildung die Deformationen überdauerte.

Oligoklas umschließt in allen Schlibfen Hellglimmer (HGl-I und HGl-II) und Dunkelglimmer. Oligoklas zeigt teilweise undulöse Auslöschung, wobei leicht undulöse Körner neben nicht undulösen Körnern im gleichen Schlibfbereich vorkommen. Es gibt aber auch Fälle, wo im Schlibfbereich

völlig unversehrte Oligoklase vorliegen. Man kann also sagen, daß auch Oligoklas teilweise von den achsenprägenden Deformationen beansprucht wurde. Ebenfalls beweisen auch Korngefügeanalysen, daß während oder nach Großwerden von Oligoklas die Achsenprägungen noch nicht immer abgeschlossen waren.

In bezug auf jede der vorliegenden Prägungen ergibt sich folgende Beziehung zwischen Deformation und Kristallisation:

	Hellglimmer (HGI-I)	Vortekt. Kristallis.
Achsenprägung	Hellglimmer (HGI-II) Dunkelglimmer Oligoklas, Granat	Paratekt. Kristallis.

Posttekt. Kristallis.

3. Gneise und Glimmerschiefer

Die verschiedenen Gneis- und Glimmerschiefertypen konnten auf der geologischen Karte nicht getrennt ausgeschieden werden. Es sind dies Hellglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Hell- und Zweiglimmergneise, Chlorit-Epidotgneise, Porphyrgneise und Porphyroide. Diese Gesteinstypen konzentrieren sich auf die Gebiete zwischen Penser- und Durnholzertal, finden sich aber auch östlich des Durnholzer Tales an der Morgenrast, Getrumspitze, Kassianspitze, im Bereich des Hundskopfes und verlieren sich nach Osten und Norden.

Das bei den Phylloniten beobachtete Vorherrschen flächiger Gefügeelemente im Handstück- bis Profilbereich tritt bei den Glimmerschiefern und Gneisen noch stärker in Erscheinung. Seltener sind axiale Gefügeelemente. Nur in den Typen, die in ihrem Äußeren den Phylloniten ähneln, also in Glimmerschiefern, aber auch in Gneisen, die durch Quarzknauern und Lagen recht inhomogen wirken, treten B-axiale Gefügeelemente etwas häufiger auf. Innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer sind die gleichen Achsenrichtungen wie in den Phylloniten vorhanden. Diese B-tektonitisch geprägten Gneise und Glimmerschiefer lassen sich nicht regional beschränken, sondern sind in vielen Teilen des untersuchten Gebietes vorhanden.

Hellglimmerschiefer und Hellglimmergneise

Durch Abnahme des Hellglimmergehaltes und Zunahme von Quarz und Feldspat gehen die Phyllonite in Hellglimmerschiefer und Hellglimmergneise über. Dieser Übergang ist kontinuierlich, und es ist eine exakte Abgrenzung beider Typen nicht möglich. Die Abgrenzung wird dadurch erschwert, daß nicht nur in der Übereinanderfolge, sondern auch bei Verfolgen einer Gneislage im Streichen häufig ein faciemer Wechsel von Phylloniten, Hellglimmerschiefern und -gneisen eintritt.

Die Farbe dieser Gesteine ist hell- bis dunkelgrau und kann bei Anreicherung von Chlorit in eine grau-grüne übergehen. Nur selten zeigen Hellglimmergneise eine in der Anwitterung rötliche, im frischen Bruch bräunliche oder bräunlich-graue Farbe. Sie erinnern in dieser Ausbildung an Porphyrgneise, lassen sich jedoch bereits makroskopisch von diesen durch fallweises Vorkommen von Granat unterscheiden.

Hellglimmerschiefer und -gneise zeigen ein deutliches Schieferungs-s. Sie sind feinkörnig. Außer Hellglimmer, der den Schieferungsflächen einen hell schimmernden Glanz verleiht, lassen sich andere Mineralkomponenten am Handstück nur fallweise erkennen. So in einigen Handstücken stecknadelkopfgroße Granaten, Quarz in Lagen und Linsen und bei Hellglimmergneisen mm-große Knötchen von Feldspat. Im Handstückbereich ist die Verteilung der Mineralkomponenten meistens eine ziemlich homogene; jedoch sind auch Gesteinstypen vorhanden, die in mm- bis cm-Abständen dünne Hellglimmerlagen aufweisen, die sich von den hellgrauen Zwischenlagen, die fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat bestehen, deutlich abheben.

Hellglimmerschiefer und -gneise sind weit verbreitet. Sie bilden den Hauptbestandteil der sogenannten unteren Gneislagen des Penser- und Durnholzertales und sind außerdem noch am Nordhang des Seeberges (M. del Lago) oberhalb Reinswald in großer Mächtigkeit ausgebildet. Sie finden sich ebenfalls im Thinnebachtal, Albachtal und sind auch — allerdings nicht ausscheidbar — im Schalderertal und Flaggertal vorhanden.

Mikroskopische Untersuchung

Der Quarz der Hellglimmerschiefer zeigt typische Pflasterstruktur. Die Quarzkörner sind miteinander polygonal verzahnt. Die Querschnitte der Körner sind meistens isometrisch, jedoch auch in einigen Schlifften deutlich oblong, wobei die Längserstreckung der Körner in s eine deutliche Regel erkennen läßt. Der Mittelwert der Durchmesser isometrischer Quarze liegt bei 0,09 mm. In einem Schlibfbereich konnten zwei Ausbildungsarten von Quarz beobachtet werden, die sich in ihrer Größe deutlich voneinander unterscheiden. So bilden 0,06 mm große Quarze mit Hellglimmer, Chlorit und gleich großen xenomorphen Albiten das „Grundgewebe“, in dem 0,4 mm große Quarze mit annähernd isometrischen Kornquerschnitten liegen. Zwei verschiedene Größen von Quarzkörnern sind häufiger bei Hellglimmergneisen zu beobachten, jedoch nicht so typisch ausgebildet wie bei den später behandelten Porphyrgneisen und Porphyroiden.

Auch bei den Hellglimmergneisen bilden Quarze in homogener Verteilung zusammen mit gleich großen, xenomorphen Albiten das Grundgewebe. Sie besitzen bei annähernd isometrischen Querschnitten einen Korndurchmesser von 0,035 mm. Diese kleinen Quarze sind nicht sehr deutlich miteinander verzahnt. Innerhalb des Grundgewebes liegen größere, polygonale Quarze — oft deutlich miteinander verzahnt —, die in Lagen, Linsen oder Nestern angeordnet sind und sich mit einem Korndurchmesser von 0,15 mm von den Grundgewebsquarzen gut unterscheiden. Die großen Quarze sind nicht selten gelängt. Ihre Längsachsen liegen in s, bei Bevorzugung einer Richtung in s. Die Nester, Linsen und Lagen lassen sich

nicht gut vom Grundgewebe trennen; ihre Begrenzung ist meist unregelmäßig, mit Übergängen zum Grundgewebe. Quarz zeigt mechanische Beanspruchung in Form undulöser Auslöschung und einzelner Rupturen, wovon weniger die Grundgewebsquarze betroffen sind. Als Einschluß im Quarz finden sich selten kleine Hellglimmer.

Hellglimmer, der in den Hellglimmerschiefern neben Quarz und Feldspat den Hauptbestandteil bildet, tritt in den Hellglimmergneisen meistens etwas zurück. Er ist meistens gut in s geregelt, teils in einzelnen Körnern vorhanden oder bildet angereichert dünne, zusammenhängende Lagen. Die Konzentrierung der Glimmer auf einzelne, zusammenhängende Lagen (s des Gefüges) kann, wie in einem Fall, so weit gehen, daß die quarz- und feldspatreichen, mm- bis cm-mächtigen Zwischenlagen fast keinen Hellglimmer mehr enthalten. Der Hellglimmeranteil der Hellglimmergneise kann sehr gering werden. Es entstehen so Typen — sie sind allerdings sehr selten —, deren Hauptbestandteile Quarz und serizitisierter Feldspat sind, wobei beide lagenweise abwechseln.

Die Hellglimmer besitzen eine durchschnittliche Plättchendicke von 0,035 mm bei Extremwerten von 0,014 bis 0,08 mm. Sie zeigen in s-tektonischen Typen meist keine mechanische Beanspruchung, jedoch kann man auch hier fallweise gebogene Hellglimmer beobachten. In gefalteten Bereichen sind die Glimmer deutlich gebogen, aber auch z. T. unversehrt. Sowohl in s- als auch in B-tektonischen Typen kommen manchmal „Quermuskowite“ vor.

Dunkelglimmer tritt gegenüber Hellglimmer stark zurück und ist nur in wenigen Schliften akzessorisch vorhanden. Er ist teils frisch, teils weitgehend chloritisiert und umschließt häufig Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise ist Dunkelglimmer deutlich gebogen. Pleochroismus: farblos, hell- bis mittelbraun.

Chlorit dürfte in den meisten Fällen durch Umwandlung aus Dunkelglimmer und Granat entstanden sein. Der Chloritanteil ist meistens gering, kann aber manchmal dem von Hellglimmer gleichkommen. Es entstehen so grau-grüne Gesteinstypen, die einen Übergang zu den nachfolgend behandelten Chlorit-Epidotgneisen darstellen. Chlorit liegt meistens in mittelgroßen, idiomorphen Schüppchen vor, und nur dort, wo er als Umwandlungsprodukt von Granat auftritt, bildet er Aggregate aus kleinen Körnchen. Der Pleochroismus ist für x farblos, für y und z grün.

Beim Feldspat handelt es sich ausschließlich um Albit mit einer Lichtbrechung, die kleiner ist als die von Quarz, und einem Achsenwinkel von $2V \times 101^\circ$ bis 104° . Die Albite der Hellglimmerschiefer und der Hellglimmergneise besitzen den gleichen An-Gehalt. Hellglimmerschiefer haben meistens ein gleichmäßiges, körniges Gefüge. Die Albite sind gleich groß oder etwas größer als die Quarzkörner. Ihre Durchmesser betragen im Mittel 0,1 mm. Die Körner sind meist leicht serizitisiert. Frische Individuen lassen nicht selten eine gute Spaltbarkeit nach (001), eine weniger gute nach (010) erkennen. Albit ist meist polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt; weniger häufig ist Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz. Die Albitkörner enthalten fallweise Einschlüsse von Hellglimmer (manchmal ein si bildend), Chlorit, gerundete Quarze, seltener Epidot.

In den Hellglimmergneisen lassen sich deutlich zwei Größenordnungen von Albit unterscheiden: 1. Albitkörner des Grundgewebes in der Größe der Quarze. Sie haben xenomorphe Begrenzung, sind meist leicht serizitisiert und zeigen manchmal Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung. Einschlüsse von kleinen Hellglimmern (si) sind nicht selten. In einem Schlibereich besteht ein kontinuierlicher Übergang von Grundgewebsalbiten zu Albitporphyroblasten¹⁾.

Die Albitporphyroblasten sind nicht eigengestaltet. Manchmal ist eine idiomorphe Begrenzung angedeutet. Sie sind im Gegensatz zu den Grundgewebsalbiten fast immer unzersetzt. Die Porphyroblasten liegen meistens als Einzelkörner innerhalb des Grundgewebes oder schließen sich seltener zu Gruppen einander durchdringender Körner zusammen. Im Mittel beträgt ihr Durchmesser 0,7 mm. Sie sind also 13mal größer als die Grundgewebsalbite. Einschlüsse in ihnen sind nicht sehr häufig. Sie beschränken sich auf Serizit, Glimmer, Chlorit, gerundete kleine Quarze und Erz. Häufig werden die Albitporphyroblasten von Glimmer umschmiegt. Ein Glimmersi konnte in keinem Fall beobachtet werden. Die mechanische Beanspruchung tritt bei den Albitporphyroblasten deutlicher hervor als bei den Grundgewebsalbiten. Die großen Albite sind nicht selten undulös oder rupturrell durchschert, wobei in einem Korn längs einer Ruptur die Zwillingslamellen gegeneinander versetzt sind und man so eine relative Sprunghöhe erkennen kann. Verwilligung nach (010), seltener nach (001). Grundgewebsalbite und Albitporphyroblasten haben den gleichen An Gehalt (An 5%).

In allen Schliben ist Zirkon und Apatit vorhanden. Zirkon in kleinen Körnern mit hoher Licht- und Doppelbrechung, mit pleochroitischen Höfen in Dunkelglimmer und Chlorit. Apatit in mittelgroßen Körnern mit mausgrauer Interferenzfarbe. Die in einigen Schliben in Hellglimmerschiefer und -gneis vorhandenen Granatkörner schließen manchmal gerundete Quarze ein, jedoch ohne si- oder Einschlußwirbel. Randlich sind die Granaten oft umgewandelt in Chlorit. Die Chloritisierung kann längs Rissen ins Granatkorn vordringen und so zu einer völligen Umwandlung des Granats führen. In einzelnen Schliben ist Epidot in kleinen, länglichen, farblosen bis trübgelblichen Körnern vorhanden. Die Lichtbrechung ist hoch. Die Interferenzfarben sind meist fleckig und gehören der zweiten Ordnung an. Die Längserstreckung der Epidotkörner liegt häufig parallel s des Gefüges mit deutlicher Regel in s. Turmalin ist nicht selten, fehlt aber in vielen Schliben völlig. Er zeigt in Längsschnitten kräftig braun-blauen Pleochroismus. Von den opaken Mineralen sind Magnetit, Leukoxen — mit im Auflicht weißgelblicher Reflektionsfarbe —, dann Hämatit zu nennen. Sekundäre Fe-Lösung ist an Klüften und s-Flächen ins Gestein eingedrungen.

Chlorit-Epidot-Gneise

Es sind feinkörnige, grünliche Gesteine mit meist gutem Schieferungs-s. Am Handstück lassen sich teilweise kleine helle Knötchen von Feldspat erkennen. Die Chlorit-Epidot-Gneise sind gegen die anderen Gesteinstypen oft schwer abzugrenzen und gehen kontinuierlich in chloritärmeren

¹⁾ Unter Porphyroblasten sollen hier Gemengteile verstanden werden, die sich durch ihre Größe von den anderen Komponenten unterscheiden, ohne vorerst über ihre Genese etwas auszusagen.

Typen über. Sie sind weit verbreitet, wenn auch nicht so häufig wie die Hellglimmerschiefer und -gneise. So finden sich z. B. Chlorit-Epidot-Gneise mit dm dicken Quarzlagen und -knauern in größerer Mächtigkeit in der unteren Gneislage NNE St. Valentin bei Astfeld, und sie sind ebenfalls in den unteren Gneislagen des westlichen Durnholzertales recht häufig.

Unter dem Mikroskop

Quarz ist wie bei den Hellglimmerschiefern nur in einer Größenordnung vorhanden. Die Querschnitte sind meist isometrisch mit einem mittleren Durchmesser von 0,09 mm. Sie haben typische Pflasterstruktur und sind häufig deutlich undulös.

Hellglimmer tritt gegenüber Chlorit, Quarz und Feldspat zurück. Es sind meist Einzelkörner, jedoch bilden sie auch manchmal dünne, zusammenhängende Lagen. Hellglimmer ist mit (001) meistens in s geregelt. Einzelne Blättchen sind fallweise gebogen.

Dunkelglimmer ist nur sporadisch vorhanden und fast vollständig in Chlorit umgewandelt.

Chlorit ist sehr häufig und das charakteristische Mineral dieses Gesteinstyps. Er ist meist idiomorph und liegt mit (001) parallel s. Die nicht selten innerhalb der Chloritkörner liegenden Mikrolitheneinschlüsse dürften umgewandeltes Erz und kleine Epidotkörnchen sein. Chlorit tritt auch hydrothermal als Kluftausfüllung auf. Es sind dann keine Blättchen, eher Sphärolithe, die bei gekreuzten Nikols radiale Anordnung erkennen lassen. Der aus der Umwandlung des Granats hervorgegangene Chlorit bildet Aggregate kleiner bis mittelgroßer Körner.

Epidot ist in allen Schliffen reichlich vorhanden und in der Häufigkeit ebenso charakteristisch für diesen Gesteinstyp wie Chlorit. Epidot zeigt teils leicht stengelige, teils rundliche Querschnitte. Die kleinen bis mittelgroßen Individuen haben mittlere Lichtbrechung und fleckige Interferenzfarben der zweiten Ordnung. Ihre Farbe im Dünnschliff ist trüb-gelblich. Eine Spaltbarkeit ist meistens nicht zu erkennen. Ihre Querschnitte haben im Mittel eine Größe von 0,03 mm. Pleochroismus fehlt. Der Achsenwinkel beträgt $2V \times 75^\circ$, vermutlich also Fe-reicher Epidot.

Der Feldspat zeigt gleiche Ausbildung wie bei den Hellglimmerschiefern. $2V \times 99^\circ$ (An 6%). Die Lichtbrechung ist kleiner als bei Quarz. Die Albitkörner sind nicht eigengestaltet, liegen in der Größenordnung der Quarze vor, und nur vereinzelt treten größere Körner auf. Die Albite lassen z. T. beginnende Serizitisierung erkennen. Die Einschlüsse sind die gleichen wie bei den Albiten der Hellglimmerschiefer. Weniger zersetzte Individuen zeigen Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung.

Akzessorisch treten auf: Apatit, Zirkon, Turmalin, oxydisches Erz, Leukoxen und kelyphitisierter Granat (Umwandlung in Chlorit und Serizit). Sehr häufig ist zu erkennen, daß Fe-Lösung längs s-Flächen und Klüften ins Gestein drang.

Zweigliimmerschiefer bis Zweigliimmergneise

Es sind hell- bis dunkelgraue Typen, die stellenweise in der Anwitterung eine bräunlich-rötliche Farbe annehmen können. Die Gneise sind feinkörnig, mit deutlichem Schieferungs-s. Am Handstück lassen sich Dunkelglimmer und fallweise kleine weiße Feldspatknötchen erkennen.

Eine genaue Abgrenzung der Zweiglimmerschiefer und -gneise zu Phylloniten, Chlorit-Epidot-Gneisen und Hellglimmergneisen läßt sich nicht durchführen. Sie treten anteilmäßig gegenüber den anderen Gesteinstypen zurück, sind jedoch relativ häufig im Gebiet zwischen Durnholz und Durnholzer Jöchl und bilden die Gneisaufgabe der Schönjöchlspitze nördlich Durnholz.

Unter dem Mikroskop

Quarz findet sich in gleicher Größe und Ausbildung wie bei den Hellglimmergneisen.

Hellglimmer liegt in einzelnen Schuppen meistens mit (001) parallel s. Seltener sind zusammenhängende Glimmerlagen. In einigen Fällen ist Hellglimmer parallel verwachsen mit Dunkelglimmer. Er läßt nur selten mechanische Beanspruchung erkennen. Die durchschnittliche Blättchendicke beträgt 0,03 mm. In einem Schliff fällt bei Hellglimmer Pleochroismus von farblos bis zu grünlich auf. Der bei diesen Hellglimmern ermittelte Achsenwinkel schwankt zwischen $2V \times 12^\circ$ bis 40° .

Dunkelglimmer ist reichlich vorhanden und manchmal gegenüber Hellglimmer überwiegend. Er ist meistens mit (001) parallel s geregelt. Manchmal kommen auch Querbiotite vor. Die Dunkelglimmer haben eine durchschnittliche Blättchendicke von 0,05 mm (nicht selten bis 0,1 mm) und sind nur selten gebogen. Dunkelglimmer ist meistens frisch und nur wenig chloritisiert. Er umschließt häufig kleine Körner von Zirkon mit pleochroitischen Höfen und Epidot.

Der Chloritanteil ist geringer als der von Dunkelglimmer, ist aber häufig größer als der Anteil von Hellglimmer. Chlorit ist idiomorph. Als Einschlüsse in Chlorit finden sich Zirkon und Epidot.

Feldspat zeigt gleiche Ausbildung wie bei den Hellglimmer- und Epidot-Zoisit-Gneisen. $2V \times 99^\circ$. Lichtbrechung kleiner als bei Quarz. Größe: 0,5 mm. Die Feldspatkörner eines Schlibfbereiches haben sehr schwankende Achsenwinkel, so daß möglicherweise neben Albit auch Kalifeldspat vorhanden ist. Wegen der Serizitisierung ist aber eine genaue Einmessung nicht möglich.

Akzessorisch sind Apatit und Zirkon, ebenso Epidotkörner. Sekundär ist Hämatit?, Limonit? längs Klüften und s des Gefüges vorhanden. Ein Schliff enthält Aggregate feiner Nadelchen von gemeiner Hornblende mit $2V \times$ um 79° . Pleochroismus x, y hellgrün; z dunkelgrün. Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ auf (010) $\sim 20^\circ$.

Porphyrgneise und Porphyroide ¹⁾

Die nach der Untersuchung mit dem P. M. vorgenommene Unterteilung und Benennung soll so verstanden werden, daß jene Typen als Porphyrgneise bezeichnet werden, bei denen der Korngrößenunterschied zwischen

¹⁾ Porphyroide Hälleflintgneise SANDERS (SANDER 1929).

Grundgewebskörnern und Feldspatkristalloblasten porphyrahlich ist, ohne jedoch schon auf ihre Genese Bezug zu nehmen. Porphyroide zeigen ähnliche Ausbildung; sie sind jedoch weniger stark metamorph und weisen Reliktgefüge auf, die eine Genese aus porphyrischem Material als sicher erscheinen lassen.

Porphyrgneise und Porphyroide zeigen meistens in der Anwitterung eine bräunliche bis rötliche Farbe, die von eisenreichen Verwitterungslösungen stammt. Im frischen Bruch sind sie grau bis graubraun oder auch rötlich, wobei im Handstückbereich eine Wechsellagerung von grauen und bräunlich-rötlichen Lagen nicht selten ist. Das Gestein ist feinkörnig mit bis zu 5 mm großen einsprenglingsartigen Feldspäten. Sie sind teils bräunlich wie das Grundgewebe oder heben sich durch eine hellere Farbe von diesem ab. Die Gneise zeigen keine deutliche Fältelung. Ihr Schieferungs-s ist meist gut ausgeprägt.

Porphyrgneise setzen zwischen Durnholzer- und Pensertal im Gebiet des Durnholzer Jöchls ein, sind am Gentersberg (M. di Quaire), M. dei Masi vorhanden, treten am Hurlach (M. Corlo) auf, wo sie mit Phylloniten am Ostgrat wechsellagern. Sie bilden den sich nach Osten öffnenden Halbkessel der Radelspitze, wo sie eine Mächtigkeit von 600 m erreichen. Sie sind noch in der oberen Gneislage zwischen Durnholzer- und Pensertal vorhanden und verlieren sich nach Süden. Nach Osten zu sind Porphyrgneise noch westlich der Morgenrast (M. Mattina), an der Getrum- und Kassianspitze vorhanden. Weiter östlich sind sie seltener und geringer mächtig. Letzte Vorkommen nach Osten sind die Porphyrgneise, die um die Radelseespitze (Bereich Hundskopf) streichen. Innerhalb der Porphyrgneise der Kassianspitze finden sich drusenförmige Hohlräume, die von milchig-trüben Quarzen zum Teil ausgefüllt sind.

Porphyrgneise liegen konkordant zwischen den anderen Gesteinen und sind durch scharfe Grenzflächen von diesen getrennt, wodurch sie sich deutlich von Hellglimmer-, Zweiglimmer- und Chlorit-Epidot-Gneisen unterscheiden, die untereinander und zu Phylloniten allmähliche Übergänge bilden. Porphyrgneise sind vorwiegend in hangenden Partien des Quarzphyllonits eingelagert, seltener in tieferen Horizonten. Ausnahmen sind einige kleinere Vorkommen im unteren Teil des Penser Kirchbaches und im nördlich davon gelegenen, parallel zu letzterem gelegenen Bach. Ein kleineres Vorkommen von Porphyrgneis liegt in Astfeld an der Straße nach Durnholz. Die in unteren, vegetationsreichen Talhängen vorhandenen Gneisvorkommen sind nur schlecht aufgeschlossen und erlauben keine Aussage über ihre Lagerung.

Innerhalb der meist rötlichen Porphyrgneise treten Gesteinslagen auf, die sich nach eingehender petrographischer Untersuchung als Porphyroide erweisen. Die hieraus entnommenen Handstücke entstammen einmal einer Porphyrgneislage ostnordöstlich der Schaldererscharte, zum anderen der Porphyrgneislage unterhalb der Radelseespitze. Porphyroide bilden teils nicht deutlich geschieferte, teils gut geschieferte Lagen innerhalb der Porphyrgneise. Sie sind von hellgrauer bis bräunlich-rötlicher Farbe. Feldspateinsprenglinge lassen sich am Handstück gut erkennen.

Unter dem Mikroskop

Quarz ist bei den Porphyrgneisen meistens in zwei Größenordnungen vorhanden:

1. Quarze mit isometrischen Querschnitten im Grundgewebe mit einem Korndurchmesser von 0,04 mm. Sie sind mit Glimmer, Chlorit und gleich großen Feldspäten homogen im Grundgewebe verteilt. Dieses Grundgewebe geht bei den Porphyroiden in eine kryptokristalline Grundmasse über. Grundgewebsquarze sind xenomorph und nicht selten undulös auslöschend.

2. Innerhalb des Grundgewebes der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der porphyroiden Typen liegen feldspatfreie bis -arme Lagen, Nester und Linsen, die von durchschnittlich 0,13 mm großen, miteinander polygonal verzahnten Quarzen gebildet werden. Diese Quarze löschen meist deutlich bis stark undulös aus und sind oft oblong nach s des Gefüges, wobei ihre längsten Durchmesser eine bevorzugte Richtung in s einnehmen. Der längste Durchmesser ist ungefähr doppelt so lang wie der kürzeste. Auch sind fallweise in s perschnurartig aneinandergereihte Quarze zu beobachten. In wenigen Schliffen von Porphyrgneis ist Quarz nicht in zwei gut voneinander zu trennenden Größenordnungen vorhanden und bildet so mit anderen Gefügegenossen ein gleichmäßig körniges Grundgewebe. Diese letzten sind ebenfalls deutlich undulös und oft oblong. Größe: 0,12 mm. In einem Porphyroid wurde innerhalb eines xenomorphen Quarzkornes einer Quarzlage, das einseitig von Grundmasse begrenzt wird, ein sich nach innen verbreiternder, mit Grundmasse gefüllter Korrosionsschlauch gefunden (Bild 4 auf Tafel 11).

In allen untersuchten Schliffen von Porphyrgneis zeigen die Feldspate zwei in ihrer Größe und Korngestalt deutlich unterscheidbare Ausbildungsarten:

1. Feldspatkörner des Grundgewebes. Sie haben die Größe der Grundgewebsquarze, z. T. die der Quarze, die in Nestern, Linsen und Lagen angeordnet sind. Die Körner sind xenomorph und leicht serizitisiert. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung lassen sich nur selten erkennen. Es ist Albit mit durchschnittlichem Achsenwinkel von $2V \times 100^\circ$ und Kalifeldspat mit $2V \times 75^\circ$. In manchen Schliffen konnten gegitterte Grundgewebsmikrokline festgestellt werden.

2. Im Grundgewebe der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der porphyroiden Gesteinstypen liegen durchschnittlich 1 mm große Feldspatporphyroblasten, meistens als Einzelkörner. Jedoch kommen auch Korngruppen vor, in denen die Feldspate ein z. T. sperriges Gefüge bilden, wobei bei den einzelnen Körnern fallweise xenomorphe Begrenzung gegeben ist. Die Feldspate sind häufig frisch, deutlich idiomorph, manchmal ecken gerundet, jedoch auch nicht selten randlich teilweise zum Grundgewebe unscharf abgegrenzt oder ohne idiomorphe Kornbegrenzung. Der Feldspat ist teils Albit mit einem durchschnittlichen Achsenwinkel von $2V \times 101^\circ$ (An 5%), teils Kalifeldspat mit $2V \times 74^\circ$. Zur Bestimmung des An-Gehaltes wurde bei Albit (Perthit) neben der Indikatrix noch die Spaltbarkeit bzw. Verwachsungsebene von (001) und (010) eingemessen. Nach dem Stereogramm I (Normalengesetz) von v. d. KAADEN (W. E. TRÖGER)

konnte ein An-Gehalt von 0 bis 5% ermittelt werden. Die Pole von (001) und (010) der Albite der Porphyrgneise und auch der Porphyroide fielen in die unmittelbare Umgebung der Tieftemperaturkurve. Tieftemperatur-optik bei Albit ist für die Porphyrgneise zu erwarten und ist durchaus nicht überraschend für die Porphyroide, da nach F. KARL (1954) Tieftemperatur-optik bei Plagioklas selbst in leicht tektonisch beanspruchten Vulkaniten nicht selten ist.

Albit ist meist nach dem Albit- und Karlsbadergesetz verzwillingt. Sehr selten sind Periklinzwillinge. Zwillingsbildung ist bei Kalifeldspat nicht so häufig. Es sind Zwillinge nach dem Karlsbader- und Manebacher-gesetz. Nicht selten ist Mikroklin mit typischer Gitterzeichnung. Fehlt diese, so ist es nicht möglich, zu entscheiden, ob ungegitterter Mikroklin oder Orthoklas vorliegt, da die Spaltbarkeit nach (010) mangelhaft ist, so daß gerade oder schiefe Auslöschung und somit monokline oder triklone Symmetrie nicht festgestellt werden kann.

Kalifeldspat- und Albitporphyroblasten zeigen häufig mechanische Beanspruchung in Form undulöser Auslöschung und Rupturen. Rupturen werden häufig von Quarz, Chlorit und Fe-Lösung ausgefüllt. In einem Albitkorn wurde Kalifeldspat als Ausfüllung angetroffen.

In einigen Fällen wird Albit von ungegitterten Kalifeldspatanwach-rändern umgeben (Bild 5 auf Tafel 11), die zum Teil kleine gerundete Quarze enthalten, die im Albitkern fehlen. Die Kalifeldspatporphyroblasten zeigen häufig eine Pigmentierung durch Fe²⁺-Staub, die meistens in der Randzone fehlt. An zwei Feldspatkörnern aus Porphyroiden wurden nach dem Innern zu sich verbreiternde Korrosionsschläuche beobachtet (Bild 6 auf Tafel 11), die mit Grundmasse gefüllt sind. Hierbei ist an einem Korn mit Pigmentierung auffällig, daß diese nicht nur in der Randzone, sondern auch in unmittelbarer Umgebung des Korrosionsschlauches fehlt. Die Gestalt des Feldspates ist also auch außerhalb des Korrosionsschlauches eine korrosive.

Sehr häufig sind perthitische und antiperthitische Verwachsungen von Kalifeldspat (mit und ohne Mikroklingitterung) und Albit. Der innerhalb des „Wirtskristalls“ nicht zusammenhängende, fleckig verteilte Albit bzw. Kalifeldspat löscht immer einheitlich aus. Bei perthitisiertem Kalifeldspat liegt Albit nicht nur innerhalb des Kalifeldspates, sondern in manchen Fällen wird das Kalifeldspatkorn randlich zum Teil von Albit umsäumt, wobei die Albitrandzone die gleiche optische Orientierung wie der fleckig verteilte Albitanteil innerhalb des Kalifeldspates besitzt. Fallweise weist auch Albit einen Kalifeldspatsaum auf, der optisch gleich orientiert ist wie die Flecken von Kalifeldspat innerhalb des Albits. Die Randzonen sind meistens nicht isoliert, sondern mit einzelnen Albit- oder Kalifeldspatflecken im Inneren des Wirtskristalls verbunden. Die Verwachsung von Albit und Kalifeldspat ist oft derart, daß man nicht unterscheiden kann, ob Perthit oder Antiperthit vorliegt. Im gleichen Gestein können bei Feldspatporphyroblasten Übergänge von nicht perthitisiertem Kalifeldspat über Perthit zu Albit vorhanden sein. Perthitische und antiperthitische Verwachsungen begrenzen sich entweder unregelmäßig oder nicht selten regelmäßig, wobei die Grenzen parallel zu bevorzugten kristallographischen Richtungen (Spaltbarkeiten) des „Wirtskristalls“ verlaufen. Es können

so regelmäßig geometrische, z. B. stufenförmig begrenzte oder rhombenförmige Verwachsungsfiguren entstehen. Manchmal findet sich Schachberttalbit.

Einschlüsse in den Feldspatporphyroblasten sind selten, sie sind jedoch relativ häufig bei nicht idiomorphem Kalifeldspat. Sie beschränken sich auf Apatit, oxydisches Erz, Serizit, Hellglimmer, Chlorit, gerundete kleine Quarze und Feldspäte der Grundmasse bzw. des Grundgewebes. Es sind meist Einschlüsse von einzelnen Körnern, aber auch feinkörnige, zusammenhängende Teile des Grundgewebes der Porphyrgneise bzw. der Grundmasse der Porphyroide. In einigen Fällen konnte ein si (unverlegt) von Hellglimmer in nicht idiomorphem Kalifeldspat beobachtet werden. Viel häufiger jedoch wird Hellglimmer nicht von Feldspatporphyroblasten eingeschlossen, sondern umschmiegelt diese. Manchmal umschließen größere Kalifeldspatkörner idiomorphe Feldspatporphyroblasten, die perthitisch oder antiperthitisch verwachsen sind. Ein ungetittertes Kalifeldspatkorn beherbergt xenomorphe, ältere Mikrokline, die untereinander gleich auslöschten und die ebenso die gleiche optische Orientierung wie ein kleines, an den Kalifeldspat grenzendes Mikroklinkorn besitzen. Ein xenomorpher, nicht perthitisierter Kalifeldspat umschließt in einem anderen Fall kleine gerundete, ältere Albitkörnerchen, die z. T. noch Zwillingslamellen erkennen lassen, deren Auslöschungsstellung die gleiche ist wie die Lamellen eines den Kalifeldspatwirt xenomorph begrenzenden Albits mit antiperthitischer Verwachsung. Der Kalifeldspatwirt und die unregelmäßig begrenzten Antiperthitflecken im Albit haben ungleiche Auslöschung und befinden sich nicht in Zwillingsstellung. Myrmekitquarz konnte in keinem Schliff beobachtet werden.

Auffällig bei den Porphyrgneisen und besonders bei den Porphyroiden ist der deutliche Korngrößenunterschied der Komponenten. So ist der Durchmesser der Feldspatporphyroblasten bei den Porphyroiden im Mittel 120mal größer als der der kaum auflösbaren Grundmassekörner. Von der kryptokristallinen Grundmasse der porphyroiden Typen sind allmähliche Übergänge zu feinst- und feinkörnigem Grundgewebe der Porphyrgneise zu beobachten, wodurch der Korngrößenunterschied der Komponenten geringer wird.

Die Hellglimmer der Porphyrgneise kommen meistens in einzelnen, mit (001) in s geregelten Körnern vor. In manchen Schliffen konzentrieren sich die Hellglimmer in dünnen Schlieren. Die durchschnittliche Blättchendicke der Glimmer beträgt 0,035 mm. Die Blättchen sind meistens mechanisch unversehrt, jedoch beobachtet man in fast allen Schliffen nicht selten vereinzelt Hellglimmer, die deutlich bis stark gebogen sind. Hellglimmer ist fallweise mit Chlorit parallel verwachsen. Selten zeigt Glimmer farblosen — hellgrünen Pleochroismus. Hellglimmer ist ebenfalls in Porphyroiden vorhanden.

Dunkelglimmer tritt gegenüber Hellglimmer bei weitem zurück und ist nur in wenigen Schliffen sporadisch vorhanden. Er ist z. T. frisch, z. T. ist eine beginnende Umsetzung in Chlorit zu beobachten. Dunkelglimmer enthält Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Fallweise beobachtet man eine Parallelverwachsung mit Hellglimmer. Die Dunkelglimmer sind nur selten deutlich mechanisch beansprucht.

Bild 4
Korrosionsschlauch in Quarz.
+ Nikols.

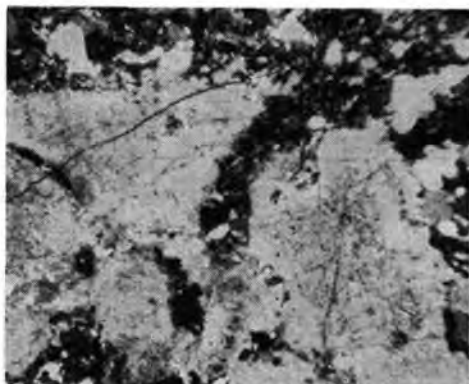
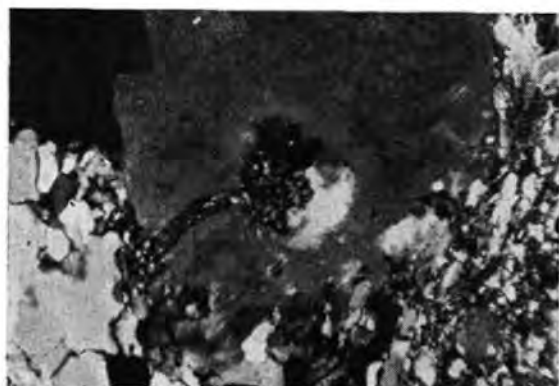


Bild 5
Kalifeldspatanwachsrand
um Albit.
+ Nikols.



Bild 6
Korrosionsschlauch
in Feldspat.
+ Nikols.



Chlorit ist fast immer vorhanden. Es sind meist Blättchen, seltener Aggregate kleiner Körnchen. Nicht selten tritt Chlorit als Kluftausfüllung auf.

Die Akzessorien beschränken sich auf Apatit, Zirkon, Erz, seltener Leukoxen. Bei den Porphyroidvorkommen am unteren, östlichen Talhang des Pensertales in der Nähe von Pens tritt Epidot, der sonst völlig fehlt, als akzessorischer Gemengteil auf. Turmalin und Granat konnte in keinem Schriff festgestellt werden. Das Erz ist Magnetit, z. T. pseudomorph nach Hämatit, feinverteilter Hämatit (Fe?-Staub). Häufig läßt sich erkennen, daß Fe-reiche Lösungen (hämatitisch? limonitisch?) längs s und (h01)-Klüften ins Gestein eingedrungen sind, z. B. in die Intergranulare des Grundgewebes der Porphyrgneise, so daß die Pflasterstruktur auch ohne gekreuzte Nikols gut zu erkennen ist. In einigen Fällen wird Chlorit durch Fe-Lösung bräunlich gefärbt. Hämatit feinverteilt oder sekundär durch eisenreiche Lösungen eingedrungen, gibt den Porphyrgneisen und Porphyroiden eine bräunlich-rötliche Farbe.

Quantitativer Bestand

Die nach ROSIVAL mit dem Integrationstisch ausgezählten Mineralanteile von 5 Schriffen ergaben für Glimmerschiefer, Hellglimmergneise und Zweiglimmergneise:

Glimmer und Chlorit	22,2%
Quarz	46,5%
Feldspat.....	28,5%
Akzessorien	2,8%

Für Porphyrgneise (4 Schriffe) im Mittel:

Glimmer und Chlorit	13,2%
Quarz	42,6%
Feldspat.....	42,6%
Akzessorien	1,6%

Von zwei Handstücken von Porphyrgneisen sind chemische Analysen gemacht worden.

(Analyse I: Porphyrgneis vom Hurlach; Analyse II: quarzreicher Porphyrgneis von Pt. 2053 m nördlich Astfeld). Analysator: J. TERLUNEN.

	I	II
SiO ₂	76,65%	83,62%
Al ₂ O ₃	11,50%	10,00%
Fe ₂ O ₃	2,25%	1,80%
MnO	0,35%	Spuren
MgO	} <	} < 0,10%
CaO		
K ₂ O	} <	} 3,40%
Na ₂ O		
H ₂ O	0,85%	1,00%
	<hr/>	<hr/>
	99,46 ± 0,1%	99,92 ± 0,1%

Petrogenese

Das Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation bei Glimmerschiefern und Paragneisen ist nicht immer leicht zu kennzeichnen. Zwar wirkten sich die horizontalen Einengungen auch innerhalb der Gneise aus, jedoch bei weitem geringer als bei den Phylloniten, welche die Einengungen auffingen und durch Fältelungen und Scherungen abbildeten. Paragneise und Glimmerschiefer zeigen meistens selbst im Schlibfbereich typisch flächiges Gefüge. Liegen Fältelungen vor, so ist Hell- und Dunkelglimmer fallweise deutlich bis stark gebogen, jedoch auch unversehr. Selbst in typischen s-Tektoniten sind fallweise einige Glimmer deutlich mechanisch beansprucht. Daneben kommen nicht selten quer zu s stehende, unversehrte Glimmerleisten (Quermuskowite, Querbiotite) vor. Die Kristallisation der Glimmer begann also vor oder während der Deformation und überdauerte diese. Quarz ist in allen Typen undulös und polygonal miteinander verzahnt, also rekristallisiert. Die amöboid begrenzten, häufig leicht serizitisierten Albite der Hellglimmerschiefer sind ebenfalls nicht selten mechanisch beansprucht. Sie enthalten fallweise ein si von Hellglimmer, das immer unverlegt zum externen se liegt. Die Albitporphyroblasten der Hellglimmergneise sind oft rupturrell deformiert oder undulös. Ein si konnte in keinem Fall beobachtet werden. Hingegen werden die Porphyroblasten häufig von Glimmer umschmiegt. Dagegen, daß etwa die Albite der Hellglimmergneise allothigene Komponenten darstellen, sprechen Korngestalt und Gefüge. Sie könnten demnach eher einer frühen Albitisierungsphase zugeordnet werden. Granat ist nicht sehr verbreitet und zeigt keinerlei si oder Wirbeleinschlüsse, so daß eine genetische Beziehung zur Deformation und zur Bildung bzw. Rekristallisierung der anderen Gefügegenossen nicht möglich ist.

Im Gegensatz zu den Paragesteinen stehen Porphyrgneise und Porphyroide, die sowohl zu Phylloniten als auch zu den übrigen Paragesteinen stets scharf abgegrenzt sind. So heben sich Porphyrgneise und Porphyroide bereits im Gelände von den übrigen Gesteinstypen ab. Sie unterscheiden sich von Glimmerschiefern und den übrigen Gneisen durch den auffallenden Korngrößenunterschied der Grundgewebeskörner (Grundmasse bei Porphyroiden) und den Feldspatporphyroblasten, die häufig idiomorphe Ausbildung zeigen. Ebenso ist Kalifeldspat vorhanden, der in den übrigen Gesteinstypen fehlt. Epidot ist in den Porphyroiden nicht vorhanden und tritt in den Porphyrgneisen stark zurück. Auffällig ist ebenfalls ein völliger Mangel von Granat und Turmalin in Porphyrgneisen und Porphyroiden.

Das Vorkommen von Kalifeldspat ausschließlich in Porphyrgneisen und Porphyroiden schließt eine Zufuhr von weither aus und läßt vermuten, daß Kalifeldspat in Porphyroiden und Porphyrgneisen bereits primär vorhanden war.

Der porphyrische Ursprung der Porphyroide ist durch Reliktgefüge (Korrosionsschläuche in Quarz und Feldspat) offensichtlich. Reliktgefüge fehlen aber in den stärker metamorphen Porphyrgneisen. Läßt sich so bei letzteren eine Herkunft aus porphyrischem Material nicht eindeutig beweisen, so machen doch allmähliche Übergänge von kryptokristalliner Grundmasse der Porphyroide zu feinst- und feinkörnigem Grundgewebe

der Porphyrgneise, gleiche Mineralzusammensetzung und gleiche Ausbildung der Feldspatporphyroblasten eine gleiche oder ähnliche Herkunft der Porphyrgneise und Porphyroide wahrscheinlich, wobei die Porphyroide von der Schiefermetamorphose schwächer betroffen wurden, also Relikte innerhalb der Porphyrgneise darstellen könnten.

Ebenso sprechen die chemischen Analysen nicht gegen eine Herkunft der Porphyrgneise aus porphyrischem Material oder dessen Tuffen. Die Analyse I entspricht der eines gewöhnlichen Quarzporphyrs, wobei das deutliche Vorherrschen von Na_2O gegenüber dem Anteil an K_2O auffallend ist. Die Analyse II zeigt sehr hohen SiO_2 -Gehalt. Ähnlich hohen, durch Einkieselung entstandenen SiO_2 -Gehalt gibt O. MÜGGE (1893) von z. T. geschieferten Quarzkeratophyren (Lenneporphyren) aus dem Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge an. Neben einschlußarmem Albit, perthitisch bzw. antiperthitisch verwachsenem Feldspat und Kalifeldspat — z. T. mit Mikroklingitterung — ist noch ungegitterter, nicht perthitisierter, nicht idiomorpher Kalifeldspat vorhanden, der manchmal Einschlüsse von Glimmer (si), Chlorit, gerundeten Quarzen, xenomorphem Albit und Mikroklin sowie idiomorphen perthitisch bzw. antiperthitisch verwachsenen Feldspatporphyroblasten enthält und sich folglich als Neubildung erweist. Im Zusammenhang mit dieser Kalifeldspatneubildung entstanden Kalifeldspatanwachsrande und Rupturausfüllungen bei Albit bzw. Antiperthit.

Die Feldspatporphyroblasten sind häufig mechanisch beansprucht, was durchaus zu erwarten ist, nimmt man porphyrisches Ausgangsmaterial an und betrachtet die Porphyroblasten als ehemalige Porphyreinsprenglinge, die im Verlauf der Schiefermetamorphose und der Deformation mechanisch beansprucht wurden. Jedoch selbst die Kalifeldspatneubildungen sind nicht selten undulös. Die Kalifeldspatneubildungen begannen also vor bzw. während der Deformation, wobei angenommen werden kann, daß diese Neubildungen die Deformation überdauerten, was Rupturausfüllungen bei Albiten durch Kalifeldspat vermuten lassen.

Das Verhältnis Kristallisation der Glimmer zur Deformation ist gleich wie bei den Paragneisen. Die Kristallisation begann vor bzw. während der Deformation und überdauerte sie. Hydrothermale Kluftausfüllungen durch Chlorit, Fe-Lösung, sekundären Quarz und in einem Fall Epidot bilden ähnlich wie bei Paragesteinen abschließende Vorgänge.

Die Quarzlinsen, -nester und -lagen der Porphyrgneise und Porphyroide können im Laufe der Metamorphose durch Auswalgung von Porphy Quarzen entstanden sein. Im Fall eines porphyroiden Gesteins, wo mir die Häufigkeit und Größe der Linsen und Nester diese Annahme unwahrscheinlich machten, wurden die Quarzachsen (c-Achsen) der einzelnen Linsen und Nester bildenden Quarze getrennt eingemessen. Hiebei zeigt sich (D 15 a bis D 15 d), daß die aus den einzelnen Teilbereichen gewonnenen Diagramme recht unterschiedliche Regeln der Quarze besitzen; z. T. die eines typischen s-Tektonits (D 15 d) mit Maximum in a des Gefüges oder die Andeutung einer Gürtelbesetzung eines B-Tektonits (D 15 b, D 15 c) oder eine nicht deutbare Regel, (D 15 a). Die Diagramme zeigen keine einheitliche Symmetrie, was eine gemeinsame Prägung der einzelnen Teil-

bereiche innerhalb des vorliegenden Gesteins ausschließt, so daß die Annahme, die Quarzlinzen und -nester seien allothigene, bereits geregelte Komponenten des Nebengesteins, berechtigt erscheint.

Im Fall eines gut geschieferten Porphyrgneises wurden die Quarze zweier voneinander getrennter Quarzlagen gesondert eingemessen. Beide Diagramme zeigen die gleiche Regel und zwar eines s-Tektonits mit Maximum I nach SANDER und deutlicher bzw. weniger deutlicher Häufung der Quarzachsen um c des Gefüges. Die Teilbereiche wurden also gemeinsam im vorliegenden Gestein geprägt.

4. Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer

Zu den von B. SANDER 1929 an der Meieralpe östlich Rabenstein im Pensertal festgestellten Vorkommen eines gabbroiden Amphibolits kommen noch neue Funde von Amphiboliten und Chloritschiefern. Die gabbroiden Amphibolite sind grobkörnig und zeigen kein Schieferungs-s. Sie besitzen das Gefüge eines Massengesteins. Am Handstück lassen sich deutlich dunkelgrüne Hornblendekristalle bis zu 1 cm erkennen. Die einzelnen Hornblendekristalle verbindet eine hellgrüne bis weißliche Zwischenmasse, die hauptsächlich aus Feldspat und Epidot besteht. Diese gabbroiden Typen treten gegenüber gut geschieferten, mittel- bis feinkörnigen Amphibolit- bis Chloritschiefern jedoch zurück. Das Schieferungs-s der mittel- bis feinkörnigen Amphibolit- und Chloritschiefer tritt am Handstück durch abwechselnde feinste grüne und weißliche Lagen hervor. Die helleren Lagen bestehen bei Amphibolitschiefern zum größten Teil aus Feldspat, bei Chloritschiefern aus Feldspat, Quarz und Calcit. Amphibolit- und Chloritschiefer liegen konkordant zu Phylloniten bzw. Gneisen. Bei gut ausgebildetem Schieferungs-s sind bei feinkörnigen Amphibolit- und Chloritschiefern Feinfältelungen nicht selten.

Feinkörnige Amphibolit- und Chloritschiefer treten in einigen Aufschlüssen in den bewaldeten Hängen zwischen der Meieralpe und Rabenstein zutage und streichen bis ins untere Pensertal, was man an Hand von Fallstücken und kleineren Vorkommen, z. B. an den Bachläufen nördlich Kofel in 1375 m und nördlich Nußbaumer in 1340 m verfolgen kann.

Die Amphibolite am Osthang des Pensertales liegen häufig im Verbands rötlicher Porphyrgneise, so bei den Amphiboliten der Meieralpe, die im Hangenden und Liegenden von roten Porphyrgneisen begrenzt werden. Amphibolit- und Chloritschiefer beschränken sich nicht auf das Pensertal, sondern lassen sich über einzelne Aufschlüsse am NW-Grat der Cima delle Laste, an der Farzellscharte (Forcella di Cassiano), Schrüttenseen (Lago Grlato), westlich vom Hundskopf und am oberen Thinnebachtal am Steig zwischen Latzfons und Klausener Hütte nach Osten verfolgen.

Unter dem Mikroskop

Hornblende bildet bei gabbroidem Amphibolit und bei Amphibolitschiefern den Hauptanteil. Die Hornblenden des gabbroiden Amphibolits liegen in zwei Größenordnungen vor, die sich nicht im Chemismus, sondern lediglich in ihrer Größe unterscheiden. Es sind einmal kleine Kristalle von stengeligem bis säuligem Habitus und grüner Farbe, aber auch feinste Nadelchen. Diesen gegenüber stehen größere Individuen mit ebenfalls

grüner Farbe, deren Stengelachsen im Mittel 5 mm betragen. Sie umschließen kleine Hornblenden, Erz, seltener Epidot oder xenomorphen Albit. Es sind meist Einzelkörner, die einander durchdringen. Die Stengelenden sind häufig aufgefasert. Sie lassen ebenso wie die kleineren Hornblenden keine Regel erkennen. Innerhalb der großen Hornblenden fallen manchmal hellere, wahrscheinlich eisenärmere Flecken auf. Die großen Körner sind fallweise leicht geknickt oder von Rupturen durchzogen. Längs dieser Rupturen drang häufig bräunlich-rötliche Eisenlösung ein und verfärbte die in unmittelbarer Nähe der Rupturen liegenden Partien der Hornblenden. Nur wenige Kristalle sind verzwillingt, und zwar nach (100). Der mit dem U-Tisch ermittelte Achsenwinkel liegt durchschnittlich bei $2V \times 76^\circ$ und schwankt von $2V \times 70^\circ$ bis 84° . Die Achsenebene liegt parallel (010). Pleochroismus: x hellgelb, y grün, z bläulichgrün. Die mittlere Auslöschungsschiefe $c \perp z$ in Schnitten parallel (010) schwankt in den einzelnen Kristallen von 13 bis 17° und liegt im Durchschnitt bei 15° . Diese Daten treffen sowohl für Mischungsglieder der Aktinolithreihe als auch für gemeine Hornblende zu.

Die Hornblenden der Amphibolitschiefer sind kleiner. Jedoch lassen sich auch hier manchmal zwei Größenordnungen unterscheiden. Größere Körner enthalten wie beim gabbroiden Typ häufig kleinere Hornblenden, seltener Erz, Plagioklas und Epidot. Die optischen Daten sind die gleichen wie bei den Hornblenden des gabbroiden Amphibolits. Meistens jedoch ist nur eine Größenordnung von kleinen bis mittelgroßen, stengeligen Hornblenden vorhanden. In s-tektonitischen Typen liegt die Stengelachse in s bei Bevorzugung einer Richtung. Es entsteht so häufig ein typisch nematoblastisches Gefüge der Hornblenden.

In manchen Schlibfbereichen läßt sich eine schwache Fältelung erkennen. In diesen Bereichen sind die Hornblendestengel häufig gebogen oder geknickt. Ihre kristallographische c-Achse liegt meist senkrecht zu B des Gefüges. Nicht selten werden aber in Schlibfen, die senkrecht zu B angelegt sind, neben Stengeln auch Basisschnitte der Hornblenden angetroffen.

Der Anteil der Hornblende in den Chloritschiefern ist nur gering. Oft fehlt Hornblende völlig. Es sind meist kleine Stengel mit gleichen optischen Daten wie jene in gabbroiden Amphiboliten und Amphibolitschiefern.

Epidot ist immer reichlich vorhanden und ständiger Gemengteil sowohl in gabbroiden Typen als auch in Amphibolitschiefern und Chloritschiefern. Er kann bei Chloritschiefern stellenweise zum Hauptgemengteil werden. Es sind kleine bis mittelgroße Körner mit einem Durchmesser, der im Mittel 0,25 mm beträgt. Epidot ist nicht deutlich idiomorph, z. T. etwas gerundet. Die Körner sind meist farblos; nur bei größeren Körnern läßt sich ein gelblicher Pleochroismus erkennen. Epidot kommt als Einzelkorn, aber auch in Kornaggregaten vor. Die Interferenzfarben sind meist fleckig und gehören der zweiten Ordnung an. Häufig sind randlich niedrigere Interferenzfarben zu beobachten. Der ermittelte Achsenwinkel schwankt von $2V \times 66^\circ$ bis 96° . Es ist meist Pistazit, daneben kommt untergeordnet Klinozoisit vor mit optisch positivem Charakter und grauen bis stahlblauen Interferenzfarben. Nur in seltenen Fällen überwiegt der Anteil an Klinozoisit den von Pistazit. Epidot ist frei von Einschlüssen, ledig-

lich in einem größeren Korn eines Amphibolitschiefers konnte ein kleiner Hornblendestengel als Einschluß festgestellt werden. Epidotkörner sind beim gabbroiden Amphibolit und bei Amphibolitschiefern annähernd gleichmäßig über den Schlibfbereich verteilt, bei Chloritschiefern aber häufig lagenweise, was zu chloritarmen, epidotreichen und chloritreichen, epidotarmen Lagen führt. Epidot bildet auch zum Teil zusammen mit Plagioklas und Chlorit Kluftausfüllungen, ist also dann eine jüngere Bildung.

Feldspat hat einen mittleren Korndurchmesser von 0,5 mm. Die Feldspate im gabbroiden Amphibolit sind Plagioklase mit einem Achsenwinkel von durchschnittlich $2V \times 99^\circ$ mit Grenzwerten von 86 bis 104° . Das Einmessen von x , y , z (001) und (010) ergab nach den Rheinardschen Migrationskurven (REINHARD 1931) Albit, seltener Oligoklas. Die Lichtbrechung ist kleiner oder höchstens gleich groß wie die von Kanadabalsam. Neben den sauren Plagioklasen sind noch Kalifeldspate vorhanden. Sie haben geringere Licht- und Doppelbrechung. Der Achsenwinkel ist klein: $2V x = 44^\circ$ (36 bis 52°). Wegen Fehlens kristallographischer Richtungen konnte die Indikatrix nicht in bezug zu diesen gebracht werden. Es bleibt daher offen, ob es sich um Orthoklas oder Anorthoklas handelt. Zwillingsbildung ist beim Kalifeldspat selten. Die Plagioklase sind nach dem Albit, Periklin- und Aklin- bzw. Manebach-Ala-Gesetz verzwillingt. Die Feldspate sind meist frisch, zeigen aber auch stellenweise beginnende Serizitisierung. Plagioklase und Kalifeldspate sind xenomorph; grenzen sie an größere Hornblendekristalle, so werden die Kornumrisse in ihrem Verlauf von der Hornblende diktiert. Sie umschließen manchmal kleine Hornblenden, Erz, seltener Epidot. Innerhalb von Kalifeldspat liegen manchmal perthitähnliche Flecken von Albit, die sich vom Wirtskristall schon durch höhere Licht- und Doppelbrechung abheben. Die Albitflecken innerhalb eines Wirtskornes haben untereinander gleiche optische Orientierung. Feine Nadelchen von Hornblende durchsetzen manchmal gleichmäßig Albitflecken und Alkalifeldspatwirt. Alle Feldspate der gabbroiden Amphibolite zeigen kaum mechanische Beanspruchung.

Die Amphibolit- und Chloritschiefer enthalten selten Kalifeldspate. Entsprechend dem allgemein feinkörnigerem Gefüge der Amphibolit- und Chloritschiefer sind die Plagioklase klein (0,05 mm). Feldspat ist in den Amphibolitschiefern reichlich vorhanden, tritt bei den Chloritschiefern aber etwas zurück. Es ist Albit bis Oligoklas mit annähernd gleichem Chemismus wie beim gabbroiden Typ. Die Körner sind xenomorph und fallweise miteinander verzahnt, teils frisch mit erkennbarer Spaltbarkeit und Lamellierung, teils fortschreitend serizitiert. Sie weisen Einschlüsse von kleinen Hornblenden — mit z. T. unverlegtem si — Epidot und Chlorit auf. Die Plagioklase sind entweder gleichmäßig über den Schlibfbereich verteilt oder in einzelnen Lagen angereichert. An einem Plagioklas innerhalb eines Amphibolitschiefers wurde ein ungleich zum Kern orientierter Anwachsrand beobachtet. Fallweise ist Plagioklas deutlich undulös.

Beim gabbroiden Amphibolit ist Chlorit nur akzessorisch in vereinzelten Aggregaten von kleinen Körnchen vorhanden. Chlorit wird bei den Amphibolitschiefern häufiger und bildet bei den Chloritschiefern den Hauptanteil. Es sind häufig idiomorphe Schüppchen. Oft lassen sich zwei verschiedene

Minerale der Chloritgruppe im gleichen Schlibfbereich unterscheiden: 1. Leisten mit dunkler, schmutzig gelb-brauner Interferenzfarbe. Pleochroismus grün \parallel (001) und grünlich-gelb \perp (001). Zu (001) steht z' senkrecht. In vielen Fällen ist die Kornform wie die der stengeligen Hornblenden. Es läßt sich in diesen Fällen eine Pseudomorphose nach Hornblende feststellen. Daneben bewahrt aber Chlorit manchmal feinste Kristallrelikte mit deutlich höherer Doppelbrechung und gerader Auslöschung parallel (001) des Chlorits. Chlorit dürfte in diesen Fällen durch Umwandlung aus Dunkelglimmer entstanden sein.

Daneben tritt untergeordnet 2. ein Mineral der Chloritgruppe auf mit ebenfalls grünlichem Pleochroismus, jedoch mit x' senkrecht (001). Die Interferenzfarbe ist grau bis lavendelblau. Manchmal kann durch Relikte eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer festgestellt werden. Dieses Mineral tritt auch als Kluftausfüllung auf, und zwar häufig in sphärolitischer Ausbildung.

Beide Chloritminerale schließen manchmal kleine Körnchen von Epidot ein. In gefälteten Bereichen ist Chlorit häufig gebogen. Manchmal wird Chlorit von sekundärer Fe-Lösung bräunlich verfärbt.

Quarz fehlt beim gabbroiden Amphibolit. Ebenfalls enthalten typische Amphibolitschiefer nur fallweise Quarz akzessorisch. Hingegen ist Quarz bei Chloritschiefern manchmal recht häufig und kann mengenmäßig gegenüber Feldspat vorherrschen. Es sind meist kleine bis mittelgroße, z. T. polygonal miteinander verzahnte Körner, die oft in einzelnen Lagen angereichert sind. Sie zeigen nicht selten undulöse Auslöschung. Quarz ist arm an Einschlüssen. Sie beschränken sich auf kleine Körnchen von Epidot, Schüppchen von Chlorit und kleine Körnchen von Calcit.

Calcit ist meist in Gestalt mittelgroßer Körner (0,3 mm) ohne Eigen-gestalt vorhanden. Spaltbarkeit und Zwillingsbildung kann man häufig beobachten. Zum Teil liegt Calcit aber auch in Aggregaten feinsten Körner vor. Die Calcite sind häufig in Nestern oder bevorzugten Lagen angeordnet. In einzelnen Schlibfbereichen sind im Calcit Einschlüsse von gerundeten kleinen Quarzen oder Feldspaten, Epidot, seltener Chlorit anzutreffen. Als Kluftausfüllung ist Calcit eine jüngere Bildung. Auffallend ist die Paragenese. Gabbroiden, Amphiboliten und typischen Amphibolitschiefern fehlt Calcit. Tritt der Anteil an Hornblende zurück oder fehlt Hornblende gar, wie es meistens bei den Chloritschiefern der Fall ist, so ist jeweils eine Anreicherung von Chlorit, Quarz und Calcit auffällig.

Dunkelglimmer tritt bei den Hornblende, Chlorit, Epidot und Calcit führenden Amphibolitschiefern am NW-Grat der Cima delle Laste im Bereich Hirscheck im Durnholzertal auf. In Schnitten senkrecht s sind es kleine bis große, maximal 1,3 mm lange Querschnitte mit einem Pleochroismus von farblos bis hellbraun. Größere Körner beherbergen nur wenig Chlorit, jedoch reichlich Epidot, so daß ein poikilitisches Interngefüge der Dunkelglimmer vorliegt. Eine große Glimmerleiste mit einer zu (001) parallelen Kluft wird von Chloriten ausgefüllt, welche mit ihrer (001) Spaltbarkeit senkrecht zur Fläche (001) des Dunkelglimmers angeordnet sind. Dunkelglimmer ist mechanisch beansprucht; besonders einige große Individuen sind deutlich gebogen.

Akzessorisch sind primäres oxydisches Erz in Klüften und s-Flächen sekundärer, durch hydrothermale Fe-Lösung entstandener Hämatit? und Limonit? In gabbroiden Amphiboliten und bei Amphibolitschiefern werden manchmal Aggregate kleinster, erdig-brauner, anisotroper Körnchen angetroffen, wahrscheinlich Rutil oder Titanit. Die im Auflicht weißliche Reflektionsfarbe deutet auf teilweise Umwandlung in Leukoxen hin, das in Amphiboliten und Chloritschiefern sehr verbreitet ist.

Betrachtungen zur Genese und ein Vergleich mit den Amphiboliten bei Klausen und denen am Penser Weißhorn

Wie bereits B. SANDER (1929) feststellte, zeigen die Gabbroamphibolite vom Gröllerjoch unter dem Mikroskop, geschieferte als auch ungeschieferte Amphibolite mit erhaltener Massengesteinsstruktur, dieselbe Ummineralisierung zu den normalen Mineralien eines Zoisit-Amphibolits. Schieferung und Ummineralisierung verlaufen demnach in diesem Falle voneinander unabhängig. Das Vorkommen von zwei Größenordnungen von Hornblenden beim gabbroiden Typ und auch fallweise bei den Amphibolitschiefern, wobei kleinere Körner häufig von größeren eingeschlossen werden, weist auf zwei Kristallisationsphasen bei der Bildung der Hornblenden hin. Die größeren, jüngeren Hornblenden sind manchmal mechanisch beansprucht. Für diese läßt sich also vor- bis paratektonischer Kristallisationsbeginn nachweisen. Feldspat ist sicher jünger als die kleinen Hornblenden. Die größeren Hornblenden diktieren zwar die Umrißformen des Feldspats besonders beim gabbroiden Typ, was aber noch nicht für eine jüngere Bildung des Feldspats in bezug auf die Kristallisation der großen Hornblenden spricht, da die Kristallisation der Hornblenden mit größerer Formenergie vonstatten geht als die des Feldspates. Feldspat ist fallweise deutlich undulös. Der Kristallisationsbeginn dieser Plagioklase ist ebenso wie der der Hornblenden vor- bis paratektonisch. Die Dunkelglimmer der Chloritschiefer NW der Cima delle Laste sind Neubildungen. Sie dürften wahrscheinlich als letzte Kristallisation des betreffenden Gesteinsbereiches anzusehen sein, wobei der Bildungsbeginn der Dunkelglimmer vor- bis paratektonisch anzusetzen ist, wie fallweise deutlich gebogene Dunkelglimmer beweisen. Dabei ist es sehr wahrscheinlich, daß die Kristallisation der Dunkelglimmer sowie der Feldspate und der großen Hornblenden die Deformation überdauert hat.

Das Zurücktreten von Hornblende bei gleichzeitiger Anreicherung von Chlorit und Calcit bei den Chloritschiefern läßt innerhalb dieser Typen eine Umwandlung der Hornblende in Chlorit und Calcit, wohl auch Epidot vermuten. Ebenso kann Quarz, der in den Chloritschiefern sehr häufig ist, bei dieser Umsetzung aus Hornblende bei fallender Temperatur neben Epidot und Chlorit entstehen, so daß die Chloritschiefer, wie sie im Penserthal, an der Cima delle Laste, Farzellscharte und bei den Schrüttenseen vorkommen, als diaphthoretische Facies der Amphibolitschiefer anzusehen sind.

B. SANDER (1929) stellt den gabbroiden Amphibolit der Meieralpe östlich oberhalb Rabenstein in eine Gruppe mit den Amphiboliten am Penser Weißhorn, Tuxerjoch, Klausen usw. Der von B. SANDER erwähnte streichende Zusammenhang der Amphibolite bei Klausen, welche schon von TH. OHNESORGE neben die vom Patscherkofel gestellt wurden, und

denen oberhalb Rabenstein konnte durch oben beschriebene Vorkommen von Amphibolit- und Chloritschiefern, die längs einer ungefähr EW streichenden Verbindungslinie liegen, bestätigt werden.

Eine Vergleichsmöglichkeit ist durch die Bearbeitung des Gufidauner Amphibolits bei Klausen von E. CASTEGNARO (1954) und an Hand von 9 Schliften des Weißhornamphibolits, die mir Professor Dr. B. SANDER zur Verfügung stellte, gegeben.

Die von E. CASTEGNARO untersuchten Amphibolite von Klausen ähneln stark den Amphiboliten meines Aufnahmegebietes. Es sind teils Typen mit Massengesteinsstruktur mit Aktinolith, Albit, der häufig eine erste Generation femischer Bestandteile enthält, und Epidot (teils Pistazit, teils Klinozoisit). Hornblende und Albit sind häufig mechanisch beansprucht. Daneben sind deutlich geschieferte Amphibolite mit nematoblastischem Gefüge der Hornblenden vorhanden, ebenfalls Chlorit, Albit, Epidot, Hornblende und Dunkelglimmer führende Typen. Auch ist Calcit vorhanden. Die chemischen Analysen ergaben für die Klausener Amphibolite die Zusammensetzung eines gabbroiden Gesteins. Als Kriterium für eine eruptive Herkunft hält E. CASTEGNARO das sporadische Auftreten einer braunen Hornblende, da nicht denkbar ist, daß eine Umwandlung von Aktinolith in eine basaltische Hornblende stattfand, da diese Oxydation nur bei einer Temperatur von 800° C bei Verlust von H-Ionen vorstatten geht. Braune Hornblende konnte in den von mir untersuchten Amphiboliten nicht festgestellt werden. Bemerkenswert ist in den Klausener Amphiboliten ein völliger Mangel an Quarz, der hingegen bei den Chloritschiefern der östlichen Sarntaler Alpen nicht selten ist. Größere Karbonatvorkommen, wie sie J. LADURNER (W. HEISSEL u. J. LADURNER 1936) innerhalb der Klausener Amphibolite beschreibt, sind in den Amphiboliten und Chloritschiefern zwischen Eisack und Talfer nicht vorhanden. Die Amphibolite des Penser Weißhorns ähneln zum Teil denen der östlichen Sarntaler Alpen. Sie enthalten grüne bis farblose Hornblenden, Plagioklas, Epidot, Quarz, Chlorit, Granat und Erz (Leukoxen), seltener Dunkelglimmer. Jedoch konnte in keinem der untersuchten Schriffe Karbonat festgestellt werden. Epidot ist meistens Klinozoisit, seltener Pistazit. Epidot ist vielfach größer und besser eingestaltet als bei den Amphiboliten und Chloritschiefern der östlichen Sarntaler Alpen. Manchmal können korrosionsähnliche Erscheinungen an Epidoten und Hornblenden beobachtet werden, deren Beziehungen zu den diese ausfüllenden Quarzen von J. LADURNER (1951) beschrieben werden. Es sind so Amphibolittypen vorhanden, die mir in den östlichen Sarntaler Alpen nicht begegnet sind. In einem in dieser Hinsicht auffallenden Vergleichsschliff vom Weißhornamphibolit, der bei Fehlen von Quarz und Epidot fast ausschließlich aus frischem, pflasterförmig begrenztem Plagioklas und farbloser Hornblende mit säuligem Habitus besteht, wurden Hornblende und Plagioklas mit dem U-Tisch eingemessen. Für Hornblende ergab sich ein durchschnittlicher Achsenwinkel von $2V \times 92^\circ$ mit Grenzwerten von 84° bis 98° und eine Auslöschungsschiefe von $c \wedge z 18^\circ$ (14° bis 22°) in Schnitten parallel (010).

Bei Plagioklas beträgt die Auslöschung x' zur Spur von (010) in Richtung [100] gesehen $+26^\circ$ ($+20^\circ$ bis $+30^\circ$). Das entspricht nach A. RITTMANN einem An-Gehalt von 45%. Nach den Migrationskurven von M. REIN-

HARD (1931) ergab sich ein An-Gehalt von 49%. Die Lichtbrechung ist erheblich größer als die von Kanadabalsam. Der Achsenwinkel schwankt von $2V \times 90^\circ$ bis 104° . Es ist basischer Andesin bis saurer Labradorit.

Bei den Weißhornamphiboliten wie auch bei den Amphiboliten und besonders bei den Chloritschiefern zwischen Eisack und Talfer läßt sich feststellen, daß bei Zunahme von Quarz Hornblende zurücktritt bzw. ganz fehlt.

An Hand des Materials, das mir zur Verfügung stand, hat es den Anschein, daß die Amphibolite der östlichen Sarntaler Alpen denen von Klausen näher stehen als den Amphiboliten des Penser Weißhorns. Allerdings, und das muß hier abschließend gesagt werden, können die Amphibolite hier nur im Rahmen der geologischen Aufnahme behandelt werden. Ebensovienig charakterisieren die wenigen Vergleichsschliffe, in die ich Einsicht nehmen konnte, den Weißhornamphibolit. Ein Vergleich der Amphibolite der östlichen Sarntaler Alpen mit denen von Klausen, vom Penser Weißhorn und ferner vom Patscherkofel und Tuxerjoch in bezug auf Herkunft und Genese muß einer speziellen petrographisch-chemischen Analyse vorbehalten bleiben.

5. Die Kontaktfacies des Brixner Granits

Die Intrusion des Brixner Granits schuf, wie schon B. SANDER (1906) kartierte, einen ausgedehnten Primärkontakt mit dem Quarzphyllonit. In einer ersten Phase des Kontaktes kamen nach SANDER (1929) aufblättern-de Intrusionen des Granits und Verfeldspatung (Bändergneise) des Quarzphyllonits zustande. Eine zweite Phase ist gekennzeichnet durch „Überschiebungen“ zahlloser aplitischer Gänge und durch die Bildung gewaltiger Intrusivbreccien aus dem bereits in der ersten Phase gebildeten Schiefermaterial. Innerhalb des von mir untersuchten Gebietes erstreckt sich dieser Primärkontakt vom hinteren Pensertal bis zum Vahrner See. Die Mächtigkeit dieser Kontaktzone liegt in diesem Bereich durchschnittlich zwischen 100 und 200 m. Sie kann jedoch auch stellenweise geringer werden. Die Zone der Parallelvergneisung kann zum Phyllonit hin durch einen allmählichen Übergang schlecht abgegrenzt werden. Andererseits greift der Granit mit zahlreichen Gängen in die Kontaktgesteine hinein und erschwert so eine genaue Abtrennung. Die Farbe dieser Kontaktgesteine ist hell- bis dunkelgrau, in der Nähe des roten Flagger Kalkgranits am Roten Mandl und an der Sulzspitze auch rötlich-grau. Karbonatgänge, wie sie im roten Flagger Kalkgranit häufig anzutreffen sind, durchziehen auch stellenweise die an den Kalkgranit angrenzenden Kontaktgesteine (nach mündlicher Mitteilung von F. HASER). Das Schieferungs-s der Kontaktgneise ist meistens gut erkennbar. Oft beobachtet man mm-mächtige, sich wiederholende hellere und dunklere Lagen und Schlieren. Nur in unmittelbarer Nähe des Granits ist das Schieferungs-s weniger gut ausgebildet. Durch Aufbrechen des Granits ist die Schieferung der Kontaktgneise steil — häufig bis 60° — aufgestellt worden. Axiale Richtungen lassen sich in den Gesteinen der Kontaktzone nur selten feststellen. Meistens verwischte die Kontaktmetamorphose die Linearen. Sind stellenweise noch Feinfältelungen zu erkennen, so können die mit der Schieferung steil gestellten Achsen schlecht mit denen in relativ flach lagernden Phylloniten konfrontiert

werden. Charakteristisch für die Kontaktgneise sind diffus verteilte, millimetergroße dunkle Knötchen, die besonders im Anschliff gut zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese als Granat, der aber meistens in Chlorit oder Serizit umgewandelt ist; seltener sind einzelne große Körner von Turmalin. Häufiger jedoch bestehen diese Knötchen aus Anhäufungen von Dunkelglimmer und einer gelben, nicht näher bestimmbar Substanz.

Mikroskopische Untersuchung

Der Mineralbestand der Kontaktgneise ist: Quarz, Hellglimmer, Dunkelglimmer, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat, Chlorit, Granat, ein nicht näher bestimmbares Zersetzungsprodukt?, Apatit, Zirkon, Turmalin und Erz.

Quarz kommt in isometrischen Körnern mit einem mittleren Durchmesser von 0,1 mm vor. Die Quarze zeigen ein pflasterförmiges Gefüge oder sind polygonal miteinander verzahnt. Sie enthalten häufig kleine Serizit- oder Chloritschüppchen. Quarz ist meistens nicht oder nur schwach undulös. In Schliffen, die von Kontaktgneisen aus unmittelbarer Nähe des Granits stammen (bis maximal 2 m Entfernung), werden häufig größere, polygonale Quarze angetroffen mit poikilitischem Interngefüge. Sie enthalten Einschlüsse von Chlorit, Glimmer und Akzessorien; daneben auffallend häufig kleine gerundete Körner von Feldspat. Die großen, poikilitischen Quarze sind ebenfalls nur selten leicht undulös.

Hellglimmer. Es ist meistens Serizit, jedoch sind auch untergeordnet größere Hellglimmerblättchen vorhanden. An den Serizitschüppchen läßt sich eine mechanische Beanspruchung nicht erkennen. Ebenfalls sind die größeren Hellglimmerblättchen nicht deutlich mechanisch beansprucht, wenn man von einer leichten Undulation auf ihren (001) Flächen absieht. Serizit und größere Hellglimmer sind häufig gleichmäßig über den Schlibfbereich verteilt, oft auch angereichert in Lagen und Knötchen. Serizitanhäufungen hat nach W. PETRASCHECK (1904) bereits F. TELLER beschrieben, und zwar erwähnt TELLER, daß diese Anhäufungen wahrscheinlich aus einem Kontaktmineral hervorgegangen sein könnten.

Dunkelglimmer. Es sind meist kleine bis mittelgroße, seltener größere Blättchen (bis 0,6 mm Blättchendicke). Dunkelglimmer ist teils wenig, teils reichlich vorhanden und kann so dem Anteil von Hellglimmer gleichkommen. Größere Dunkelglimmer umschließen fallweise Hellglimmer, Quarz und Zirkon. Seltener sind kleine Feldspateinschlüsse. Dunkelglimmer ist meist frisch und hat hellgelben dunkelbraunen Pleochroismus. Nur vereinzelt zeigt er hellgelben dunkelgrünen Pleochroismus. Dunkelglimmer ist teils unregelmäßig verteilt, teils aber in Knötchen oder Lagen angereichert. Abgesehen von undulöser Auslöschung auf (001) Flächen, zeigen die Dunkelglimmer keine mechanische Beanspruchung.

Feldspat ist meist reichlich vorhanden, kann jedoch auch stark zurücktreten. Er zeigt immer beginnende bis starke Serizitisierung. Selten sind Spaltbarkeit und Zwillinge zu beobachten. Es sind meist kleine bis mittelgroße Körner in der Größenordnung der Quarze. Die in mehreren Schliffen eingemessenen Achsenwinkel schwanken von $2V \times 70^\circ$ bis 96° . Es ist somit sicher, daß neben Plagioklasen (Albit bis Oligoklas) auch Kalifeld-

spate vorhanden sind. In den Kontaktgneisen zum roten Flagger Kalkgranit sind die Feldspate durch Mikroeinschlüsse rötlich gefärbt. Sie ähneln also in ihrer Farbe den Feldspaten des roten Kalkgranits. Quarzite (wohl Kontaktgneise?) mit rötlichem Feldspat waren schon F. TELLER (nach W. PETRASCHECK) an der Abdachung der Schulzspitze (Sulzspitze?) zum Berge hin bekannt.

Sehr häufig und geradezu charakteristisch für die Kontaktgneise ist eine gelbe Substanz mit einer Lichtbrechung von zirka 1,6 und niedriger Interferenzfarbe. In den meisten Fällen ist die Substanz isotrop, dann aber auch anisotrop. Pleochroismus ist nicht vorhanden. Ebenso ist eine Spaltbarkeit nicht deutlich zu erkennen. Häufig werden ganze Knötchen aus diesem Mineral gebildet. Sie weisen Einschlüsse von Serizit, Chlorit, Glimmer, Turmalin, Zirkon und Quarz auf. Dieses häufig poikilitische Gefüge erinnert an das der Granaten wie überhaupt die fragliche Substanz ein Umwandlungsprodukt aus Granat sein könnte.

Chlorit. Der Pleochroismus ist farblos-grün. Senkrecht zur Fläche (001) steht x' . Die Interferenzfarben sind grau bis lavendelblau. Chlorit liegt in idiomorphen Blättchen und in Aggregaten kleiner Körnchen vor. Seltener ist eine sphärolitische Ausbildung. Manchmal läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer erkennen. Granat ist in den Kontaktgneisen fallweise vorhanden; er ist aber meistens stark kelyphitisiert oder bereits ganz in ein Gemenge von Serizit, seltener Chlorit umgewandelt. Es ist aber auch möglicherweise eine Umwandlung in Dunkelglimmer und in die oben beschriebene Substanz in Erwägung zu ziehen, da diese Minerale häufig knötchenförmig auftreten und diese Knötchen ähnlich wie Granat ein poikilitisches Interngefüge von Quarz aufweisen.

In einigen Schlifften wurde innerhalb von Granat ein si von oblongen Quarzen beobachtet, das ungefähr senkrecht zum externen se steht. Die Externquarze hingegen sind nicht oblong, sondern annähernd isometrisch.

Akzessorien sind: Oxydisches Erz, Leukoxen, Apatit, Zirkon und Turmalin. Die Größe und Ausbildung der Turmaline ist meist ähnlich wie bei den Phylloniten. Daneben trifft man auch auffallend große, idiomorphe Turmaline.

Genetische Betrachtungen

Hellglimmer- und Dunkelglimmerblättchen sind, abgesehen von undulöser Auslöschung, auf ihren (001)-Flächen nicht deutlich gebogen. Bei Dunkelglimmer ist, wenn dieser nur auf die Knotenbereiche beschränkt ist, nicht festzustellen, ob es sich um durch Kontaktmetamorphose entstandene Neubildungen handelt oder um Umwandlungsprodukte aus Granat. Dunkelglimmer ist nicht nur auf die Kontaktgneise beschränkt, sondern findet sich ebenfalls in den nach Süden anschließenden Phylloniten, ist also nicht als typisches Kontaktmineral anzusehen. Jedoch läßt das häufigere Auftreten von Dunkelglimmer innerhalb der Kontaktgneise die Vermutung zu, daß es sich in den meisten Fällen um Neubildungen handelt. Die Dunkelglimmer der Knotengneise unterscheiden sich durch ihre mechanische Unversehrtheit von den Dunkelglimmern der von der Kontaktmetamorphose verschonten Gesteine, in denen häufig gebogene Dunkelglimmer

beobachtet werden konnten. Wie bereits B. SANDER (1929) feststellte, sind die Minerale der Kontaktgneise mechanisch unversehrt. Die Intrusion des Brixner Granits und damit die Bildung der Kontaktgneise erfolgte also, als die Achsenprägungen bereits abgeschlossen waren.

Die Quarze sind nur sehr selten leicht undulös. Große Quarze mit poikilitischem Interngefüge sind nur im innersten Kontakthof vorhanden. Ihre Entstehung läßt sich durch eine Sammelkristallisation während der Kontaktmetamorphose erklären, bei der bereits vorhandene, andere Mineralbestandteile in den neugebildeten Quarzen eingeschlossen wurden. In zwei Schlibfbereichen aus der Nähe des Granits wurden große, poikilitische und kleine Quarze getrennt eingemessen. Der Vergleich der Diagramme zeigt annähernde Deckbarkeit in der Regel der großen und der kleinen Quarze, wobei die Regel nicht näher deutbar ist. Eine Übereinstimmung in der Regel der kleinen und der großen, durch die Kontaktmetamorphose entstandenen Quarze ist wohl zu erwarten, wenn man annimmt, daß die Sammelkristallisation von „Quarzkeimen“ ausging, die bereits durch eine vorangegangene Deformation ihre Regel erhalten hatten.

Auf eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zum Granit hin ist bereits im Kapitel Phyllonite hingewiesen worden. Es hat also den Anschein, als seien die Granaten auch auf weitem Raum — innerhalb der im Kapitel Phyllonite angegebenen Bereiche — eine Bildung unter Kontakteinfluß. Innerhalb der Phyllonite sind aber sehr häufig Granaten vorhanden, die Einschlußwirbel aufweisen. Die Kristallisation dieser Granaten fand während einer Deformation statt. Da aber sicher ist, daß die Granitintrusion den bereits fertig geprägten Phyllonit antraf, ist die Bildung dieser Granaten nicht kontaktmetamorph erfolgt. Dies gilt ebenso für Granaten mit verstelltem si. Granaten, die keine Einschlußwirbel oder verstelltes si haben, lassen diesbezüglich keine Aussage zu. Die Granaten innerhalb der Kontaktgneise sind meistens zersetzt, auch wurde hier in den Granaten häufig ein zum externen se verstelltes si beobachtet, was wiederum gegen eine kontaktmetamorphe Bildung spricht. Von Süden, nach Norden, also zum Granit hin, kommt man in immer tiefere Lagen des Quarzphyllonits. Die nach Norden zu auftretende, allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat läßt darauf schließen, daß die Granatbildung an tiefere Lagen der Phyllonite gebunden ist, wobei es durchaus wahrscheinlich ist, daß eine thermische Einwirkung vorhanden war, und zwar von einem tieferen Magmaherd, aus dem dann später, nach Abschluß der Achsenprägungen im Phyllonit, die Intrusion des Granits erfolgte, die eine nachtektonische Parallelvergneisung schuf.

Die Kalifeldspate der Kontaktgneise können bei steigender Temperatur aus Muskovit nach folgender Gleichung entstehen:



Muskovit \longrightarrow Kalifeldsp. + Andalusit + Wasser (nach P. ESKOLA).

Andalusit und auch Cordierit wurden allerdings in den von mir untersuchten Schlibfen nicht angetroffen; wohl aber hat sie SANDER aus anderen Teilen des Granitkontaktes als typische Neubildungen beschrieben. Auch erwähnt W. PETRASCHECK (1904) von BECKE beschriebenen Andalusit-

glimmerfels als Kontakt des Brixner Granits mit einem wahrscheinlich tonigen Sediment bei Schabs. Dieser Kontakt war bereits PICHLER bekannt.

Bei der Bildung von Feldspat muß aber auch an eine Stoffzufuhr von K_2O aus dem aufsteigenden Granit gedacht werden. Für letztere Annahme sprechen die rötlichen Feldspäte, die sowohl im Flagger Kalkgranit auftreten und auch in den an diesen angrenzenden Kontaktgneisen zu finden sind.

6. Die Ganggesteine

Der Quarzphyllonit wird von zahlreichen Ganggesteinen durchsetzt. Bereits bekannte Gänge befinden sich am Feichterhof westlich Tils, bei Tils und südlich vom Bahnhof Brixen (alle petrographiert von A. GISSER 1926). Bereits von B. SANDER kartierte Gangvorkommen finden sich noch bei Sarnthein und nördlich vom Nußbaumer-Hof im Pensertal; ferner in den zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago, zwischen Mutnelle und P. 2556 m und zwischen P. 2556 m und der Geißscheibe (Cima d. Capra). Daneben wurden während der Aufnahme noch einige kleinere Vorkommen von Ganggesteinen aufgefunden: Nördlich oberhalb Schalders, WSW der Karspitze, an der Marktspitze und an dem zum Seebachtal abfallenden Hang der Mutnelle, zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharte und zirka 250 m am Weg NE von Stilums im Eisacktal.

Die hier angeführten Gangvorkommen lassen sich durch weitere Begehungen sicherlich noch vervollständigen. Die im folgenden behandelten Vorkommen mögen hier nur abschließend, als zum Gesteinskomplex der östlichen Sarntaler Alpen gehörend, erwähnt werden; eingehendere Untersuchungen, insbesondere chemisch-petrographischer Art, überschreiten jedoch den Rahmen dieser Arbeit.

Die Gänge am Feichterhof, bei Tils und SSW vom Bahnhof Brixen

Der Gang, der südlich vom Bahnhof Brixen aufgeschlossen ist und sich nach Westen bis zur Straße, die von Brixen ins Tschötscher Mittelgebirge führt, zieht, wird von einem dichten, graugrünen Gestein gebildet. Im Anschliff erkennt man bis zu 3 mm große, helle Knötchen von Feldspateinsprenglingen. A. GISSER (1926) beschreibt Einsprenglinge von Plagioklas (Labradorit). Die Grundmasse wird von leistenförmigem Labradorit, wenig Orthoklas, teilweise serizitisiertem Biotit und etwas Quarz gebildet.

Der Gang bei Tils, am Weg zum Feichterhof, ist nach A. GISSER wesentlich basischer, das Gefüge nicht sehr deutlich porphyrisch. Es ist ein quarzführender Pyroxenklausenit.

Die Ganggesteine am Feichterhof lassen innerhalb einer grau-grünen oder auch rötlich-braunen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz und Feldspat erkennen, daneben bis 1 mm große Flecken, die sich im Dünnschliff als Dunkelglimmer oder Chlorite erweisen. Nach A. GISSER besteht der Mineralbestand aus korrodierten Quarzeinsprenglingen und Einsprenglingen von idiomorphem, gedrungenem Oligoklas-Andesin und untergeordnet Orthoklas und Biotit. Die Grundmasse besteht aus Quarz, saurem Plagioklas und etwas Orthoklas, daneben aus kleinen Leisten von basischem Plagioklas und wenig Biotit.

Zu diesen Angaben GISSER's ist folgendes hinzuzufügen: Die Feldspateinsprenglinge sind ausnahmslos leicht zersetzt (serizitisiert). Häufig wird aber auch eine Umwandlung in Chlorit beobachtet, wobei das Innere der Kristalloblasten chloritisiert ist, während eine schmale Randzone noch aus Feldspat besteht. Manchmal beobachtet man konzentrische Anwachsstreifen im Feldspat, die zum Teil besonders dadurch auffallen, daß konzentrisch gelagerte Streifen in Chlorit umgewandelt sind. Zwillingslamellierung ist recht häufig. Ein lamellierter Feldspat wird von einer 0,015 mm breiten Kluft durchzogen, die mit unzersetztem Feldspat verheilt ist. Es zeigt sich, daß die Orientierung dieser Kluftverheilung sich nach der optischen Orientierung der jeweils durchsetzten Zwillingslamelle richtet. Innerhalb der rötlichen, eisenreichen Typen werden Klüfte, die häufig die Feldspatkristalloblasten durchziehen, von Fe-Lösung ausgefüllt. Innerhalb der Feldspatporphyroblasten sind häufig untereinander gleich orientierte Flecken von Feldspat, die im Vergleich zu dem „Wirtskristall“ eine etwas niedrigere Doppelbrechung besitzen. Die Lichtbrechung dieser Flecken kann wegen der Trübung der Feldspate nicht in bezug zu der Lichtbrechung des „Wirtsfeldspates“ gebracht werden. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß es sich um Antiperthit handelt. Als Einschlüsse weisen die Oligoklas-einsprenglinge Epidot, Hämatit, Dunkelglimmer, Serizit und Apatit auf. Die Dunkelglimmereinschlüsse sind teils groß, einsprenglingsartig, teils sehr klein und finden sich dann häufig längs kristallographischen Richtungen (Spaltbarkeit) der Feldspateinsprenglinge angeordnet. Diese kleinen Dunkelglimmereinschlüsse sind sicherlich durch Diffusion entstandene jüngere Bildungen als der Feldspat.

Dunkelglimmer ist einmal in der gleichen Größe wie Quarz und Feldspat der Grundmasse (bis 0,16 mm) vorhanden; zum Teil sind es aber auch einsprenglingsartige, größere Blättchen. Innerhalb der größeren Individuen sind Einschlüsse von kleinen Feldspat- und Quarzkörnchen der Grundmasse nicht selten. Weitere Einschlüsse sind: Erz, Apatit und kleine Körnchen von Epidot. Letztere liegen bevorzugt längs der (001)-Spaltbarkeit der Dunkelglimmer. Bei den grau-grünen Typen sind die Dunkelglimmer fast vollständig in Chlorit umgewandelt. Dunkelglimmer ist nicht selten deutlich gebogen.

Die akzessorischen Gemengteile beschränken sich auf Hämatit, Leukoxen, Zirkon, Apatit und Epidot.

Gangvorkommen nördlich oberhalb Schalders bei P. 1744 m

Es sind mehrere kleine, auf engem Raum den Phyllonit durchsetzende Gänge. Aus der grau-grünen Grundmasse ragen bis 5 mm große, weiße Feldspatknotten und ebenso große Quarze hervor. Daneben sind noch etwas kleinere, dunklere Knötchen vorhanden, die sich im Schriff als Chlorite erweisen. Makroskopisch ist bereits eine starke Ähnlichkeit mit den grau-grünen Typen vom Feichterhof auffällig.

Die Einsprenglingsquarze sind ausnahmslos randlich angefressen, wobei man jedoch manchmal noch idiomorphe, vier- oder sechseitige Umrisse erkennen kann. Teilweise finden sich im Quarz Grundmasseein-

schlüsse und Korrosionsschläuche. Neben diesen Einsprenglingen sind in der Grundmasse kleine Quarze vorhanden. Quarz zeigt keinerlei mechanische Beanspruchung.

Die Feldspateinsprenglinge sind vielfach serizitisiert. Es sind meist Einzelkörner, aber auch Korngruppen einander xenomorph durchdringender Körner. Ein Einsprengling zeigt Zonarstruktur. Die Feldspatporphyroblasten beherbergen als Einschlüsse Hämatit, Chlorit, Pistazit, Serizit, selten kleine Quarze. Die Feldspate der Grundmasse sind sehr klein, xenomorph und ebenfalls trübe. Die Lichtbrechung der Feldspate liegt meist unter der von Quarz und Kanadabalsam. Sie ist selten größer als die von Kanadabalsam.

Die Chlorite sind oft sehr groß, einsprenglingsartig. Daneben kommen aber auch kleinere Körner vor. Zur Fläche (001) steht x' senkrecht. Die Interferenzfarben sind grau bis lavendelblau. Die Einsprenglinge sind gut ausgebildete Blättchen. Die kleineren Chlorite sind meistens ebenfalls idiomorph, jedoch auch manchmal sphärolitisch. Häufig können Einschlüsse von Epidot, Titanit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Hämatit, seltener kleine Quarze und Feldspate beobachtet werden. Einschlüsse kleinerer Körner sind bevorzugt längs der Spaltbarkeit (001) angeordnet. Einige große Chlorite sind deutlich gebogen.

Untergeordnet tritt Epidot und Titanit in kleinen Körnchen oder Aggregaten auf. Ferner Zirkon, Hämatit und oxydisches Erz. Dunkelglimmer ist ebenfalls nur vereinzelt vorhanden und meist in Chlorit umgewandelt.

Ganggestein innerhalb der zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago

Innerhalb der dunkelgrauen Grundmasse erkennt man bis 4 mm große helle Knötchen von Feldspat und bis zu 7 mm große Quarzporphyroblasten, daneben bis 1 mm große dunkle Flecken, die sich im Schliff als Dunkelglimmer, seltener als Hornblenden erweisen.

Die Quarzporphyroblasten sind ausnahmslos stark undulös und von Klüften durchzogen, die zum Teil mit Calcit verheilt sind. Es sind stark gerundete Einsprenglinge, die häufig Korrosionsschläuche aufweisen, auch sind tropfenförmige Einschlüsse der Grundmasse zu beobachten. Quarzporphyroblasten enthalten manchmal Einschlüsse von Grundmassfeldspat mit einer Lichtbrechung, die kleiner als die von Quarz ist. Bemerkenswert ist ebenfalls ein Einschluß eines großen Dunkelglimmerblättchens, das wiederum kleine Quarzkörnchen beherbergt. Neben den großen Quarzeinsprenglingen sind in diesem Ganggestein noch vereinzelt kleine Grundmassequarze vorhanden. Die Feldspatporphyroblasten zeigen die gleiche Ausbildung wie in den bisher beschriebenen Ganggesteinen. Zu den gewöhnlichen Einschlüssen kommen hier noch kleine Körnchen von Calcit und Hornblende. Die Grundmassfeldspate sind xenomorph und etwas zersetzt, jedoch sind auch kleine, idiomorphe Feldspatleisten vorhanden. Die Lichtbrechung der Einsprenglinge und der Grundmassfeldspate ist meist kleiner, seltener größer als die von Quarz.

Die Dunkelglimmer sind teils klein, teils einsprenglingsartig (bis 1 mm). Neben Zirkon, kleinen Körnchen von Titanit, seltener kleinen Feldspaten sind häufig Einschlüsse von feinen dunkelbraunen, meist isotropen Nadelchen, die bevorzugt in schmalen Streifen angeordnet sind und eine sagenitähnliche Anordnung zeigen. Sehr häufig sind die Dunkelglimmer deutlich gebogen. Manchmal ist Dunkelglimmer chloritisiert.

Akzessorisch sind grüne Hornblenden, Zirkon, Titanit und Erz, ferner Aggregate von Calcit innerhalb der Grundmasse und als Kluftausfüllung.

Ganggestein bei Sarntheim (Nordheim)

Der Porphyrit besteht aus einer hellbraunen Grundmasse, innerhalb der Quarz- und rostbraune Feldspateinsprenglinge liegen. Dieses Vorkommen ist makroskopisch ähnlich jenem nördlich von Nußbaumer im Pensertal. Der Gang bei Sarntheim wird von einem zirka 20 cm breiten Schwerspatgang durchsetzt.

Die Quarzeinsprenglinge sind meistens gerundet. Manchmal beobachtet man auch idiomorphe, vier- oder sechseckige Umrisse. Korrosionsbuchtungen sind recht häufig. Neben diesen großen Einsprenglingen ist Quarz in der Grundmasse in xenomorphen, kleinen Körnchen vorhanden.

Die Feldspatporphyroblasten sind teils idiomorph, teils unregelmäßig begrenzt. Die Einsprenglinge sind ausnahmslos getrübt, manchmal vollkommen serizitisiert. Die Einsprenglinge sind arm an Einschlüssen. Innerhalb der Grundmasse sind runde, radialstrahlige Aggregate vorhanden, die manchmal konzentrische Streifung zeigen. Diese Aggregate kommen entweder allein in der Grundmasse vor oder sie ummanteln die Quarzeinsprenglinge. Ihre Lichtbrechung ist immer kleiner als die von Quarz. Das läßt sich dort gut beobachten, wo Quarzeinsprenglinge von einem derartigen radialstrahligen Saum umgeben sind. Dieser Saum hat immer die gleiche optische Orientierung wie der Quarz im Zentrum. Innerhalb dieser radialen Bildungen sind häufig bei gekreuzten Nikols kleine, dunkle, gut begrenzte Stellen erkennbar, die sich bei starker Vergrößerung durch Licht- und Doppelbrechung als idiomorphe Feldspate erweisen. Ähnliche Ränder um Quarz beschreibt B. SANDER (1912) bei einem der Essenbergänge im Sarntal. Er stellt diese Ränder als Anschmelzungszonen dar, in welche ohne Desorientierung der Quarzsubstanz zahlreiche winzige Teilchen der Grundmasse eingewandert sind. Solche Zonen dürften sich nach SANDER bei Resorption im unbewegten Magma gebildet haben.

In der Grundmasse sind neben Serizit noch große Hellglimmerblättchen vorhanden, die sehr stark mit Hämatit durchsetzt sind. Hämatit und wohl auch Limonit (?) sind recht häufig, besonders innerhalb und in der Umgebung der Feldspate.

Ganggestein WSW der Karspitze zwischen P. 2426 m und P. 2550 m

Es ist ein ungefähr EW streichender Gang. Das Gestein ist grau-grün mit millimetergroßen Feldspateinsprenglingen und selteneren Quarzeinsprenglingen.

In der feinkörnigen Grundmasse finden sich neben weniger großen Einsprengling Quarzen noch kleine Quarze der Grundmasse.

Die meist deutlich lamellierten Feldspatporphyroblasten haben im Mittel einen Durchmesser von 1,4 mm (maximal bis 5,3 mm). Sie sind nur zum Teil idiomorph. Eine leichte Serizitisierung bzw. Saussuritisierung macht sich an allen Körnern bemerkbar. Als Einschlüsse finden sich Epidot, Zoisit, Chlorit und Serizit als Umwandlungsprodukte; daneben kleine Körnchen von Titanit, seltener kleine Feldspate, Quarze der Grundmasse und Calcit. Die Feldspate der Grundmasse haben eine Durchschnittsgröße von 0,05 mm. Es sind teils unregelmäßig begrenzte Körner, teils deutlich idiomorphe Leisten. Zwillinge sind seltener als bei den Porphyroblasten. Die Grundmassfeldspate sind getrübt. Die Lichtbrechung der Feldspate (die der Einsprenglinge und die der Grundmasse) ist kleiner als die von Quarz; sie ist gleich groß oder kleiner als die von Kanadabalsam. Innerhalb mancher Feldspateinsprenglinge fallen untereinander gleichorientierte Flecken von etwas geringerer Doppelbrechung auf. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um antipertitische Verwachsung von Kalifeldspat und Plagioklas.

Die Chlorite zeigen xenomorphe, lappige Umrißformen. Sie haben die Größe der Grundgewebekörner, sind aber auch manchmal etwas größer. x' steht senkrecht zu (001). Fallweise läßt sich eine Pseudomorphose nach Dunkelglimmer erkennen.

Untergeordnet kommt Epidot als Umwandlungsprodukt aus Feldspat und sekundär als Kluftausfüllung vor. Karbonat ist häufig innerhalb von Chloritaggregaten oder in deren unmittelbarer Umgebung anzutreffen. Es sind kleine Körnchen, die manchmal Zwillinge erkennen lassen.

Akzessorisch ist Apatit, Titanit, der zum Teil in Leukoxen umgewandelt ist, und oxydisches Erz.

Gang am Grat zwischen Mutnelle und P. 2556 m

Es ist ein dunkelgraues Gestein mit muscheligem Bruch. In der Anwitterung lassen sich etwa 1 mm große Einsprenglinge von hellem Feldspat erkennen.

Die Feldspatkristalloblasten sind weitgehend in Chlorit und Serizit umgesetzt. Spaltbarkeit und Zwillingslamellen lassen sich nicht erkennen. Neben diesen Einsprenglingen sind in der kaum auflösbaren Grundmasse kleine, ebenfalls zersetzte Feldspatleisten vorhanden, deren Anordnung ein Fließgefüge erkennen läßt. An einigen weniger zersetzten Feldspatkristalloblasten läßt sich eine Lichtbrechung größer als die von Kanadabalsam nachweisen.

Kleine Körnchen eines nicht näher bestimmbareren Minerals von gelbbrauner Farbe und mittlerer Doppelbrechung liegen innerhalb der Grundmasse. Die Körnchen bilden oft Aggregate in der gleichen Größe wie die Einsprenglinge mit annähernd regelmäßiger Begrenzung, so daß es sich möglicherweise um ein Umwandlungsprodukt aus Feldspat oder auch femischen Mineralen handelt. Innerhalb dieser Aggregate finden sich kleine Feldspate, Chlorit und Leukoxen.

Quarz ist als Einsprengling nicht vorhanden. Allgemein ist die Grundmasse auch frei von Quarzen. Jedoch finden sich in ihr einige Linsen, die hauptsächlich von mittelgroßen, sehr stark undulösen und miteinander verzahnten Quarzen bestehen. Innerhalb dieser Linsen findet sich noch

Chlorit, Erz und Serizit. Im Schriff erscheint die Längserstreckung dieser Linsen parallel zu dem durch die Lage der Feldspatleisten der Grundmasse ersichtlichen Fließgefüge. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei um allothigene, beim Empordringen der Schmelze mitgerissene Teile der metamorphen Umgebung handelt.

Innerhalb der Grundmasse ist noch Serizit, Chlorit, Titanit und Calcit in kleinen Körnern untergeordnet vorhanden.

Gang am Grat zwischen der Geißscheibe und P. 2556 m

Es ist ein grau-grünes, dichtes Gestein. Am Handstück lassen sich keinerlei Einsprenglinge erkennen. Unter dem Mikroskop kann man jedoch deutlich porphyrisches Gefüge beobachten.

Die mehr oder weniger stark zersetzten Feldspateinsprenglinge sind idiomorph und haben eine Größe von 0,3 mm. An einigen weniger zersetzten Körnern konnte festgestellt werden, daß die Lichtbrechung größer ist als die von Kanadabalsam. Die Feldspate der Grundmasse sind klein (0,02 mm), teils unregelmäßig begrenzt, teils leistenförmig. Sie sind ebenfalls getrübt. Daneben wird die Grundmasse von kleinen Chloriten gebildet, häufig in Aggregaten sphärolitischer Körner. Chlorit kommt aber auch sekundär als Kluftausfüllung vor. Untergeordnet ist Hämatit, Limonit, Epidot, Titanit und Leukoxen in der Grundmasse vorhanden.

Gang zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharfe

Innerhalb des dichten, dunkelgrauen Gesteins fallen bis 1 mm große Hornblenden auf.

Die Einsprenglinge bestehen aus vollkommen serizitisierten Feldspaten in einer Größe von 0,75 mm und aus 0,45 mm großen, grünen Hornblenden mit nicht deutlich idiomorphen Umrissen. Fallweise finden sich bei Hornblende Zwillinge nach (100). Häufig ist Hornblende parallel verwachsen mit Dunkelglimmer. Der Achsenwinkel der Hornblenden beträgt durchschnittlich $2V \times 80^\circ$, die mittlere Auslöschungsschiefe $c \wedge z$ auf (010) durchschnittlich 14° ; es ist wahrscheinlich gemeine grüne Hornblende.

Die Grundmasse wird von kleinen Feldspaten, Hornblenden, Dunkelglimmern, Leukoxen und vereinzelt Quarzen gebildet.

Klassifikation und Alter der Ganggesteine

Die Porphyrite von Sarnthein (Nordheim) und nördlich vom Nußbaumer Hof im Pensertal ähneln sehr den von B. SANDER (1912) beschriebenen Quarz-Glimmer-Porphyriten des Essenbergs im Sarntal, mit denen sie auch in unverkennbarem, regionalem Zusammenhang stehen, so daß sie diesen zweifellos zuzuordnen sind. SANDER stellt die Quarz-Glimmer-Porphyrite des Essenbergs denen von W. HAMMER (1903) aus dem Ultental beschriebenen, hornblendefreien Quarz-Glimmer-Porphyriten nahe. Diese werden von W. HAMMER wegen ihres Gefüges und wegen des Vorherrschens von Plagioklasen unter die Dioritporphyrite eingereiht. Sie entsprechen ebenfalls nach SANDER denen von U. GRUBENMANN (1896) aus

dem Randtonalit der Kreuzbergmasse beschriebenen Quarz-Glimmer-Porphyriten. Die Porphyrite des Essenbergs unterscheiden sich nach SANDER jedoch von den von A. CATHEIN und B. SPECHTENHAUSER (1898) beschriebenen Diorit- und Noritporphyriten aus dem Pustertal.

Die Ganggesteine zwischen Mutnelle und P. 2556 m, zwischen der Geißscheibe und P. 2556 m und zwischen Tagwaldhorn und Traminer Scharte sind den Diorit- und Noritporphyriten SPECHTENHAUSER's ähnlich. Ebenfalls das Ganggestein südsüdwestlich vom Bahnhof Brixen, das A. GISSER (1926) als porphyrischen Biotitquarzklausenit bezeichnet, da es mit manchen Typen der Masse von Säben vollständig übereinstimmt. Die Ganggesteine vom Feichterhof beschreibt GISSER als lamprophyrische Tonalitporphyrite. Diesen Gängen stehen die Porphyrite nördlich oberhalb Schalders nahe, möglicherweise auch das Gangvorkommen in den zur Traminer Alpe abfallenden Schroffen der Cima d. Lago und das WSW der Karspitze zwischen P. 2550 m und P. 2426 m.

GISSER stellt die Quarz-Glimmer-Porphyrite HAMMER's und GRUBENMANN's (die Porphyrite SANDER's erwähnt er nicht), den Tonalitporphyrit des Feichterhofes, den Biotit-Quarz-Klausenit SSW vom Bahnhof Brixen und die Diorit- und Noritporphyrite SPECHTENHAUSER's in die Reihe der klausenitischen Gesteine. Zu den klausenitischen Gesteinen faßt GISSER u. a. die von LECHLEITNER (1892) beschriebenen Diorite aus dem Spiluckertal, ebenso die Diabase F. TELLER's (1886) aus der Umgebung Lüsens und der Plose, sowie die Ortlerite, Suldenite, Vintlite, Töllite und die Tonalitporphyre BECKE's (1893) zusammen. GISSER geht in seiner Klassifikation so weit, daß er das südliche Tirol samt einem Teil Kärntens mit großer Wahrscheinlichkeit als eine petrographische Provinz darstellt, in der die meisten Eruptivgesteine (Granite, Tonalite, Klausenite und der Bozner Quarzporphyr) als blutsverwandte Glieder einer und derselben petrographischen Sippe gekennzeichnet sind, deren primäres Stammagma der wahrscheinlich oberkarbonische Tonalit ist.

W. SALOMON (1897) gibt für die Diorite von Klausen ein späteretazisch bis känozoisches Alter an. Er fußt dabei auf der Beschreibung von F. TELLER und C. v. JOHN (1882) und hält die Intrusion des Diorits für jünger als die Villnösser Linie, die nach M. v. MOJSSISOVIC (1879) späteretazisch bis tertiär ist. Neuere Untersuchungen am Klausener Diorit von H. P. CORNELIUS (1926) ergaben, daß die Villnösser Linie von Osten über Gufidaun ins Eisacktal streicht, dieses quert und in mehreren Ästen den Klausenit durchzieht und offenbar in der Gegend zwischen dem unteren Thinnebach und dem Villarbach erlischt. Demnach ist der Klausenit sicherlich älter als wenigstens die letzten Bewegungen an der Villnösser Linie.

GISSER erwähnt zwar, daß einige klausenitische Gänge das Perm durchschwärmen, also sicherlich jünger als der Bozner Quarzporphyr sind, jedoch betrachtet er diese als Ausnahmen, also als Nachschübe dioritischer Intrusion und stellt die Diorite von Klausen sowie die überwiegende Mehrzahl der klausenitischen Gänge, die sich in großer Zahl in Südtirol finden und unzweifelhaft in genetischer Beziehung zu den Dioriten von Klausen stehen, altersmäßig zwischen die Tonalitintrusion des periadriatischen Bogens und die permischen Quarzporphyregüsse, wobei er die klauseniti-

sehen Gesteine als halblamprophyrische Nachschübe der Tonalitintrusion betrachtet, mit denen sie auch lokal in unverkennbarem Zusammenhang stehen.

Diese Altersangabe widerspricht nicht den Beobachtungen von CORNELIUS am Klausener Diorit, ebenfalls nicht denen von SANDER, der für die Quarz-Glimmer-Porphyrite des Essenbergs im Sarntal jungpaläozoisches Alter vermutet.

Die Ganggesteine zeigen häufig mechanische Beanspruchung und zwar derart, daß Grundmasse und Porphyroblasten von Rupturen durchsetzt werden, Quarzeinsprenglinge undulös und einsprenglingsartige Glimmer bzw. Chlorite nicht selten deutlich gebogen sind. Die mechanische Beanspruchung geht aber nie so weit, daß das porphyrische Gefüge verändert wird. Es ist unwahrscheinlich, daß die Intrusion dieser Gänge vor den achsenprägenden Einengungen stattfand. Vielmehr muß angenommen werden, daß diese Ganggesteine jüngere Bildungen sind und ihre mechanische Beanspruchung von den im Kapitel Tektonik beschriebenen, den Achsenprägungen folgenden, wahrscheinlich alpinen Bewegungen herrührt.

7. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt das Hauptgestein der östlichen Sarntaler Alpen, den Quarzphyllonit, sowie die Einschaltungen von Glimmerschiefern, Paragneisen, Porphyrgneisen, Porphyroiden, Amphiboliten, Amphibolitschiefern und Chloritschiefern; sowie den Primärkontakt zum Brixner Granit und die zahlreichen, den Phyllonit durchsetzenden Ganggesteine.

Die Tektonik des Gebietes ist, wie bereits B. SANDER (1929) feststellte, gekennzeichnet durch vorpermisch erfolgte Achsenprägungen, da in den Basalbildungen des Bozner Quarzporphyrs, den permischen Tuffbreccien, bereits gefältelte Phyllonite als Aufarbeitungsprodukte des Untergrundes vorhanden sind, die den heute vorliegenden Phylloniten völlig gleichen. Die Hauptfaltenachse des untersuchten Gebietes streicht um NS. Sie liegt teils horizontal oder fällt entsprechend dem Flächenfallen der Teilbereiche leicht nach S oder SW ein. Neben dieser Hauptachse sind noch untergeordnet NE, NW und EW streichende Achsen vorhanden. Alle Achsen treten sowohl in den Phylloniten, als auch in den Glimmerschiefern, Gneisen, Amphibolitschiefern und Chloritschiefern auf. Neben diesen mehr oder weniger flach liegenden Achsen treten in unmittelbarer Nähe des Granits stellenweise steile Achsen (bis 60°) auf. Ihre Steilstellung steht wohl im Zusammenhang mit dem Aufbrechen des Brixner Granits. Was nun das relative Alter der einzelnen B-Achsen prägenden Deformationen betrifft, so kann für das gesamte Gebiet keine Altersfolge der verschiedenen achsenprägenden Einengungen angegeben werden. Wohl kann festgestellt werden, daß ungefähr EW streichende Stauchfalten, die ein $B' \perp B$ der NS streichenden Hauptachsen darstellen, diese NS-Hauptachsen verstellen, also jünger sind.

Die Achsenprägungen wirkten sich in Phylloniten und Gneisen verschieden aus und zwar derart, daß die leichter deformierbaren Phyllonite gefältelt wurden, während die starren Gneislagen diese Fältelungen häufig nicht in dem Maße mitmachten, so daß während der Einengungen z. T. ihr

ursprünglicher Verband zerstört wurde. Neben diesen durch horizontale Einengungen entstandenen B-Achsen sind noch sichtbare und verdeckte Dislokationen vorhanden, deren Entstehung nicht in einem ersichtlichen kausalen Zusammenhang mit den Achsenprägungen stehen. Diese Dislokationen sind jünger, vermutlich alpinen Bewegungsplänen zuzuordnen.

Die an Phylloniten durchgeführten Korngefügeanalysen zeigen, daß die NS, NE, NW und EW streichenden Faltenachsen echte B-Achsen sind. Darüber hinaus läßt sich feststellen, daß die Bildung von Hellglimmer (neu), Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat weitgehend während der Einengungen, und zwar während der Prägung der NS-, der NE-, der NW- als auch während der Prägung der EW-Achse, erfolgte, wobei die Kristallisation aller dieser Minerale die Deformationen noch überdauert hat. Eine paratektonische Bildung von Biotit, Oligoklas und Granat gibt bereits B. SANDER (1929) an.

Das gleiche Verhältnis Kristallisation—Deformation in bezug auf jede der vorliegenden Achsenprägungen wirft nun die Frage auf, ob die einzelnen Prägungsakte jeweils eine erneute Mobilisation auslösten, d. h. ob die oben beschriebene Kristallisation in einem kausalen Verhältnis zu den Deformationen steht, also Hellglimmer (neu), Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat deformationsabhängige Bildungen sind, oder ob die Kristallisation nur „zufällig“ parallel zu den achsenprägenden Vorgängen verlief, also einen deformationsunabhängigen Vorgang darstellt.

Die Phyllonite enthalten oft zwei Generationen von Hellglimmer. Die älteren, kleinen Hellglimmer sind in bezug auf jede der Achsenprägungen eine vortektonische Bildung. Die größeren Hellglimmer (Hellglimmer neu) enthalten oft ein si von kleinen Hellglimmern. Die großen Hellglimmer sind also jünger als die kleinen Hellglimmer, und zwar lassen Schlibbetrachtungen und Gefügeanalysen es als sicher erscheinen, daß die Hellglimmerneubildung deformationsabhängig erfolgte, also jeder achsenprägende Vorgang eine Mobilisation hervorrief, die aus vorhandenen kleinen Hellglimmern Neubildungen von größeren Hellglimmern schuf. Ob es sich bei der Kristallisation von Dunkelglimmer, Oligoklas und Granat ebenfalls um deformationsabhängige Bildungen handelt, soll im folgenden erörtert werden:

Von Süden nach Norden, also zum Granit hin, kommt man in immer tiefere Lagen des Quarzphyllonits. Nach Norden zu ist eine allmähliche, aber deutliche Anreicherung von Granat zu beobachten. Da sich nun die Achsenprägungen in liegenden wie in hangenden Lagen des Quarzphyllonits gleichartig vollzogen, granathältige Phyllonite im Süden aber äußerst selten auftreten, kann die Bildung von Granat nicht deformationsabhängig sein. Vielmehr hat es den Anschein, als seien die Granaten auch auf weitem Raum — innerhalb der im Kapitel Phyllonite angegebenen Bereiche — eine Bildung unter Kontakteinfluß. Es finden sich jedoch sowohl in den Phylloniten als auch in den Kontaktgneisen in unmittelbarer Nähe des Granits sehr häufig Granaten mit Einschlußwirbel oder mit einem zum externen se verstellten si. Die Bildung der Granaten geschah weitgehend während der Achsenprägungen. Da aber sicher ist — und diese Ansicht vertritt schon B. SANDER (1929) —, daß die Intrusion des Brixner Granits erfolgte, als die Achsenprägungen bereits abgeschlossen waren, kann die

Granatbildung nicht in Zusammenhang gebracht werden mit der eigentlichen Intrusion des Granits und der damit verbundenen Parallelvergneisung (Primärkontakthof des Brixner Granits). Vielmehr kann angenommen werden, daß eine thermische Einwirkung vorhanden war, durch welche die Granatbildung gefördert wurde, und zwar von einem in der Tiefe liegenden Magmaherd, aus dem dann später, nach Abschluß der achsenprägenden Einengungen, die Intrusion des Granits erfolgte. Es kann also gesagt werden, daß die Kristallisation von Granat deformationsunabhängig geschah, wobei die Vorgänge, die zur Bildung von Granat führten nicht oder kaum an deformativ Vorgänge kausal geknüpft erscheinen. Eine deformationsunabhängige Bildung ist ebenfalls für Dunkelglimmer und Oligoklas anzunehmen, was allerdings nicht bewiesen werden kann.

Es lassen sich im Quarzphyllonit von Süden nach Norden fortschreitend in bezug auf die Mineralführung drei Zonen erkennen:

1. Eine südliche Zone mit Quarz, Hellglimmer der beiden Generationen, Chlorit, Dunkelglimmer und Oligoklas als Hauptbestandteil.
2. Eine nördliche Zone, in der neben den oben genannten Mineralen noch Granat häufig vorhanden ist.
3. Die schmale Primärkontaktzone des Brixner Granits, in der — allerdings als nachtektonische Bildung — Dunkelglimmer, Kalifeldspat, seltener Turmalin hinzutritt.

Dunkelglimmer und Turmalin ist zwar ebenfalls in den Phylloniten, Glimmerschiefern und teilweise in den Gneisen vorhanden. Die Dunkelglimmer des Primärkontakthofes unterscheiden sich jedoch von denen in den Phylloniten durch ihre mechanische Unversehrtheit. Ebenso ist der Turmalin der Kontaktgneise meistens auffallend größer als in den Phylloniten.

Gneise und Glimmerschiefer liegen immer konkordant zum Schieferungs-s der Phyllonite. Dies kommt im Kartenbild besonders deutlich im südlichen Dreieck zwischen Talfer und Durnholzer Bach bei horizontaler Lage wechsellagernder Phyllonite und Gneise zum Ausdruck. Glimmerschiefer und Paragneise bilden untereinander und zu Phylloniten allmähliche Übergänge, sowohl in der Übereinanderfolge als auch im Streichen. Die Kalifeldspat führenden Porphyrgneise sind jedoch scharf von den übrigen Gesteinsarten abgegrenzt. Die innerhalb der Porphyrgneise auftretenden, Lagen oder Linsen bildenden Porphyroide mit mehr oder weniger deutlichem Schieferungs-s zeigen Reliktgefüge, die auf eine porphyrische Herkunft schließen lassen. Fehlen diese auch in den Porphyrgneisen, so machen doch Übergänge von kryptokristalliner Grundmasse der Porphyroide zu feinkörnigem Grundgewebe der Porphyrgneise, gleiche Mineralzusammensetzung und gleiche Ausbildung der Feldspatkristalloblasten eine gleiche oder ähnliche Herkunft (Tuffe) von Porphyrgneisen und Porphyroiden wahrscheinlich, wobei die Porphyroide von der Schiefermetamorphose schwächer betroffen wurden, also Relikte innerhalb der Porphyrgneise darstellen könnten. Das Verhältnis Kristallisation—Deformation von Hell- und Dunkelglimmer bei Glimmerschiefern, Paragneisen, Porphyrgneisen (bzw. Porphyroiden) ist ähnlich wie bei der Bildung von Hellglimmer (neu) und Dunkelglimmer bei den Phylloniten, also para-bis posttektonisch.

Was das Verhältnis von Quarzphyllonit zu Glimmerschiefern und Paragneisen innerhalb des Brixner Quarzphyllonits und der mit anderer Tektonik sich jenseits des Granitzuges des Brixner Granits nach NW anschließenden Zone der alten Gneise betrifft, so sagt SANDER (1929): „Der Vergleich mit dem Areal der Maulser Gneise ist unabweisbar: Im Areal von Brixen herrschen die Quarzphyllite und es treten die Phyllitgneise zurück, im Areal von Mauls herrschen die Phyllitgneise mit Laaser Gesteinen und es treten die Quarzphyllite zurück. In beiden Arealen scheint mir eine vortektonische Folge Phyllitgneis (bzw. dessen Ausgangsmaterial) und daneben noch Quarzphyllit erkennbar trotz aller differenzierenden Einflüsse von Durchbewegung und Kristallisation.“

Amphibolite, Amphibolitschiefer und Chloritschiefer setzen im Westen bei Rabenstein im Pensertal ein und lassen sich über kleinere Vorkommen von Amphibolitschiefern und deren diaphthoretischen Facies, den Chloritschiefern, nach Osten bis in die Gehänge des Eisacktales verfolgen. Sie stellen somit eine ungefähr EW streichende Verbindung zu den Amphiboliten bei Klausen her und bekräftigen den von B. SANDER vermuteten streichenden Zusammenhang der Klausener Vorkommen mit denen bei Rabenstein. Ob die Vorkommen von Amphibolitschiefern und Chloritschiefern immer im gleichen Horizont auftreten, kann wegen der Dislokationen, an denen die einzelnen Bereiche gegeneinander abgesetzt sind, nicht sicher festgestellt werden.

Den Phyllonit durchsetzen zahlreiche Ganggesteine. Es sind dies Quarz-Glimmer-Porphyrite, Tonalitporphyrite und Dioritporphyrite. Die Intrusion dieser Gänge erfolgte nach Abschluß der Achsenprägungen.

Literatur

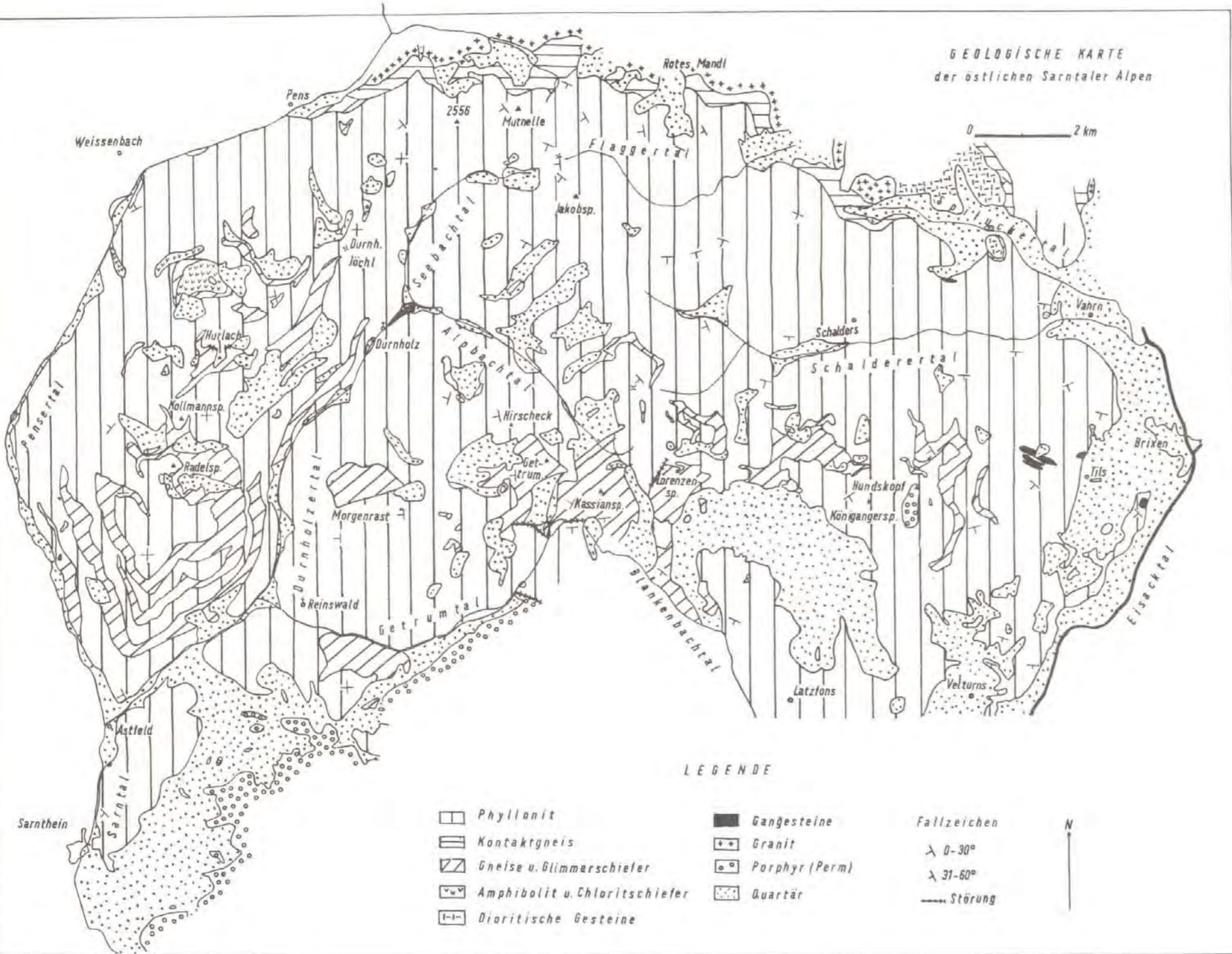
- 1879 E. v. MOJSISOVICs: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien. S. 128.
 1882 F. TELLER u. C. v. JOHN: Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jb. d. geol. R. A. Wien. B. 32. Heft 4.
 1886 F. TELLER: Über porphyritische Eruptivgesteine der Tiroler Centralalpen. Jb. d. geol. R. A. Wien. B. 36. Heft 4.
 1887 F. TELLER: Über ein neues Vorkommen von Diabasporphyrit bei Rabenstein im Sarnthale. V. R. A.
 1887 F. v. FOULLON: Über den Diabasporphyrit von Rabenstein im Sarnthale. V. R. A.
 1892 H. LECHLEITNER: Eine neue Lagerstätte dioritischer Gesteine bei Vahrn am Eisack, im Spiluckertal. V. R. A.
 1893 O. MÜGGE: Untersuchungen über die „Lenneporphyre“ in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. N. Jb. Min. Beil. 8.
 1893 F. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. B. 13 Teil 3.
 1896 U. GRUBENMANN: Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. B. 16.
 1897 W. SALOMON: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Wien.
 1898 A. CATHREIN: Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal. Z. D. G. G.
 1898 B. SPECHTENHAUSER: Diorit- und Noritporphyre von St. Lorenzen aus dem Pustertal. Z. D. G. G.
 1903 W. HAMMER: Porphyrite und Diorite aus den Ultentaler Alpen. Jb. d. geol. R. A. Wien.

- 1904 W. PETRASCHECK: Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jb. d. geol. R. A. Wien.
- 1906 B. SANDER: Geologische Beschreibung des Brixner Granits. Jb. d. geol. R. A.
- 1908 F. v. WOLF: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozner Quarzporphyrs. N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal.
- 1912 B. SANDER: Porphyrite aus den Sarntaler Alpen. Zeitschr. d. Ferdinandeums. Innsbruck.
- 1923 R. v. KLEBELSBERG: Zur Geologie der Porphyryplatte zwischen Eisack- und Sarntal. Verh. d. geol. B. A. Wien.
- 1926 H. P. CORNELIUS: Zur Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen. Zbl. f. Min. Abt. B.
- 1926 A. GISSER: Zur Petrographie der Klausenite. Schlernschriften. Heft 11.
- 1929 B. SANDER: Erläuterung zur Geologischen Karte Meran—Brixen. Ber. d. naturw.-mediz. Vereins in Innsbruck.
- 1931 M. REINHARD: Universaldrehtischmethoden.
- 1935 E. PELTZMANN: Paläozoikum im Brixner Quarzphyllit V. B. A.
- 1936 W. HEISSEL u. J. LADURNER: Geologie des Gebietes Villnöß—Gröden—Schlern—Rosengarten. Jb. d. geol. B. A. Wien.
- 1937 R. v. KLEBELSBERG: Geologie der Brixner Gegend. Brixner Heimatbuch. Mar. Verlagsbuchh.
- 1948 und 1950 B. SANDER: Einführung in die Gefügekunde. I. und II. Teil. Springer Verlag. Wien und Innsbruck.
- 1951 J. LADURNER: Deformation und Regelung der Epidote als Gefügekorn und Einkristall. N. Jb. f. Min. Bd. 82. Heft 3.
- 1954 E. CASTEGNARO: Le anfiliti prasinitiche di Chiusa (Bolzano). Memorie d. Acc. patavina: cl. di sc. mat. e nat. Volume LXVI.
- 1954 F. KARL: Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklas und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 4.
- 1954 F. KARL: Der derzeitige Stand B-axialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. G. B. A. Wien.

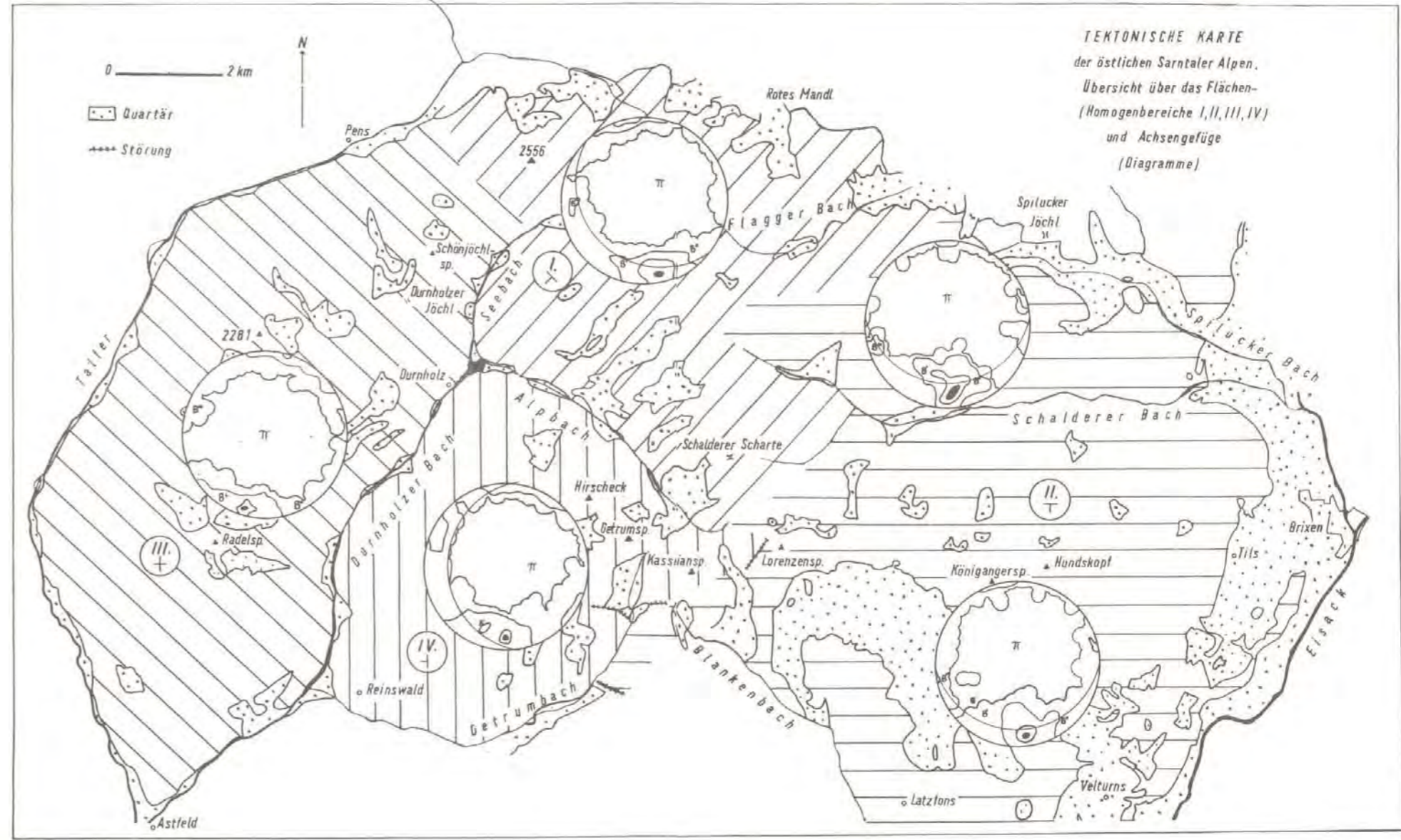
Karten

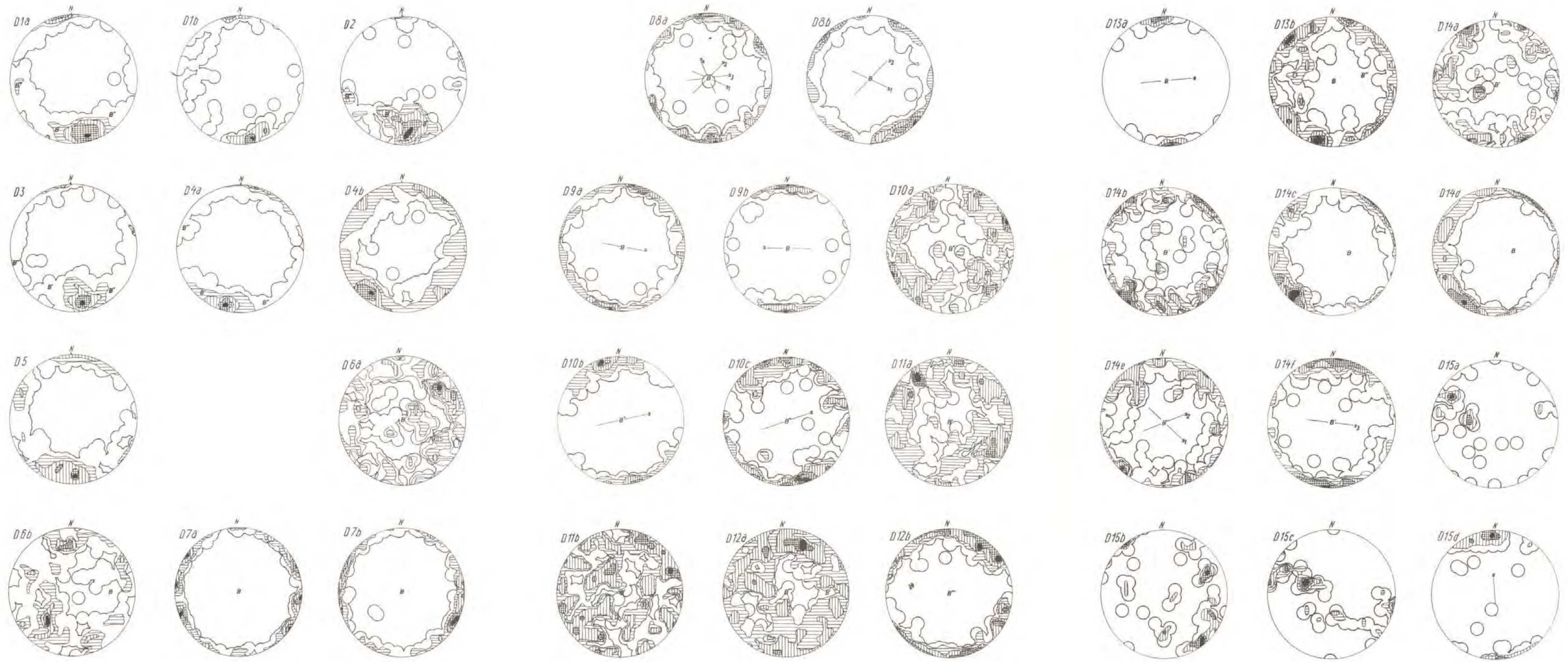
- Carta d'Italia. 1 : 25.000. Blätter: Sarentino, Lazfons, Bressanone, Sonvigo, Pennes, Mezzaselva, Fortezza.
- Carta Geologica delle Tre Venezie: 1. „Merano“, 2. „Bressanone“.
- Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle acque — Venezia.
- Foglio V della Carta d'Italia al 100.000 dell'Istituto Geografico Militare.

GEOLOGISCHE KARTE
der östlichen Sarntaler Alpen



SKALL : SARNTALER ALPEN





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.

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 graben-depression. 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 Permian 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.

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 concentration 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 Bleiburger 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 Carditahorizonte stratigraphisch unterschieden werden.

Schematische Strukturkarte der Gailtaler Alpen

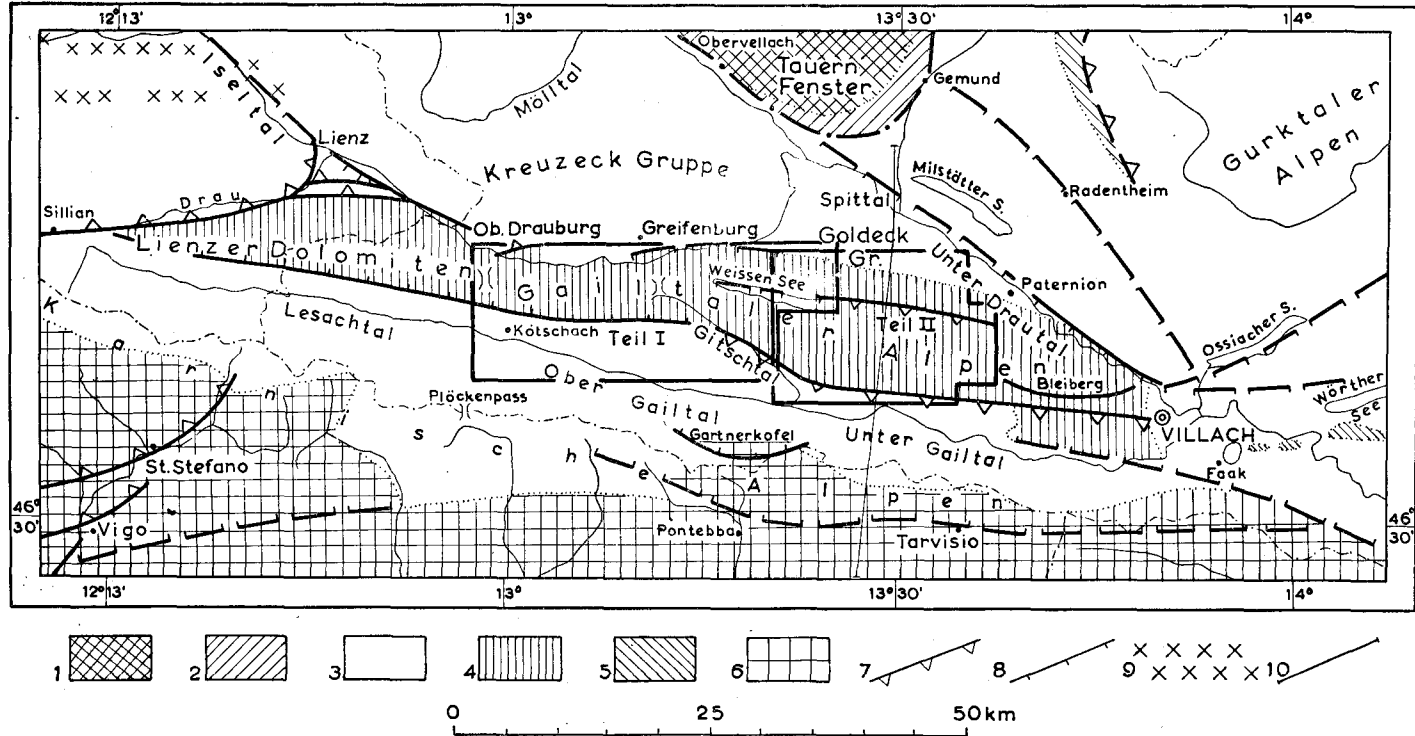


Abb. 1: Schematische Strukturkarte der Gailtaler Alpen und Umgebung

Legenda: 1. Zentrale Masse des Tauern Fensters (Penninische Einheiten). 2. Matriere 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).

Schematische Darstellung verschiedener Faziesbereiche in den Ost-Alpen

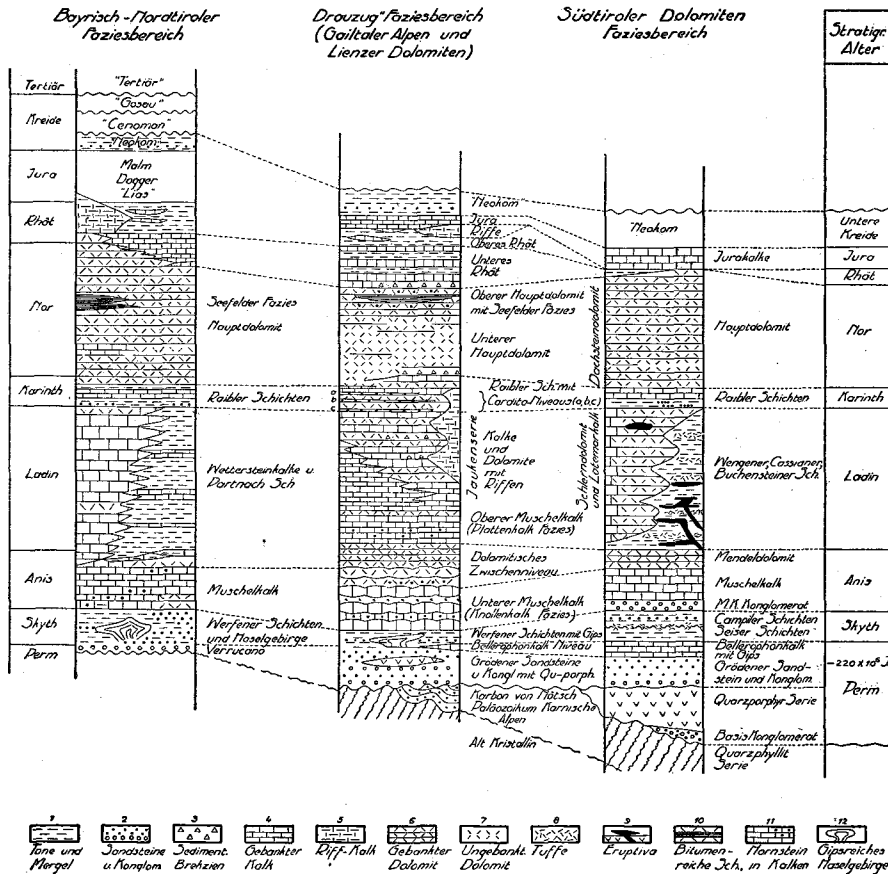


Abb. 2: Schematische Darstellung verschiedener Faziesbereiche in den Ostalpen

Im allgemeinen kann gesagt werden, daß der Drauzug (Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten) faziiell 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.

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 Dobratschschorle, 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 Schiefen 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

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 globklastischen 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 BEMMELLEN, 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: $13^{\circ} 25' 42'' - 46^{\circ} 43' 38''$), die nach dem Fundort wahrscheinlich zum oberen Teil des Unteren 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 Reiflingeralk 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

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 süd-alpinen *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.

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 Oberen 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 Oberen 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 Leit-horizonte, die aber dort fehlen, wo massige und strukturlöse, 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.

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 $1\frac{1}{2}$ 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 bornemannii*, 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 dünnchaligen 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.

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 Dolomitmiveau 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 (*Megalodus*bank) in den Wettersteinkalken, etwa 120 m unter dem Carditaschiefer von Bleiberg, womit diese *Megalodus*bank 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

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 rosafarbenen 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.

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, splittorigem 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. Silexchnürchen und Konkretionen kommen vor. Die unregelmäßigen Silexkonkretionen enthalten an einigen Stellen Oolithe. Auch Diaklasen sind dann und wann mit Silex gefüllt.

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 Tönen 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 Komponenten 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 abgeogene 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.

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 Schiefen 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 Ostrand 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 abgebeugenen 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 Sattellecker 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).

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 Ableitungen 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 Jaukalken 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 Rhät-synklinoriums 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 Syncline über Rhät-kalke gegliedert sind (siehe Profil E'—E auf Tafel 14).

Detailkarte des Schuppenggebietes SW von Wiederschwing

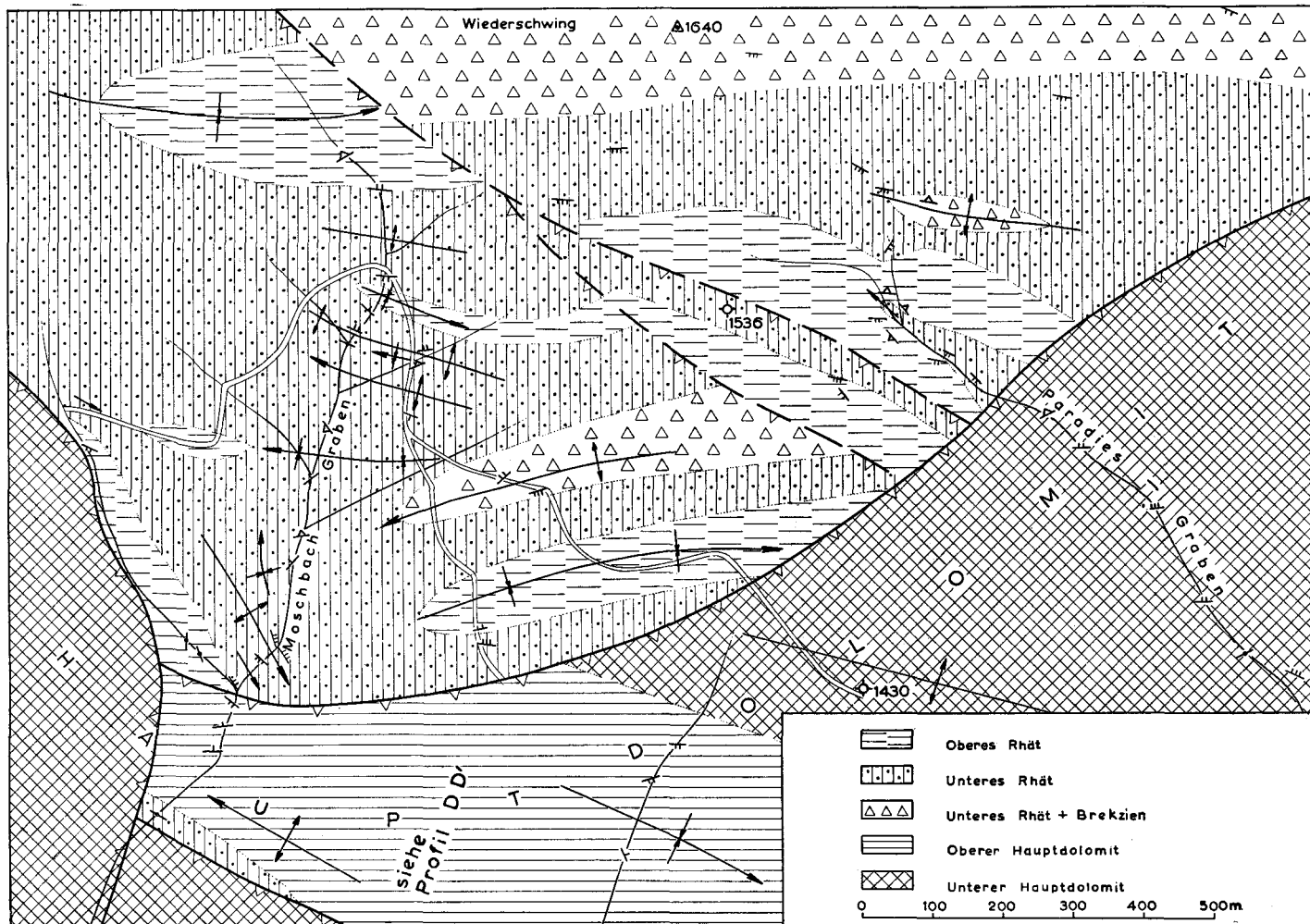


Abb. 3: Detailkarte des Schuppenggebietes SW von Wiederschwing

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 Möscher 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 Möscher 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 oberem 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

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 Hirschenthalbblock 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 Hirschenthalbgebiet.

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 Hirschenthalb, 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 Syncline 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.

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 m³ pro Minute, jetzt ungefähr 36 m³).

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 Sulfidbestand 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 unverstänlich im Rahmen der Aszendenzhypothese. Denn in diesem Falle kommt das Erz in einer wurzellosen Klippe vor, die auf tonigen Rhätkalken und Schiefen 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 gegliedert 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.

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 dehnenen 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“).

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 primärtektonogenetischen Bewegungen, die durch Grabensenkungen eine Reliefenergie akkumulierten, und andererseits 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 SUSS 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 Alpegeantiklinale benützt worden (VAN BEMMELEN, 1960 a, 1961).

Übersichtsprofil der zentralen Gailtaler Alpen

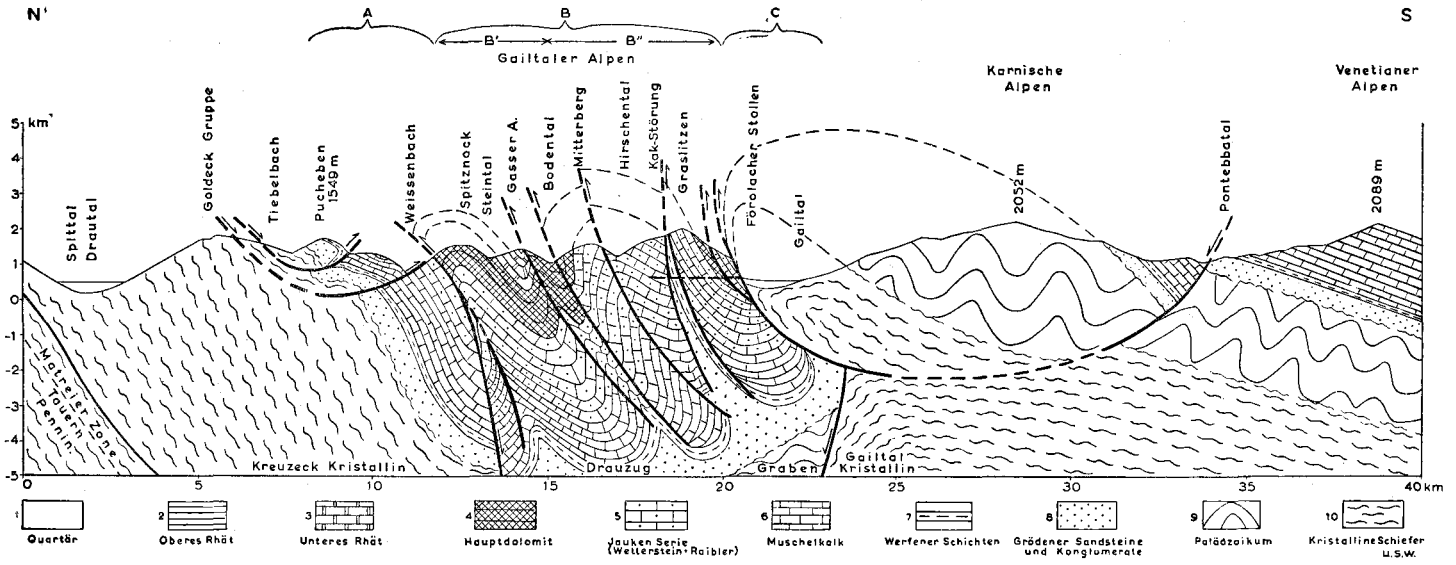


Abb. 4: Übersichtsprofil der zentralen Gailtaler Alpen

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 (l. 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.

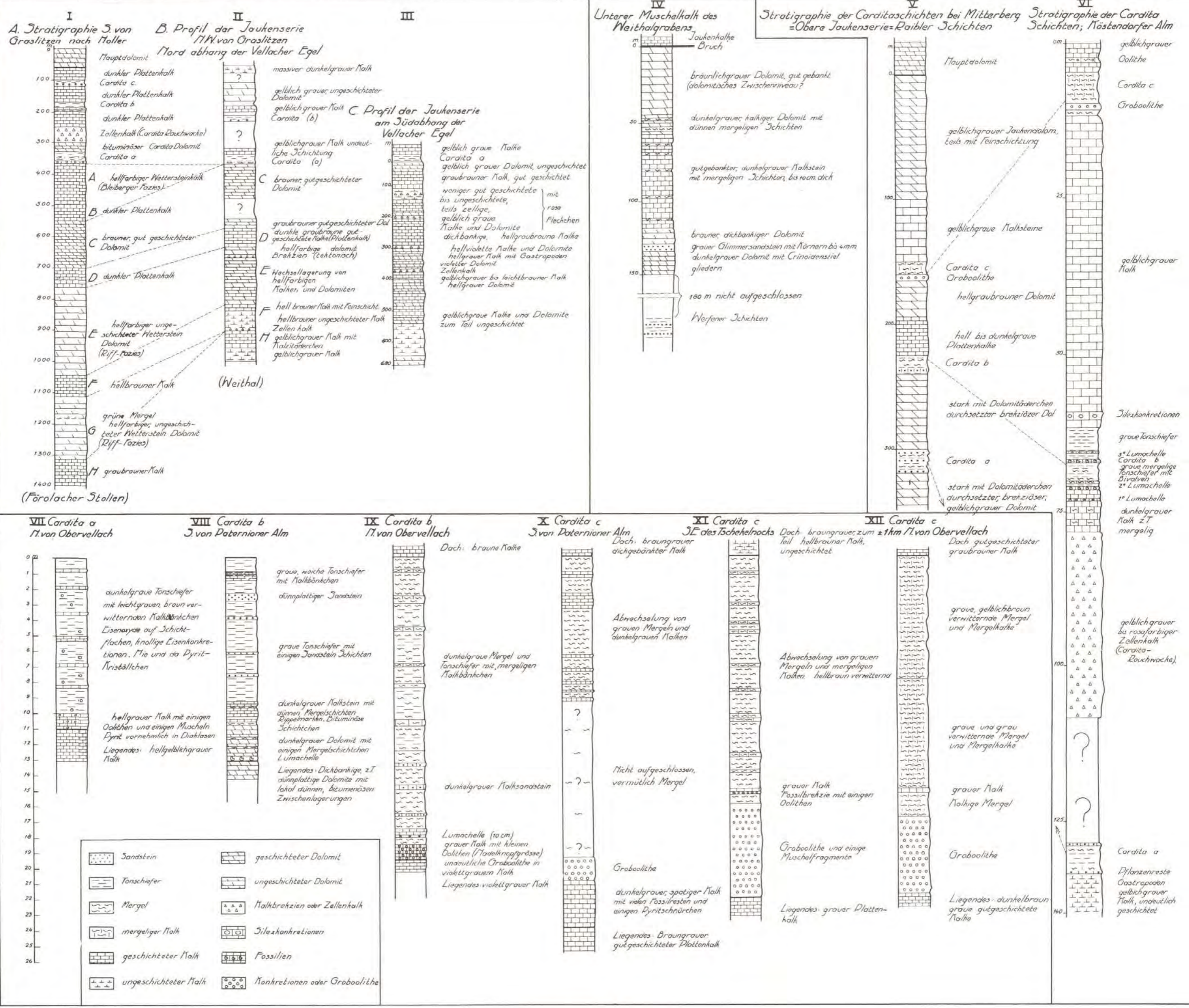
NORTH, F. K. & G. G. L. HENDERSON (1954): „The Rocky Mountain Trench“. Guide Book 4th annual Field Conference Alberta Soc. Petr. Geol., Canada, Aug. 1954, S. 82—100.

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.

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.

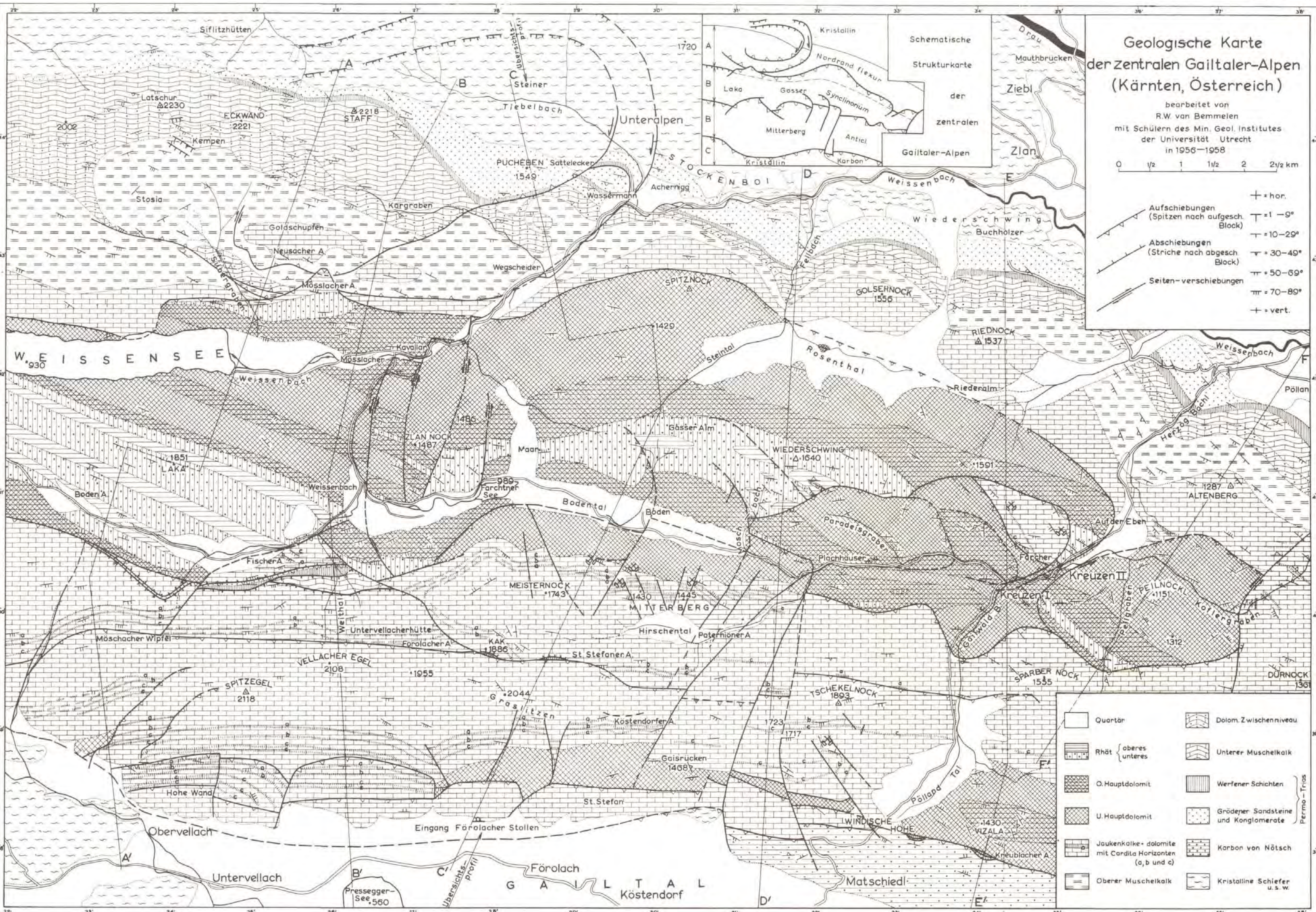
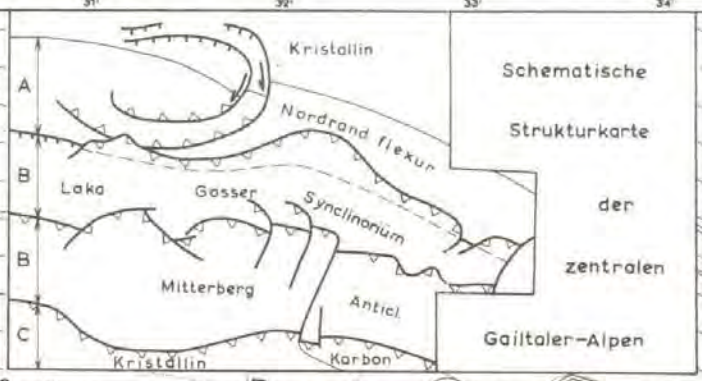
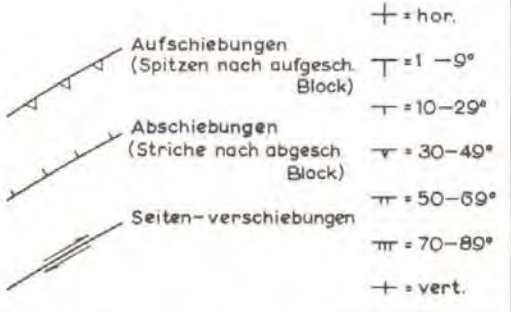
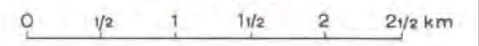
PREY, S. u. F. KAHLER (1958): Beiträge zu einem Karawankenprofil. Mitt. d. geol. Ges., Wien, Bd. 50 (1957), S. 271—292, Wien 1958.

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.



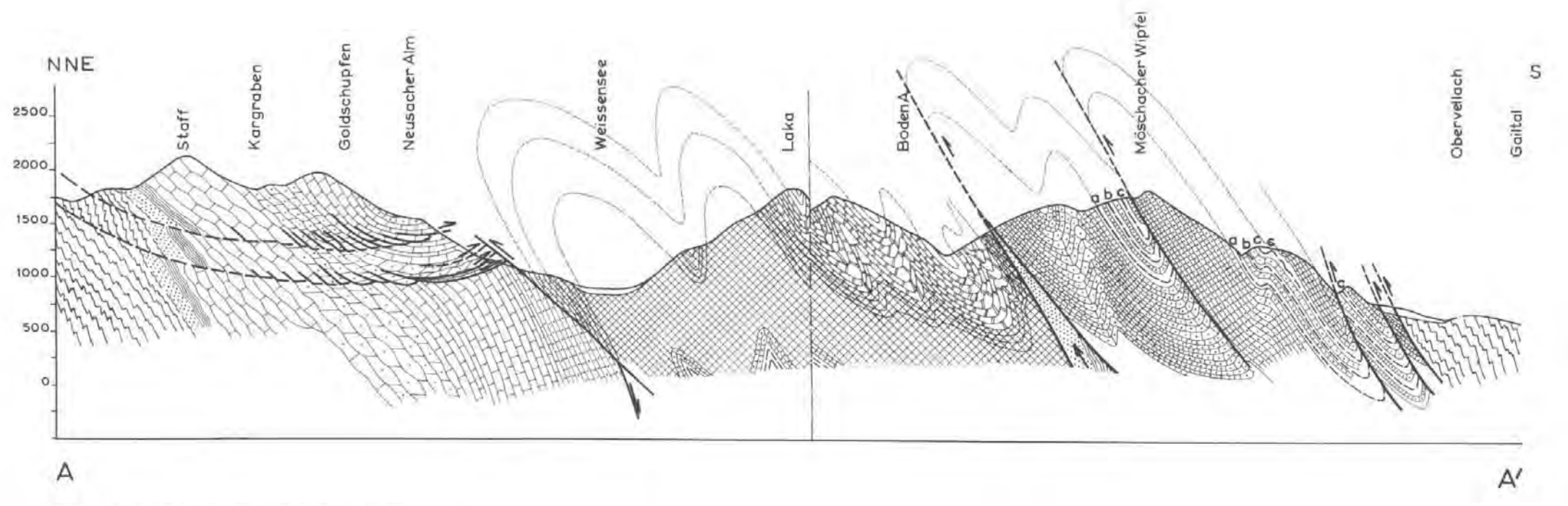
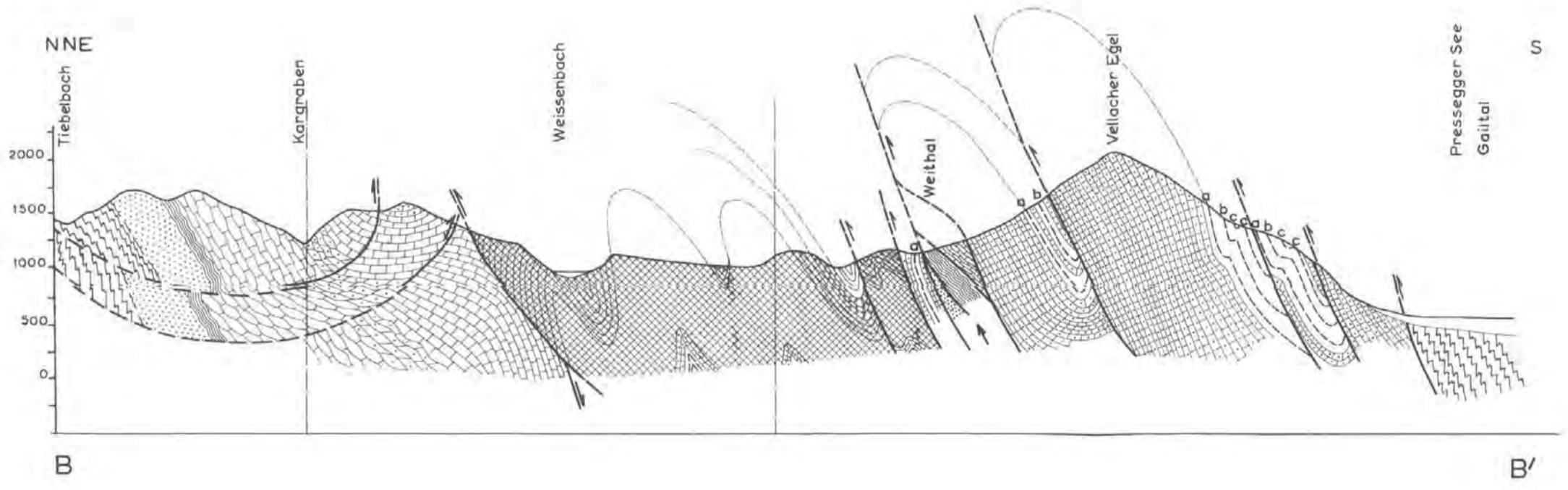
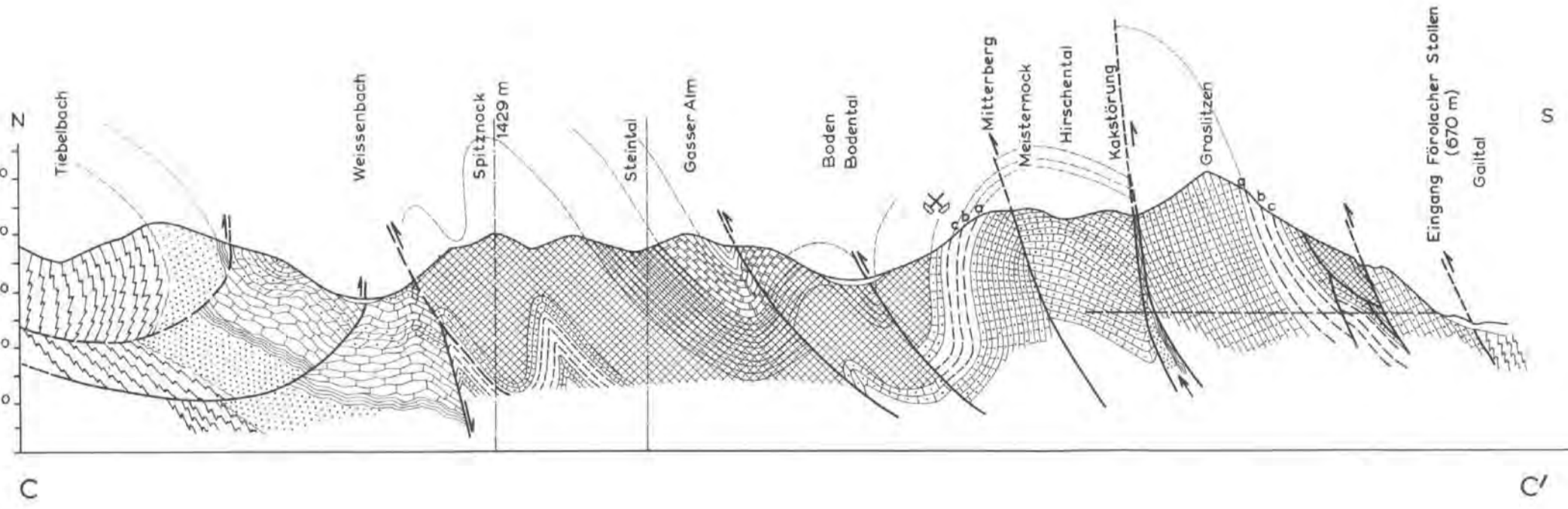
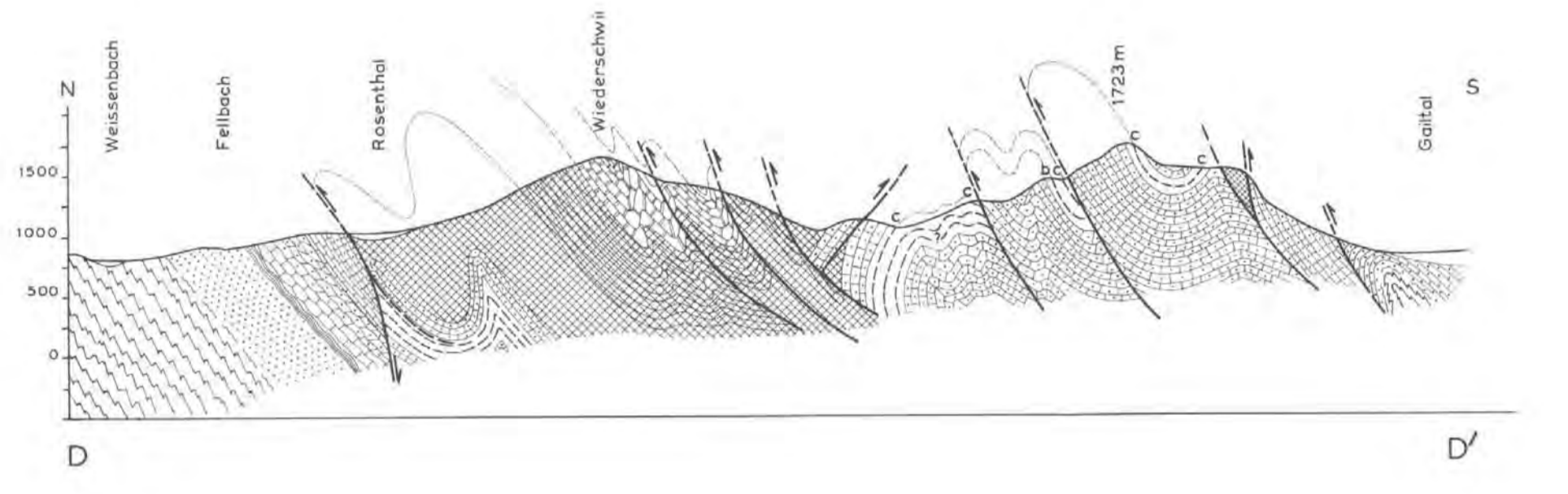
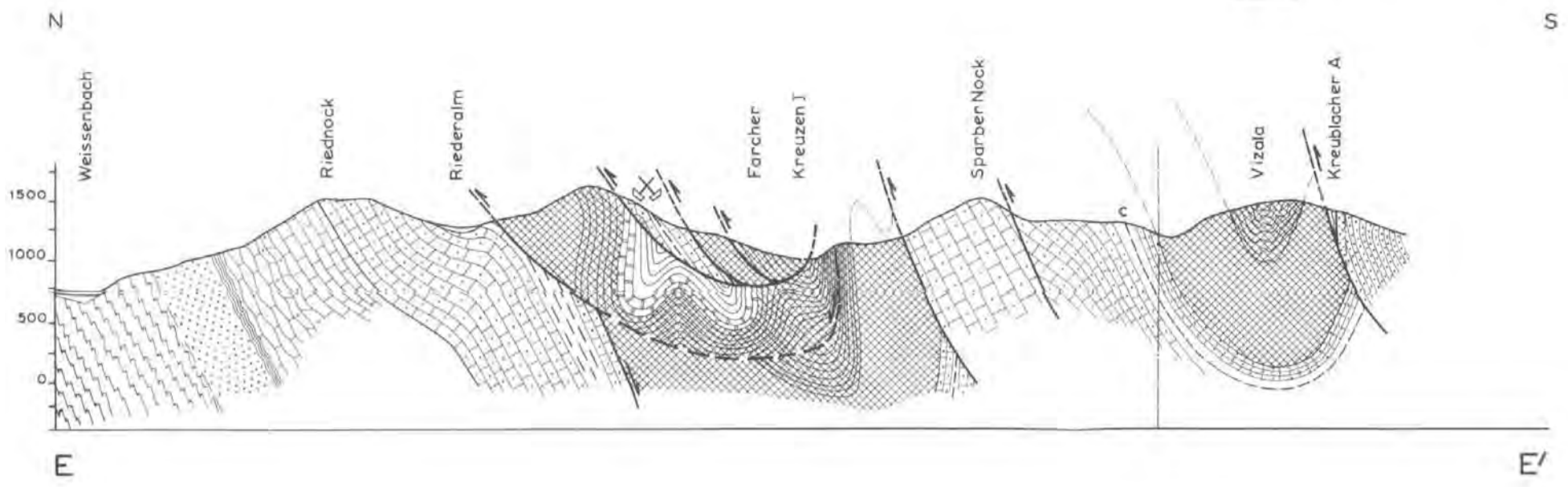
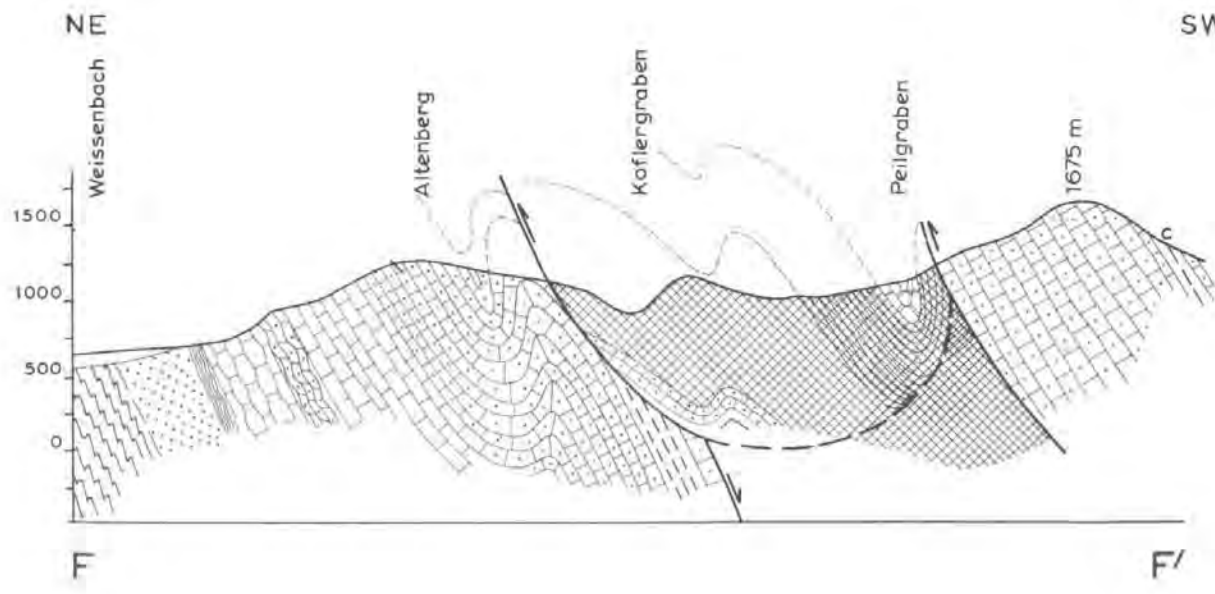
Geologische Karte der zentralen Gailtaler-Alpen (Kärnten, Österreich)

bearbeitet von
R.W. van Bemmelen
mit Schülern des Min. Geol. Institutes
der Universität Utrecht
in 1956-1958



SW PROFILE DER ZENTRALEN GAILTALER ALPEN
R.W. VAN BEMMELN (UTRECHT)

0 1 2 km



Jb. Geol. B. A.	Bd. 104	S. 239—271	Wien, Juli 1961
-----------------	---------	------------	-----------------

Alttertiäre Foraminiferenfaunen in Flyschgesteinen aus dem Untergrund des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens (Österreich)

VON INGE KÜPPER*)

(Mit 1 Lageskizze, 2 Fossiltafeln und 3 Tabellen auf Tafel 15—18)

Inhalt

	Seite
Summary	239
1. Vorwort	240
2. Problemstellung	241
3. Geographische und tektonische Lage der Bohrungen	242
4. Historischer Überblick	244
5. Allgemeines	247
6. Systematischer Teil	248
A. Großforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen)	248
B. Planktonische Foraminiferen (Globorotalien [Truncorotalien], Globigerinen) ..	256
7. Stratigraphischer Teil	262
8. Zusammenfassung der Ergebnisse	266
9. Literaturverzeichnis	268

Summary

The results of the wells studied in this paper are to contribute towards a clarification of the Flysch stratigraphy in the floor of the Inner Alpine Vienna Basin, in the farther environs of Zistersdorf. Apart from an agglutinating foraminifera fauna rich in species and individuals, there could be observed macroforaminifera and planktonic foraminifera. Owing to their

*) Anschrift: Dipl.-Ing. Dr. Inge Küpper, Rohoel-Gewinnungs-A. G., Wien I, Schwarzenbergplatz 16

poor stratigraphic value, the agglutinating foraminifera were not considered in the present paper. The following macroforaminifera were determined: *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. deserti*, *N. praecursor alpinus*, *N. subplanulatus*, *Discocyclusina seunesi*, *D. aff. douvillei*, *Asterocyclusina taramellii*. Of planktonic foraminifera, the following species could be determined: *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis*, *Glbrt. (Tr.) acuta*, *Glbrt. (Tr.) aequa*, *Globigerina triloculinoidea*, *G. hornibrooki*, *G. finlayi*, *G. primitiva*. The upper part of the Flysch showed two faunal zones, viz. a lower one with *Globorotalia (Truncorotalia) acuta*, and a higher one with *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis*. In view of the range of the planktonic foraminifera occurring there, the lower faunal zone, i. e. the one with *Globorotalia (Truncorotalia) acuta*, is placed into Upper Paleocene which—on basis of the Nummulites (*N. fraasi*, *N. praecursor alpinus* and *N. deserti*) likewise occurring there—is defined even more closely and assigned to Lower Ilerdien (HOTTINGER & SCHAUB, 1960). By reason of the stratigraphic range of the *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* and of the accompanying Globigerinae, the higher faunal zone is placed into the Lower Eocene or uppermost Paleocene.

Those two zones could be proved in the wells Windisch-Baumgarten 1 A and Rag 36. In the wells Rag 17 A, Rag 38, Ga 63, Hauskirchen 1 and 15, only the lower faunal zone, i. e. the lower Ilerdien, could be established. From the well St. Ulrich 53 is available but one core which, due to the occurrence of *Discocyclusina seunesi*, was assigned to the Paleocene. In the well Maustrenk 3, the lower Ilerdien can be proved only in the upper beds whereas the lower section is indicative of Paleocene to Lower Eocene.

In another 20 wells, the existing fauna points merely to Paleocene—Lower Eocene. The remaining 31 wells, most of which had entered but a few meters into the Flysch, showed only a more or less abundant, agglutinating foraminifera fauna and thus could not be assigned stratigraphically.

For lack of a characteristic fauna, the age of the deeper series of the Flysch could not be clarified. Younger beds of the Eocene were not established. There were no indications of Cretaceous. Tectonical questions were not considered in this paper which serves purely stratigraphic purposes.

In the Flysch proper of the Vienna Woods, it is presently not possible to indicate a fauna equivalent to the one described here with its occurrences of calcareous-tested and planktonic foraminifera. In the opinion of A. PAPP, the nature of the association resembles a facies closely related to one occurring in the Helvetic of the northern Eastern Alps.

1. Vorwort

Im Gebiet von Zistersdorf (Niederösterreich) und in dessen weiterer Umgebung wurden von der Rohoel-Gewinnungs-A. G. und anderen Gesellschaften eine Reihe von Tiefbohrungen abgeteuft, welche verschieden tief in den Flysch des Beckenuntergrundes eingedrungen sind (Lageskizze). Dem Bearbeiter stand ein umfangreiches Material von 59 Tiefbohrungen, und zwar 49 firmeneigene Bohrungen der Ölfelder Zistersdorf (Rag-Bohrun-

gen), Gaiselberg, Maustrenk (gebohrt von der Rohoel-Gewinnungs-A. G. — Erdölproduktions- Ges. m. b. H.), Hohenruppersdorf, Windisch-Baumgarten (gebohrt von der Gewerkschaft Raky-Danubia), und einzelne Kernproben aus Tiefbohrungen der Ölfelder St. Ulrich (gebohrt von der Deutschen Erdöl A. G.) und Hauskirchen (gebohrt von der Itag-Steinberg-Naphta A. G. — Gewerkschaft Elwerath) für eine mikrofaunistische Bearbeitung zur Verfügung, wobei 530 Kernproben untersucht wurden.

Die abgebildeten Hypotypoide der planktonischen Foraminiferen sowie die Dünnschliffe der Großforaminiferen befinden sich im paläontologischen Institut der Universität Wien.

Ich möchte an dieser Stelle Herrn Dir. Dr. R. JANOSCHEK für die wohlwollende Unterstützung und der Rohoel-Gewinnungs-A. G. für die Bewilligung, diese Resultate zu veröffentlichen, bestens danken. Ebenso gilt mein Dank Herrn Dr. R. GRILL (Geologische Bundesanstalt, Wien) für die Erlaubnis zur Einsichtnahme in das von ihm zur Verfügung gestellte Material der Bohrungen St. Ulrich und Hauskirchen. Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. A. PAPP für die freundliche Hilfe, die er mir bei der Bearbeitung der Großforaminiferen erwiesen hat, sowie meinen Kollegen von der Rohoel-Gewinnungs-A. G. für manche wertvolle Hinweise und Anregungen.

2. Problemstellung

Durch eine umfassende mikrofaunistische Bearbeitung des Flysches aus dem Untergrund des nördlich der Donau gelegenen Teiles des Inneralpinen Wiener Beckens, der von einer Reihe von Tiefbohrungen aufgeschlossen wurde, soll ein Beitrag zur Kenntnis dieser alttertiären Gesteinsserien geliefert werden. Bei den ersten Bohrungen (Windisch-Baumgarten 1 A und Gösting I), die in den Flysch des Untergrundes eingedrungen sind, konnten Inoceramen- und Globotruncanenfunde gemacht werden; diese Kernproben wurden jedoch damals keiner weiteren mikrofaunistischen Bearbeitung unterzogen. Allein auf Grund dieser faunistischen Argumente und petrographischer Vergleiche mit Gesteinen der alpinen Flyschserien, insbesondere mit jenen des nahen Wienerwaldes wurden diese Flyschgesteine als obereretazisch angesehen. Spätere Nummulitenfunde wiesen auf ein paläozänes bis eozänes Alter hin. Es galt nun zu überprüfen, welche Anteile des Alttertiärs bei den Bildungen im Flysch des Untergrundes im Gebiet von Zistersdorf und dessen weiterer Umgebung vertreten sind. Durch die erstmalige genaue mikropaläontologische Bearbeitung der vorliegenden Flyschkerne konnte die Altersfrage geklärt werden. Auf Grund der Foraminiferen konnte für einzelne Partien der durchteuften Flyschgesteine ein oberpaläozänes Alter bestimmt werden.

Bei der mikropaläontologischen Bearbeitung wurde auf die artliche Bestimmung der Großforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen, Astero-cyclinen) und planktonischen Foraminiferen (Globorotalien [Truncorotalien] und Globigerinen) besonderer Wert gelegt, während die Sandschalerfauna, ihres geringen stratigraphischen Wertes wegen, nicht berücksichtigt wurde.

3. Geographische und tektonische Lage der Bohrungen

(Abb. 1, Lageskizze)

Die ersten ölfündigen Tiefbohrungen Österreichs, Windisch-Baumgarten 1 A und Gösting I wurden im Steinberggebiet niedergebracht.

Das Steinberggebiet befindet sich nordwestlich der Stadt Zistersdorf, in dem nördlich der Donau gelegenen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens, dessen Sedimente zur Gänze auf dem hier in die Tiefe gesunkenen alpin-karpatischen Gebirge ruhen.

Das markanteste tektonische Element des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens ist das Steinbergbruchsystem, welches von Lundenburg im N bis Eibesbrunn im S verfolgt werden kann. Durch dieses Bruchsystem wird das nördliche Inneralpine Wiener Becken in zwei Schollen geteilt, in die Hochscholle (Mistelbacher Scholle) im W und in die Tiefscholle im E, welche durch mehrere, vorwiegend NE—SW streichende Hochzonen gegliedert ist. Die ersten Tiefbohrungen im Rahmen der systematischen Ölsuche im Inneralpinen Wiener Becken (Windisch-Baumgarten 1 A der Gewerkschaft Raky-Danubia [1930—1931] und Gösting I der Gewerkschaft Raky-Danubia und der Erdölproduktions Ges. m. b. H. [1931—1935]) waren damals mangels genauerer Kenntnisse vom geologischen Bau des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens nicht in der nötigen Entfernung vom Steinbergbruch angesetzt worden, so daß sie nach Durchteufung des Pannons, ohne das ölführende Sarmat der Tiefscholle zu erreichen, in den Flysch der Hochscholle eingedrungen waren, aus dem sie die erste, wenn auch sehr bescheidene Rohölproduktion Österreichs brachten.

Die in den Jahren 1934—1941 in der Tiefscholle entlang dem Steinbergbruchsystem durchgeführten Bohrungen, die zur Entdeckung der Ölfelder Zistersdorf (Gösting- und Ragdomung), Gaiselberg, Van Sickle, Hohenrappersdorf und Mühlberg führten, wurden zunächst stets nach Erreichung des Flysches des Beckenuntergrundes eingestellt und sind somit meist nur wenige Meter in den Flysch eingedrungen. Eine Ausnahme bildeten die Bohrungen des am Steinberg gelegenen Ölfeldes Neusiedl der Itag-Steinberg-Naphta A. G. Schon die erste Bohrung dieser Gesellschaft, Neusiedl 1 (1936) war, da sie die Ölhorizonte im Sarmat der Tiefscholle verwässert angetroffen hatte, in den Flysch des Beckenuntergrundes vertieft worden und hatte aus Sandsteinbänken, die den Ton- und Mergelschiefern eingeschaltet sind, eine, wenn auch bescheidene Ölführung gebracht. Die vier Folgebohrungen in diesem Feld wurden alle nach Durchbohrung des Jungtertiärs in den Flysch hinein vertieft.

Weitere wertvolle Aufschlüsse im Flysch und in einem dem Flysch auflagernden Schlierbasisschutt brachten die Tiefbohrungen des Ölfeldes Maustrenk (1940—1945).

Der Großaufschluß des Flysches erfolgte aber erst durch die Erweiterung des Feldes St. Ulrich. Durch zahlreiche Bohrungen wurde in den Jahren 1941—1945 in dem begrabenen Flyschberg der Hochscholle das große Ölfeld St. Ulrich—Hauskirchen—Prinzendorf aufgeschlossen. Die Ölträger waren neben Flyschschuttlagen in der Hauptsache mächtige (über 100 m) Glaukonitsandsteinhorizonte des liegenden Flysches, die mit Ton- und Mergelschieferserien wechsellagern.

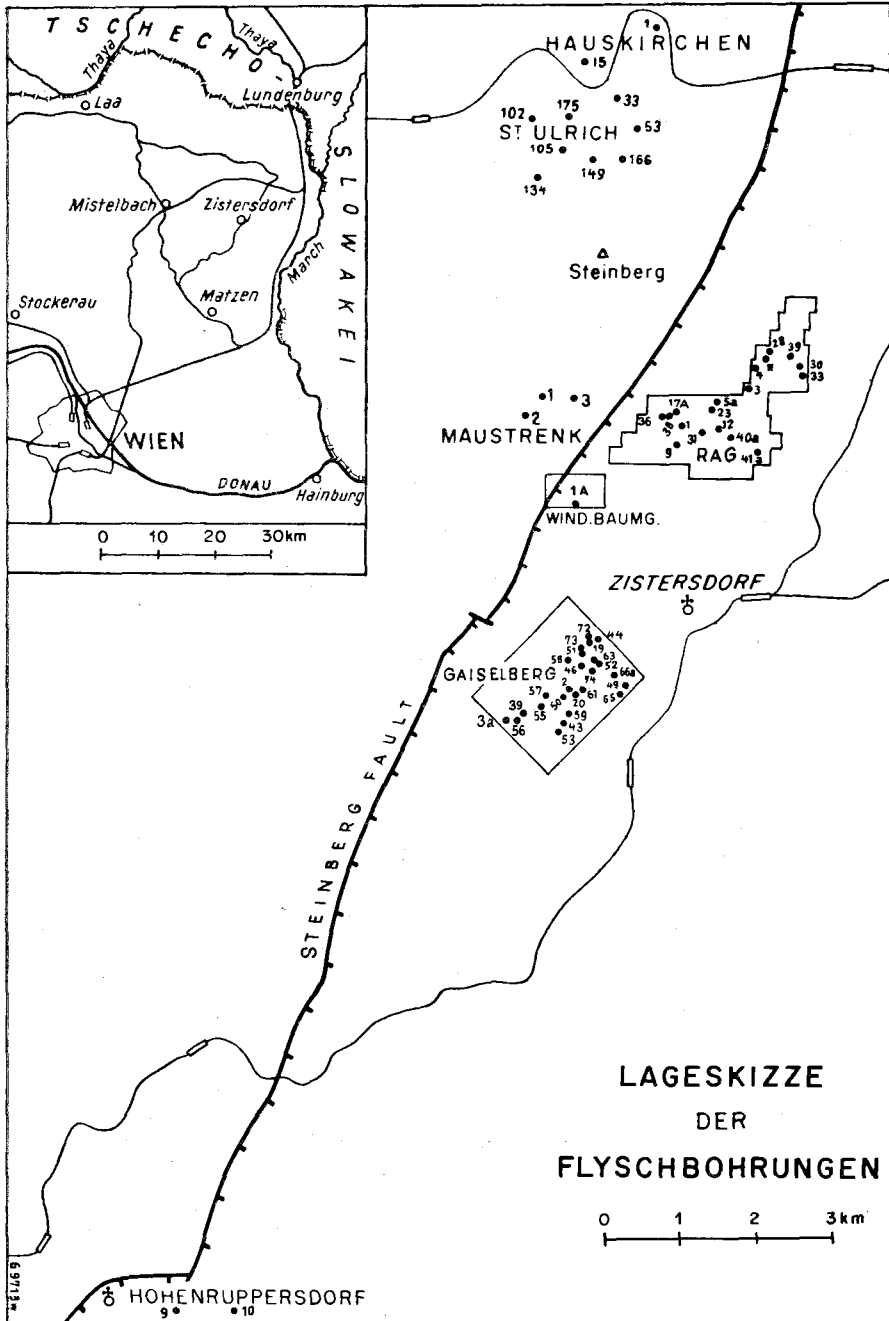


Abb. 1

Ermuntert durch die Produktionserfolge in der Flyschöllagerstätte St. Ulrich—Hauskirchen—Prinzendorf wurden sowohl im Felde Gösting der Erdölproduktions-Ges. m. b. H. wie insbesondere in den Ölfeldern Zistersdorf und Gaiselberg der Rohoel-Gewinnungs-A. G. einige Sonden in den Flysch (z. T. mehrere 100 m) vertieft.

4. Historischer Überblick

JÄGER (1913, 1914) hatte eine stratigraphische Gliederung der Flyschgesteine des Wienerwaldes mit Hilfe von Großforaminiferen durchgeführt und kam zu dem Ergebnis, daß im Wienerwald Unterkreide, Oberkreide und Mitteleozän in Flyschfazies vertreten sind und daß die Glaukonit-sandsteine mit ihren Begleitgesteinen nicht einem bestimmten Horizont entsprechen, sondern in allen Stufen vorkommen.

Die Alterseinstufung der erbohrten Flyschgesteine aus dem Untergrund des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens wurde in der ersten Zeit mehr oder weniger auf Grund petrographischer Vergleiche mit den Gesteinen der alpinen Flyschzone, insbesondere mit jenen des nahen Wienerwaldes vorgenommen. FRIEDL (1937) hat daher als Kenner der Flyschzone des Wienerwaldes und als geologischer Bearbeiter der Tiefbohrungen Windisch-Baumgarten 1 A und Gösting I die erbohrten Flyschgesteinsserien als obercretazische Inoceramenschichten angesehen, was sich jedoch später als Irrtum erwies.

GÖTZINGER & BECKER (1932, 1934) haben mehrere Jahre nach der grundlegenden Arbeit von FRIEDL (1921) über den Flysch des Wienerwaldes mittels einiger bestimmbarer Funde von Bivalven, Ammoniten, verschiedener Lebensspuren und Großforaminiferen, wie Orbitoiden und Nummuliten, wichtige Beiträge zur petrographischen Gliederung des Wienerwaldflysches geliefert. Eine moderne genaue mikropaläontologische Bearbeitung der Flyschfauna aus dem Wienerwald wurde von NOTH (1951) eingeleitet, nachdem er bereits in Proben der Bohrung Hauskirchen 15 neben einer Sandschalerfauna auch Großforaminiferen beobachten konnte (NOTH, 1946). Aus dem Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes wurden von ROZLOSZNIK (GÖTZINGER, 1951 a, 1954) zahlreiche Nummuliten bestimmt, die auf ein unter- bis mitteleozänes Alter hinwiesen, während die Kleinforaminiferenfauna aus arten- und individuenarmen Sandschalerformen bestand, die für eine Altersbestimmung nicht geeignet waren, da sie sowohl in der Oberkreide als auch im Alttertiär vorkommen. GRILL (1953) gibt an, daß in den Flyschablagerungen Österreichs bisher nur eine vorwiegend aus Sandschalern zusammengesetzte Vergesellschaftung von Kleinforaminiferen mit einem zeitlichen Verbreitungsbereich von der Unterkreide bis in das Eozän nachgewiesen werden konnte. Er betonte auch, daß nach mehreren Untersuchungen (u. a. POKORNÝ, 1949) im Karpatenbereich sich Faunen in den verschiedensten Stufen finden, die sich fast nur aus agglutinierenden Foraminiferen zusammensetzen.

Die ersten beachtenswerten Nummulitenfunde aus dem Flysch des Untergrundes des Inneralpinen Wiener Beckens gelangen dem geologischen

Bearbeiter STOWASSER (1939) bei der Tiefbohrung Neusiedl III im Ölfeld Neusiedl (Steinberg). In einem grobkörnigen, etwas glaukonitischen quarzreichen Sandstein (in Teufe 1.019·90—1.020·65 *m*) fand sich ein Nummulit, der von STAESCHE (nach brieflicher Mitteilung vom 24. II. 1939) als „*Nummulites vascus*“ FOLG. u. LEGM. bestimmt wurde.

STOWASSER vertrat damals die Ansicht, daß durch diesen Fossilfund ein paläontologischer Beleg wider das bisher angenommene obercretazische Alter des Flysches im Untergrund des Raumes von Zistersdorf im weiteren Sinne nicht gegeben sei, da die fossilführenden Sandsteine von den anderen Gesteinen petrographisch abweichen und außerdem innerhalb einer sehr verruschelten Zone auftreten, so daß tektonische Gründe für diese Einschaltung möglich erscheinen.

In mehreren Tiefbohrungen des Ölfeldes St. Ulrich—Hauskirchen—Prinzendorf wurden in den Glaukonitsandsteinserien Nummulitenfunde gemacht. Ebenso konnte JANOSCHEK (1951) bei der Flyschbohrung Rag 36 (gebohrt 1943/1944) in einem grauen, grobkörnigen Sandstein und in dem sogenannten Geröllhorizont Nummuliten finden.

STAESCHE hat im Jahre 1944 die paläontologische Bearbeitung aller dieser Nummulitenfunde übernommen, die Bearbeitung aber kam durch die Kriegsergebnisse vermutlich nicht zustande.

VEIT (1946 a) hat die bei dem Großaufschluß des Flysches in den Jahren 1941—1945 im Gebiete zwischen Schrattenbergbruch und Steinbergbruch (im wesentlichen im großen Feld St. Ulrich—Hauskirchen—Prinzendorf) erbohrten Flyschgesteine in der Hauptsache in zwei Schichtfolgen geteilt, in die „Steinberg-Flysch-Serie“ (graue bis graugrüne, mitunter auch graubraune, z. T. gebankte Schiefertone bis Tonmergelschiefer, in die meist nur wenige Meter mächtige graue bis graugrüne, dichte, fein- bis mittelkörnige, glaukonitische und z. T. kieselige Sandsteine und Kalksandsteine und dünne Lagen von grauen Steinmergeln eingeschaltet sind), und in die „Glaukonitsandstein-Serie“ (vorwiegend hellgraue bis graugrüne, feingrobkörnige, z. T. poröse, glaukonitische Sandsteine und Kalksandsteine mit Einschaltungen von grauen, vielfach auch bunten [graugrünen und rotbraunen] Tonschiefern und mit den charakteristischen „Geröllhorizonten“ [dunkelgrauen und graugrünen, grobsandigen Mergelschiefern und mergeligen, z. T. stark glaukonitischen Sandsteinen mit bis faustgroßen Geröllen aus Tonschiefern, Sandsteinen, gelben und rötlichen Kalken, Hornsteinen und kristallinen Gesteinen]).

Mehrere Studienexkursionen in den Jahren 1942 und 1943, an denen einige sowohl im Wiener Becken als auch im Karpatengebiet arbeitende Erdölgeologen teilnahmen, in den Flysch der Maguradecke der mährischen Karpaten sowie in den Flysch des Wienerwaldes führten zu folgenden Korrelationen zwischen dem Wienerwaldflysch, der erbohrten Flyschserie im Beckenuntergrund des Inneralpinen Wiener Beckens und dem Flysch der mährischen Karpaten. VEIT (1946 b) und GÖTZINGER (1944 a, b).

Einstufung	Wienerwald	Flysch im Untergrund d. Inneralpinen Wiener Beckens (VEIT)	Maguradecke der mährischen Karpaten
Unteroligozän Obereozän	Laaber Schiefer ? *)	} Steinbergflysch *)	Zliner Schichten ? Obere Hieroglyphenschichten, Zliner Schichten
Mitteloazän	Laaber Schichten Rote Tone		Rote Tone (auch bunte Tone) Belovezaschichten
Untereozän Paläozän	Greifensteiner Sandstein	} Glaukonitsandsteinserie	Ciezkowicer Sandstein ?Ciezkowicer Sandstein, bunte und rote Tone stellenweise.

TRZESNIOWSKI (1947 a, b, 1948) hat im wesentlichen die von VEIT und vielen anderen aus dem Flysch des Untergrundes des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens gewonnenen Untersuchungsergebnisse im Einzelnen ausgewertet und danach das tektonische Bild eines antiklinalen Schuppenbaues von alpin-karpatischem Typus von Serien eozänen Alters (obere und untere Zliner Schichten, drei Ciezkowicer Sandstein- und Tonhorizonte) und Serien der Oberkreide (Kahlenbergerschichten) entworfen. Er weist auch schon auf die Notwendigkeit mikropaläontologischer Untersuchungen zur Klärung verschiedener noch offener Fragen hin, die ihre große Bedeutung für die weitere Flyschexploration haben.

In neuester Zeit hat HANZLÍKOVÁ (1956) unter anderem auch eine Revision der Zliner Schichten der Rača-Einheit durchgeführt, wobei sich die Richtigkeit der von VAŠÍČEK (1947) festgelegten Einstufung in das Mitteloazän erwies.

Mikropaläontologisch sind diese Zliner Schichten durch agglutinierende Foraminiferen gekennzeichnet, die von planktonischen begleitet werden. Vielfach sind es die gleichen Sandschalerformen, wie sie in den paläozänen Schichten der Solan-Einheit (= Greifensteiner Sandstein) der Rača-Schichten angeführt werden. Die Kalkschalerfauna ist charakterisiert durch mitteloazäne Spezies von Globigerinen und Globorotalien, die sich von den paläozänen der Solan-Schichten sehr wesentlich unterscheiden. Großforaminiferen werden von HANZLÍKOVÁ (1956) weder aus den Zliner Schichten noch aus den Solan-Schichten erwähnt.

*) Die Altersstellung der Laaber Schiefer in das Obereozän bedarf noch einer Überprüfung.

5. Allgemeines

Für die mikrofaunistische Bearbeitung stand Kernmaterial von folgenden Tiefbohrungen zur Verfügung: Windisch-Baumgarten 1 A, 18 Bohrungen des Zistersdorfer Feldes (Rag 1, Rag 3—5, Rag 9, Rag 11—12, Rag 17 A, Rag 23, Rag 28, Rag 30—31, Rag 33 a, Rag 36, Rag 38—41), 25 Bohrungen des Feldes Gaiselberg (Ga 2, Ga 3 a, Ga 19—20, Ga 39, Ga 43—44, Ga 46, Ga 49—53, Ga 55—59, Ga 61, Ga 63, Ga 65, Ga 66 a, Ga 72—74), 3 Bohrungen des Feldes Maustrenk (Mau 1—3), einzelne Proben aus den Bohrungen Hohenruppersdorf 9 und 10, aus 8 Bohrungen des Feldes St. Ulrich (St. Ul. 33, St. Ul. 53, St. Ul. 102, St. Ul. 105, St. Ul. 134, St. Ul. 149, St. Ul. 166, St. Ul. 175) und aus den beiden Bohrungen Hauskirchen 1 und 15. Nur von 28 Bohrungen konnte stratigraphisch verwertbares Faunenmaterial gewonnen werden (Tabelle 2 auf Taf. 17). Die Bohrungen sind sehr verschieden tief in den Flysch eingedrungen (7·00—680·00 m), so daß von einzelnen Bohrungen nur ein einziger Bohrkern zur Bearbeitung zur Verfügung stand. Insgesamt wurden 530 Kernproben geschlämmt.

In 8 der 59 bearbeiteten Bohrungen konnten Großforaminiferen, vor allem Nummuliten, in geringerer Anzahl Discocyclinen und Asterocyclinen beobachtet werden. Zur Bearbeitung wurden ausschließlich isolierte Exemplare herangezogen. Ihr Erhaltungszustand war meist recht ungünstig, die meisten Exemplare waren abgerollt, stark korrodiert oder Quarzkörner waren tief in die Schale eingepreßt. Häufig waren nur die zentralen Gehäusepartien gut erhalten. Vor allem wurden Exemplare der A-Generation der Nummuliten und nur wenige der größeren B-Generation gefunden. Zur Bestimmung wurden sowohl äußere wie innere Merkmale herangezogen. Die Auswertung und Determination erfolgte nach den vorbildlichen Unterlagen von SCHAUB (1951) und HOTTINGER & SCHAUB (1960) für die Nummuliten und SCHWEIGHAUSER (1953) für die Discocyclinen und Asterocyclinen.

In 28 der bearbeiteten 59 Bohrungen aus dem Flysch konnten planktonische Foraminiferen angetroffen werden. Neben Formen, deren Verbreitungsbereich in das Paläozän und Untereozän fällt, wurden auch umgelagerte Globotruncanen angetroffen, die bei der Tiefbohrung Windisch-Baumgarten 1 A der Anlaß waren, diesen Bereich in die Oberkreide zu stellen (FRIEDL, 1937, S. 41). In letzter Zeit wurde erneut von BETTENSTÄDT & WICHER (1955) das Auftreten von Globotruncanen im Tertiär als Persistenz angegeben. Die weitaus überwiegende Anzahl der Forscher vertritt jedoch die Ansicht, daß das Vorkommen von Globotruncanen in Schichten jünger als Oberkreide (Maastricht) als Umlagerung anzusehen ist (z. B. POKORNÝ, 1958, S. 139). Der Erhaltungszustand der planktonischen Foraminiferen war meist schlecht. Häufig waren die Gehäuse stark verdrückt, kalzifiziert und ließen sich trotz der gründlichen Aufbereitung nur unvollständig aus dem Gestein lösen. Daher konnten von der Fülle des Materials nur verhältnismäßig wenige Exemplare eindeutig bestimmt werden. Die Bearbeitung der Planktonforaminiferen erfolgte gänzlich unabhängig von jener der Großforaminiferen und es konnte mit Hilfe dieser das Alter der durchteuften Gesteinsserien ermittelt bzw. dort bestätigt werden, wo es durch die Bestimmung der Großforaminiferen bereits erfaßt wurde.

Das aus den erwähnten Bohrungen stammende Kernmaterial bestand aus mehr oder weniger schiefrigen Tonmergeln, weichen Tonen, harten, z. T. feinsandigen Tonmergelsteinen und vielfach aus glaukonitreichen, massigen, z. T. auch geschichteten Sandsteinen aller Korngrößen. Mikrofauna konnte sowohl in den Tonmergeln wie in den Sandsteinlagen beobachtet werden.

Die Aufbereitung, vor allem der glaukonitischen Sandsteine, war wohl zum größten Teil sehr mühsam, wurde jedoch einer Bearbeitung des Foraminiferenmaterials auf Grund der sonst üblichen Gesteinsschliffe vorgezogen. Einzelne Kerne mußten bis zu 50mal mit Glaubersalz aufgeschlossen werden, um ein bearbeitbares Faunenmaterial zu liefern. Versuche, das Gestein mit 30%igem Wasserstoffsuperoxyd in schlämmfähigen Zustand zu bringen, haben zu keinem befriedigenden Ergebnis geführt. Die Aufbereitung mit Ultraschall unter Wasser, die versuchsweise durchgeführt wurde, erwies sich als zu kostspielig und kompliziert, so daß von dieser Methode Abstand genommen wurde.

6. Systematischer Teil

A. Großforaminiferen

(Nummuliten, Discocyclinen, Asteroicyclinen)

Familie: NUMMULITIDAE

Subfamilie: Nummulitinae

Genus: Nummulites LAMARCK.

Genotypus: *Camerina laevigata* BRUGUIÈRE.

Nummulites fraasi de la HARPE

(Taf. 15, Fig. 1, Tab. 1, S. 255, Tab. 2 auf Taf. 17)

1883 *Nummulites fraasi* de la HARPE. — de la HARPE, Monogr., S. 161, Taf. 30, Fig. 1—8.

1951 *Nummulites fraasi* de la HARPE. — SCHAUB, Schlierenfisch, S. 95, Textfig. 15—18.

Beschreibung:

Äußeres:

Klein, flach, diskusförmig mit feinen, radiaten, schwach gebogenen Septalstreifen. Durchmesser: 1·6—2 mm, Dicke: 0·6 mm.

Inneres:

Die Megalosphäre ist klein, 0·07—0·09 mm im Durchmesser, kugelig, die zweite Kammer annähernd von gleicher Größe. Die Spirale wächst rasch an, die Septen sind dünn, nahezu gerade und gehen mit einem weichen Bogen in das Dach der oberen Spiralwand über. Die Kammern sind vom ersten Umgang an gerade und hoch und wachsen sehr rasch an Höhe, so daß sie 3—5mal so hoch als breit werden.

Bemerkung:

Die in unseren Bohrungen gefundenen Exemplare gleichen vollkommen, sowohl äußerlich wie in ihrem inneren Aufbau dem Typus *N. fraasi* de la HARPE.

Vorkommen:

Rag 36, 38, Hauskirchen 15. Die Teufenangaben sind wie bei allen folgenden Spezies aus der Tabelle 2 ersichtlich. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 36/973-30—979-50 m (Nr. 1654).

Stratigraphische Verbreitung:

Dieser kleine, flache, diskusförmige Nummulites mit feinen, radiaten, schwach gebogenen Septalstreifen, wurde von de la HARPE (1883) erstmalig aus dem untersten Niveau der libyschen Stufe I beschrieben. SCHAUB (1951) konnte ihn bisher im Schlierenflysch (zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee) nicht antreffen, bemerkt aber dazu, daß es nicht unwahrscheinlich ist, ihn einmal als Begleiter der *Discocyclus seunesi* DOUVILLÉ in den Alpen zu finden. HOTTINGER & SCHAUB (1960) berichten von seinem Vorkommen im unteren Herdien.

Nummulites sp., Zwischenform *fraasi-nitidus* SCHAUB

(Taf. 15, Fig. 2, 3, Tab. 1, S. 255, Tab. 2 auf Taf. 17)

1951 *Nummulites* sp., Zwischenform *fraasi-nitidus*, A Form — SCHAUB, Schlierenflysch, S. 162, Textfig. 219 a—b.

Beschreibung:**Äußeres:**

Klein, diskusförmig, mit geraden, radiaten Septalstreifen. Durchmesser der Schale: 1.2—2.2 mm. Dicke: 0.6—0.7 mm.

Inneres:

Die Megalosphäre ist deutlich größer als bei *N. fraasi* und hat einen Durchmesser von 0.15 bis 0.20 mm, während die Aufrollung der Spirale geringer ist. Sonst sind aber diese beiden Formen nicht nur äußerlich, sondern auch im Äquatorialschnitt sehr ähnlich.

Bemerkung:

SCHAUB beschreibt einen kleinen Nummuliten, den er als Zwischenform von *N. fraasi* und *N. nitidus* ansieht, wobei die Kammern wesentlich höher als bei *N. nitidus* sind, während die Megalosphäre in Form und Größe der des *N. nitidus* gleicht. Äußerlich ist dieser Nummulit von *N. fraasi* nicht zu unterscheiden, doch ist die Megalosphäre deutlich größer und die Aufrollung der Spirale geringer. Die in unseren Bohrungen angetroffene Spezies entspricht ganz der von SCHAUB (1951) beschriebenen Form.

Vorkommen:

Rag 36 und Rag 17 A. Abgebildete Hypotypoid: Rag 36/973-30 bis 979-50 m (Nr. 1655), Rag 36/882-40—882-80 m (Nr. 1658).

Stratigraphische Verbreitung:

SCHAUB (1951) beschreibt diesen kleinen Nummuliten aus dem Schonisandstein (die der Habkernflyschmasse aufgeschobene Flyschmasse zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee). Nach HOTTINGER & SCHAUB (1960) ist der Schonisandstein in das Ilerdien einzustufen.

Nummulites deserti de la HARPE

(Tab. 1, S. 255, Tab. 2 auf Taf. 17)

1883 *Nummulites deserti* de la HARPE. — de la HARPE, Monogr. S. 177, Taf. 31, Fig. 20 bis 25.

1951 *Nummulites deserti* de la HARPE. — SCHAUB, Schlierenflysch, S. 96, Textfig. 19—21.

Beschreibung:

Äußeres:

Klein, bikonvex, mit geraden, radiaten bis leicht wirbeligen Septalstreifen. Durchmesser der Schale: 1·5—2·8 mm, Dicke: 0·7—0·8 mm.

Inneres:

Der Embryonalapparat besteht aus zwei kugeligen Kammern von annähernd gleicher Größe (0·15—0·20 mm im Durchmesser). Die sehr regelmäßige Spirale wächst langsam an, der Dorsalstrang ist gleichmäßig dick, auch die Form der Kammern ist sehr konstant, höher als lang, das Dach ist leicht gewölbt. Die Septen sind gerade, annähernd senkrecht aufsetzend. Die Septenzahl nimmt nach außen ziemlich stark zu, so daß die Kammerlänge annähernd gleich bleibt.

Bemerkung:

In unserem Material konnten nur einzelne Exemplare dieser Spezies beobachtet werden. Die gefundenen Formen entsprechen äußerlich und auch in ihrem inneren Aufbau ganz dem Typus.

Vorkommen:

Rag 36/882·40—882·80 m.

Stratigraphische Verbreitung:

Diesen Nummuliten erwähnt SCHAUB (1951) aus dem unteren Paläozän der Oase Farafrah, zusammen mit *N. fraasi*, wobei aber *N. deserti* stratigraphisch höher hinaufreicht als *N. fraasi*. Nach HOTTINGER & SCHAUB (1960) kommt diese Form im Schlierenflysch im unteren Ilerdien vor.

Nummulites praecursor alpinus SCHAUB

(Taf. 15, Fig. 5, Tab. 1, S. 255, Tab. 2 auf Taf. 17)

1951 *Nummulites praecursor alpinus* nov. ssp. — SCHAUB, Schlierenflysch, S. 138, Textfig. 152—156, Taf. 3, Fig. 14—15.

Beschreibung:**Äußeres:**

Klein, dick, bikonvex, mit radiaten, gegen den Rand zu leicht gebogenen Septalstreifen, die in einen deutlich ausgeprägten Zentralpfeiler münden. Durchmesser: 1.4—3.0 mm, Dicke: 0.8—1.2 mm.

Inneres:

Die Megalosphäre ist verhältnismäßig groß, 0.25—0.40 mm im Durchmesser, der Dorsalstrang verhältnismäßig dick. Die Kammern sind nahezu isometrisch, die Septen gerade und gleichmäßig.

Bemerkung:

Die in unseren Bohrungen angetroffenen Exemplare dieser Form stimmen mit der von SCHAUB (1951) beschriebenen gut überein.

Vorkommen:

Rag 36, Rag 17 A. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 36/973-30—979-50 m (Nr. 1656).

Stratigraphische Verbreitung:

SCHAUB (1951) beschreibt *N. praecursor alpinus* aus dem Schonisandstein und dem Aufschluß Sörenberg. Nach HOTTINGER & SCHAUB (1960) ist diese Form für das untere Ilerdien typisch.

Nummulites subplanulatus (HANTKEN & MADARÁSZ)

(Taf. 15, Fig. 4, Tab. 1, S. 255, Tab. 2 auf Taf. 17)

non 1919 *Nummulites subplanulatus*. — DOUVILLÉ, l'Eocène inf., S. 49, Textfig. 6—7.

1924 *Nummulina subplanulata* HANTKEN & MADARÁSZ. — ROZLOZNIK Nummulinák Magyarországon, tábláinak HANTKEN és MADARÁSZ, S. 184—186, Taf. 4, Fig. 3 a—f, Taf. 5, Fig. 17.

1951 *Nummulites subplanulatus* HANTKEN & MADARÁSZ. — SCHAUB, Schlierenflysch, S. 99, Textfig. 29—36.

Beschreibung:**Äußeres:**

Klein, dick, bikonisch, mit radiaten, geraden Septalstreifen und deutlichem Zentralpfeiler. Durchmesser: 1.2—1.6 mm, Dicke: 0.7—0.9 mm.

Inneres:

Die Megalosphäre ist kugelig, hat einen Durchmesser von 0.15 bis 0.20 mm, die zweite Kammer ist halbkugelig bis nahezu kugelig und wenig kleiner. Die Kammern sind sehr regelmäßig geformt, doppelt so hoch wie breit, die Septen dünn, gerade, setzen nahezu senkrecht auf dem Dorsalstrang der vorhergehenden Windung auf und gehen oft mit einem Knick oder mit einem kurzen Bogen in das leicht gewölbte Kammerdach über. Der Dorsalstrang ist verhältnismäßig dünn.

Bemerkung:

Die in unserem Material zu beobachtenden Formen lassen sich gut mit dem abgebildeten Typus vergleichen.

Vorkommen:

Rag 36, Rag 17 A, Rag 38, Windisch-Baumgarten 1 A. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 36/882·40—882·80 *m* (Nr. 1657).

Stratigraphische Verbreitung:

SCHAUB (1951) beschreibt *N. subplanulatus* aus Schichten des Schoni-sandsteins, den er in das Ilerdien stellt.

Familie: DISCOCYCLINIDAE VAUGHAN and COLE.

Genus: Discocyclus GÜMBEL.

Genotypus: Orbitolites pratti MICHELIN.

Discocyclus seunesi DOUVILLÉ

(Taf. 15, Fig. 7, Tab. 2 auf Taf. 17)

1922 *Discocyclus seunesi* n. sp. — DOUVILLÉ, Orbitoiden, S. 64, Taf. 4, Fig. 1—4, S. 57, Textfig. 1, S. 59, Textfig. 6, S. 66, Textfig. 15.

1953 *Discocyclus seunesi* DOUVILLÉ. — SCHWEIGHAUSER, Vicentin, S. 46—47, Taf. 8, Fig. 5, 7, 8, Textfig. 12, 39.

1959 *Discocyclus seunesi* DOUVILLÉ. — PAPP, Kühlgraben, S. 171, Abb. 5, Fig. 1, 2.

Beschreibung:

Äußeres:

Klein, mit deutlicher Umbo- und Kragenbildung. Die ganze Oberfläche ist mit engstehenden Pfeilern besetzt, die am Umbo kaum merklich größer sind. Der Durchmesser der Schale ist 1·3—1·6 *mm*, die Dicke 0·4 *mm*.

Inneres:

Der Embryonalapparat ist eulepidin bis eulepidin-trybliolepidin und entspricht im wesentlichen dem Typus. Anstatt der von SCHWEIGHAUSER (1953) angegebenen 20 Periembrionalkammern sind bei den hier vorhandenen Exemplaren nur 18, bei wenigen Exemplaren 14—16 vorhanden. Die beiden Hauptauxiliarkammern sind aber wieder übereinstimmend mit dem Typus und bemerkenswert groß. Sie bedecken in einem Fall allein die Außenwand des Protoconchs, in anderen Fällen schieben sich ein bis drei Interauxiliarkammern ein. Der Durchmesser des Protoconchs ist 0·06 bis 0·12 *mm*, der des Deuteroconchs ist 0·13—0·25 *mm*. Die Gestalt der Periembrionalkammern ist hexagonal bis spatelförmig.

Bemerkung:

Die hier vorkommende Form stimmt weitgehend mit der im ELLIS & MESSINA Katalog abgebildeten *D. seunesi* überein.

Vorkommen:

Rag 36, Rag 38, St. Ulrich 53. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 38/988-00 bis 999-00 *m* (Nr. 1660).

Stratigraphische Verbreitung:

D. seunesi wurde von DOUVILLÉ aus dem Dan beschrieben. Von SCHWEIGHAUSER (1953) wird sie aus den roten Foraminiferenmergeln von Spilecco (zirka 40 *km* östlich vom Gardasee) und dem Paläozän von Valdeforte (zirka 10 *km* östlich vom Gardasee) erwähnt. Im Vicentin scheint sich *D. seunesi*, wie SCHWEIGHAUSER (1953) hervorhebt, auf mittleres und oberes Paläozän zu beschränken.

Discocyclina aff. *douvillei* (SCHLUMBERGER)

(Taf. 15, Fig. 8, Tab. 2 auf Taf. 17)

1903 *Orthophragmina douvillei* — SCHLUMBERGER, 3. note Orbitoides, S. 283, Taf. 9, Fig. 21—24.

1953 *Discocyclina douvillei* (SCHLUMBERGER). — SCHWEIGHAUSER, Vicentin, S. 75, Textfig. 34, 53, Taf. 12, Fig. 3.

Beschreibung:

Äußeres:

Klein, ohne sehr ausgeprägten Umbo, der Abfall gegen den Rand erfolgt allmählich, die ganze Oberfläche ist mit kleinen Pfeilern bedeckt, der Durchmesser der Schale ist 1.6—2.2 *mm*, die Dicke 0.3—0.9 *mm*.

Inneres:

Der Embryonalapparat ist eulepidin, der Durchmesser des Protoconchs schwankt zwischen 0.10 und 0.19 *mm*, der des Deuteroconchs von 0.16 bis 0.27 *mm*. Die Anzahl der Periembrionalkammern beträgt 25—35, die Hauptauxiliarkammern sind nicht deutlich zu erkennen, da der Erhaltungszustand sehr schlecht ist.

Bemerkung:

Die Größe der Embryonalkammern entspricht nicht genau dem im ELLIS & MESSINA Katalog abgebildeten Typus, sie sind deutlich größer, weshalb diese Form als *D. aff. douvillei* zu bezeichnen ist.

Vorkommen:

Rag 38, St. Ulrich 53. Abgebildeter Hypotypoid: St. Ulrich 53/1.084-00 bis 1.090-00 *m* (Nr. 1661).

Stratigraphische Verbreitung:

D. douvillei wurde von Daguerre (SE de Bayonne) Basses-Pyrénées, Frankreich, erstbeschrieben. Nach SCHWEIGHAUSER (1953) ist *D. douvillei* im Paläozän und Eozän sehr häufig.

Familie: DISCOCYCLINIDAE VAUGHAN and COLE

Genus: Asterocyclina GÜMBEL

Genotypus: Calcarina (?) stella d'ARCHIAC

Asterocyclina taramellii (SCHLUMBERGER)

(Taf. 15, Fig. 6, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1904 *Orthophragmina taramellii* — SCHLUMBERGER, 4. note Orbitoides, S. 131, Taf. 6, Fig. 41—46, 51, 57.
- 1953 *Asterocyclina taramellii* (SCHLUMBERGER). — SCHWEIGHAUSER, Vicentin, S. 88—90, Textfig. 58, Taf. 13, Fig. 3, 11.
- 1959 *Asterocyclina taramellii* (SCHLUMBERGER). — PAPP, Kühlgraben, S. 171, Abb. 5, Fig. 3.

Beschreibung:

Äußeres:

Der Umriß ist pentagonal, ein Hauptstrahl ist nicht zu erkennen, die ganze Oberfläche ist mit dicht beieinanderstehenden Pfeilern bedeckt, der Umbo ist nicht sehr deutlich ausgeprägt und nimmt langsam gegen den Rand zu ab. Am Umbo sind die Pfeiler etwas größer. Der Durchmesser der Schale ist 0.5—1.2 mm, die Dicke 0.2—0.5 mm.

Inneres:

Der Embryonalapparat ist nephrolepidin, der Protoconch ist kreisrund bzw. etwas gegen den Deuteroconch zu abgeflacht. Der Deuteroconch ist nierenförmig. Der Durchmesser des Protoconch ist 0.08—0.10 mm, der des Deuteroconch 0.12 mm. Der Erhaltungszustand der Periembrionalkammern ist sehr schlecht, so daß über diese nichts ausgesagt werden kann. Die Hauptauxiliarkammern sind sehr groß und arcuat.

Bemerkung:

Diese sehr kleine *Asterocyclina* mit 4—6 deutlich hervortretenden Radien läßt sich gut mit dem im ELLIS & MESSINA Katalog abgebildeten Typus vergleichen.

Vorkommen:

Rag 36, Rag 40 a, St. Ulrich 53. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 40 a/2.198.00—2.201.00 m (Nr. 1659).

Stratigraphische Verbreitung:

Nach SCHWEIGHAUSER (1953) hat diese Spezies ihre stratigraphische Verbreitung vom oberen Paläozän bis in das Priabonian (Obereozän). Beschrieben wurde diese Spezies aus dem Eozän des Vicentin (Italien).

Tabellarische Übersicht der bearbeiteten Nummuliten

Tabelle 1

Bohrung und Teufe	$\frac{D_n}{D_i}$		$\frac{W}{R}$		Septenzahl im 1. und 2. Umgang		M	P	K	Spezies:
Rag 36/975, 982 Rag 38/994 Hau 15/1441	$\frac{1,6}{0,6}$	$\frac{2,0}{0,6}$	$\frac{2,0}{0,9}$	$\frac{2,0}{1,0}$	8—9	17—19	0,07—0,09	$\frac{1}{6}$	3—5	N. fraasi
Rag 36/882, 975 Rag 17 A/870	$\frac{1,2}{0,6}$	$\frac{2,2}{0,7}$	$\frac{2,0}{0,8}$	$\frac{3,0}{1,2}$	8—10	18	0,15—0,20	$\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{4}$	2—3½	N. fraasi-nitidus
Rag 36/882	$\frac{1,5}{0,7}$	$\frac{2,8}{0,8}$	$\frac{2,0}{0,7}$	$\frac{3,0}{0,9}$	7	19	0,15—0,20	$\frac{1}{3}$	2—3	N. deserti
Rag 36/796, 882, 975, 982 Rag 17 A/870	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{3,0}{1,2}$	$\frac{2,0}{0,7}$		9	16—17	0,25—0,40	$\frac{1}{3}$	1	N. praecursor alpinus
Rag 36/882, 982 Rag 17 A/870 Rag 38/1099 WB 1 A/849, 980	$\frac{1,2}{0,7}$	$\frac{1,6}{0,9}$	$\frac{2,0}{0,6}$		8—9	16—18	0,15—0,20	$\frac{1}{5}$	2	N. subplanulatus

Folgende Abkürzungen wurden hier verwendet:

$\frac{D_n}{D_i}$ = Quotient $\frac{\text{Durchmesser}}{\text{Dicke}}$ der Schale

$\frac{W}{R}$ = Quotient $\frac{\text{Windungszahl}}{\text{Radius}}$

M = Größe der Megalosphäre, P = Dicke des Dorsalstranges im Verhältnis zur zugehörigen Kammerhöhe, K = Kammerindex (Verhältnis von Kammerhöhe zu Kammerlänge).

B. Planktonische Foraminiferen

(Globorotalien [Truncorotalien], Globigerinen)

Familie: GLOBOROTALIIDAE CUSHMAN.

Genus: Globorotalia CUSHMAN.

Genotypus: Pulvinulina menardii var. tumida BRADY

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis NUTTALL

(Taf. 16, Abb. 1 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1930 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL n. sp. — NUTTALL, Eocene Foram. Mexico, S. 288, Taf. 24, Fig. 6—8, 10, 11.
- 1937 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL. — GLAESSNER, Planktonforam. Kreide u. Eozän, S. 30, Taf. 1, Fig. 5 a—c.
- 1949 *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* NUTTALL. — CUSHMAN & BERMUDEZ, Cuban Globorotalia, S. 38—39, Taf. 7, Fig. 13—15.
- 1953 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL. — SUBBOTINA, Globig., Hantken., Globorotal., Taf. 18, Abb. 6 a—c, 7 a—c.
- 1956 *Globorotalia aragonensis* NUTTALL. — GANSS & KNIPSCHER, Sprunggraben S. 623, Abb. 2, Fig. 12 a—c.
- 1957a *Globorotalia aragonensis* NUTTALL. — BOLLI, Globig. Globorot. Lizard Springs, S. 75, Taf. 18, Fig. 7—9.
- 1957b *Globorotalia aragonensis* NUTTALL. — BOLLI, Planktonic. Foram. Trinidad, S. 167, Taf. 38, Fig. 1 a—c.

Bemerkung:

Die vorliegende Form ist gut mit der Typusform zu vergleichen. Sie unterscheidet sich von *Glbrt. rex* MARTIN durch eine größere Kammeranzahl, einen stärker ausgeprägten Kiel, einen weniger gelappten Umriß, von *Glbrt. formosa formosa* BOLLI durch etwas kleinere Größe, weniger gelappten Umriß und engeren Umbilicus. Sie unterscheidet sich von *Glbrt. aragonensis caucasica* GLAESSNER recht deutlich, da sie weniger Kammern, keine stark skulptierten Suturen hat und die Kammerwände weniger steil sind, von *Glbrt. velascoensis* durch einen kleineren Umbilicus und geringere Kammeranzahl im letzten Umgang.

Vorkommen:

Rag 36, Windisch-Baumgarten 1 A, Maustrenk 3. Die Teufenangaben sind, wie bei allen folgenden Spezies aus der Tabelle 2 ersichtlich. Abgebildeter Hypotypoid: Maustrenk 3/716-70—720-30 m (Nr. 1666).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) acuta, *Globigerina triloculinoidea*, *G. hornibrooki*, *G. primitiva*, *Nummulites praecursor alpinus*.

Stratigraphische Verbreitung:

Glbrt. (Truncorotalia) aragonensis wurde aus der Aragon Formation von Mexico (Untereozän) beschrieben, aus der Navet Formation von Trinidad (Mittel-Obereozän) und dem oberen Teil der Lizard Springs Formation von Trinidad (Untereozän) berichtet. REISS (1952) führt sie aus dem Unter- bis Mitteleozän von Israel an, GLAESSNER (1937) konnte *Glbrt. (Tr.) aragonensis* im untereozänen Waschbergkalk der alpinen Randzone NW von Wien und im Mitteleozän von Fedosien in der Krim sowie im Untereozän des NW-Kaukasus beobachten, GANSS & KNIPSCHER (1956) im Untereozän des Sprunggrabens bei Oberteisendorf (Abb.).

Globorotalia (Truncorotalia) acuta TOULMIN

(Taf. 16, Abb. 3 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1941 *Globorotalia (Truncorotalia) wilcoxensis* CUSHMAN and PONTON, var. *acuta* TOULMIN. — TOULMIN, Eocene smaller Foram., S. 608, Taf. 82, Fig. 6—8.
- 1949 *Globorotalia (Truncorotalia) wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON var. *acuta* TOULMIN. — CUSHMAN & BERMUDEZ, Cuban Globorotalia, S. 39, Taf. 7, Fig. 19—21.
- 1955 *Globorotalia velascoensis* (CUSHMAN) var. *acuta* TOULMIN. — GRAHAM & CLASSEN, Eocene Foram., S. 29, Taf. 5, Fig. 8—9.
- 1955 *Globorotalia acuta* TOULMIN. — HOFKER, Vincentown Formation, S. 20, Taf. 5.
- 1955 *Globorotalia (Truncorotalia) lacerti* CUSHMAN & RENZ. — HOFKER, Vincentown Formation, S. 14, 16, Taf. 1.
- 1957a *Globorotalia acuta* TOULMIN. — LOEBLICH & TAPPAN, Planktonic Foram., S. 185, Taf. 58, Fig. 5 a—c.
- 1959 *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* TOULMIN. — PAPP, Kühlgraben, S. 175, Abb. 9, Fig. 2 a—c.

Bemerkung:

Die vorliegende Form ist mit dem Typus ident.

Vorkommen:

Gaiselberg 63, Rag 17 A, 36, 38, Windisch-Baumgarten I A, Hauskirchen 1. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 36/981·40—983·30 m (Nr. 1667).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis, *Glbrt. (Tr.) aequa*, *Globigerina triloculinoides*, *G. hornibrooki*, *G. finlayi*, *G. primitiva*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. deserti*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *Discocyclusina seunesi*, *Asterocyclusina taramellii*.

Stratigraphische Verbreitung:

Globorotalia (Truncorotalia) acuta wurde aus dem Salt Mountain Limestone (Oberes Paläozän) (Alabama) erstmalig beschrieben, aus der Vincentown Formation (Oberes Paläozän) von New Jersey und aus der Lower Lizard Springs Formation (Trinidad) (Paläozän) berichtet. PAPP (1959) beschreibt diese Form aus dem Untereozän des Kühlgrabens bei Salzburg, wobei dort eine allochthone Lagerung in Erwägung zu ziehen ist. MAGNÉ (in

CUVILLIER et al., 1955) erwähnt diese Form aus Algerien, LYS (in CUVILLIER et al., 1955) aus Marokko und dem Libanon, wobei ihre Reichweite vom Montian bis in das Thanetian (Paläozän) reicht.

Man kann *Glbrt. (Tr.) acuta* als Leitform des Paläozäns, und zwar des Oberpaläozäns ansehen.

Globorotalia (Truncorotalia) aequa CUSHMAN & RENZ

(Taf. 16, Abb. 2 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1942 *Globorotalia (Truncorotalia) crassata* (CUSHMAN) var. *aequa* CUSHMAN and RENZ. — CUSHMAN & RENZ, Eoc. Foram. Trinidad, S. 12, Taf. 3, Fig. 3 a—c.
- 1949 *Globorotalia (Truncorotalia) crassata* (CUSHMAN) var. *aequa* CUSHMAN & RENZ. — CUSHMAN & BERMUDEZ, Cuban Globorotalia, S. 37, Taf. 1, Fig. 7—9.
- 1955 *Globorotalia crassata* (CUSHMAN) var. *aequa* CUSHMAN & RENZ. — GRAHAM & CLASSEN, Eocene Foram., S. 29, Taf. 5, Fig. 5 a—c.
- non 1956 *Truncorotalia crassata aequa* (CUSHMAN & RENZ). — SAID & KENAWY, Northern Sinai, S. 19, Taf. 6, Fig. 8 a—c.
- 1957a *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ. — BOLLI, Globig. Globorot. Lizard Springs, S. 74, Taf. 17, Fig. 1—3.
- 1960 *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ. — OLSSON, New Jersey, S. 44, Taf. 8, Fig. 11 bis 13.

Bemerkung:

Die hier vorliegende Art ist relativ klein — ihr Durchmesser beträgt 0.35 mm — stimmt aber in Kammeranzahl und äußerem Habitus ganz mit der Typenform überein.

Vorkommen:

Rag 17 A, 36, St. Ulrich 53, 149, 175. Abgebildeter Hypotypoid: St. Ulrich 53/1.084.00—1.090.00 m (Nr. 1668).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) acuta, *Globigerina triloculinoides*, *G. hornibrooki*, *G. finlayi*, *G. primitiva*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *Discocyclina seunesi*, *D. aff. douvillei*, *Asterocyclina ta amellii*.

Stratigraphische Verbreitung:

Glbrt. (Tr.) aequa wurde aus der Soldado Formation (Paläozän) von Trinidad B. W. I. beschrieben. Eine Reihe von Autoren konnte diese Form beobachten. Sie wird aus dem Paläozän von Alabama (Naheola Formation) aus Cuba (Madruga Formation) und aus Maryland (Aquia Formation), aus dem Paläozän und Untereozän der Atlantic und Gulf Coastal Plains von der Lizard Springs Formation von Trinidad, aus dem Paläozän bis Untereozän von Hornerstown (New Jersey Coastal Plain) u. a. erwähnt.

Familie: ORBULINIDAE SCHULTZE.

Subfamilie: Globigerinae CARPENTER.

Genus: Globigerina d'ORBIGNY.

Genotypus: *Globigerina bulloides* d'ORBIGNY.

Globigerina triloculinoides PLUMMER

(Taf. 16, Abb. 6 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1926 *Globigerina triloculinoides* n. sp. — PLUMMER, Foram. Midwayform. Texas, S. 134, Taf. 8, Fig. 10.
- 1928 *Globigerina pseudotriloba* n. sp. — WHITE, Indexforaminiferen, S. 194, Taf. 27, Fig. 17.
- 1941 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — TOULMIN, Eocene, smaller Foram., S. 607, Taf. 82, Fig. 3.
- 1951 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — CUSHMAN, Paleocene Foram., S. 60, Taf. 17, Fig. 10, 11.
- 1952 *Globigerina stainforthi* n. sp. — BRONNIMANN, Trinidad Paleocene, S. 23, Taf. 3, Fig. 10—12.
- 1955 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — DALBIEZ & GLINTZBOECKEL, in CUVILLIER et al., Limite Cretace-Tertiaire, S. 534, Taf. 1, Fig. 2 a—c.
- 1955 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — WEISS, Foram. Paleocene Peru, S. 18, Taf. 5, Fig. 7—9.
- 1956 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — GANSS & KNIPSCHER, Sprunggraben, S. 623, Abb. 2, Fig. 5 a—c.
- 1956 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — HAYNES, Brit. Paleocene Foram. I, S. 99, Taf. 17, Fig. 15—15 b.
- 1957 a *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — BOLLI, Globig. Globorot. Lizard Springs, S. 72, Taf. 15, Fig. 18—20.
- 1957 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — TROELSEN, Planktonic Foram. Danien, S. 129, Taf. 30, Fig. 4 a—c.
- 1957 a *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. — LOEBLICH & TAPPAN, Planktonic Foram. Paleoc. Early Eocene, S. 183, Taf. 40, Fig. 4 a—e, Taf. 45, Fig. 3 a—c.

Bemerkung:

Diese Form wird von zahlreichen Autoren recht variabel dargestellt. Die hier vorgefundene Spezies gleicht jedoch ganz der Erstbeschreibung aus dem Paläozän. Die aus dem Eozän beschriebenen Formen sind immer größer, etwas gedrungener und nicht so langgestreckt.

Vorkommen:

Gaiselberg 39, 46, 49, 51, 57, 63, 65, 72, 74, Rag 17 A, 36, 38, 40 a, Windisch-Baumgarten 1 A, Maustrenk 3, Hohenruppersdorf 9, Hauskirchen 1, 15, St. Ulrich 53, 102, 105, 149, 166, 175. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 40 a/2.132.00—2.138.00 m (Nr. 1665).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis, Gibr. (Tr.) *acuta*, Gibr. (Tr.) *aequa*, *Globigerina hornibrooki*, *G. finlayi* und *G. primitiva*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *N. deserti*, *Discocyclusina seunesi*, *Discocyclusina* aff. *douvillei*, *Asterocyclusina taramellii*.

Stratigraphische Verbreitung:

Globigerina triloculinoides wird von zahlreichen Fundpunkten erwähnt und wurde erstmalig aus dem unteren Teil der Oberen Midway Formation von Texas (Paläozän) beschrieben. Man kennt *G. triloculinoides* auch aus dem Untereozän von Texas (Wilcox Marl Bed), aus dem Unter- bis Mitteleozän des Kaukasus (SUBBOTINA, 1953), aus dem Unter- bis Mitteleozän im Sprunggraben (Obb.) (GANS & KNIPSCHER, 1956). REY (in CUVILLIER et al., 1955) berichtet aus Marokko *G. triloculinoides* von Paläozän bis in das Mitteleozän, MAGNÉ (in CUVILLIER et al., 1955) aus Algier vom Danien bis in das Thanetian (Paläozän).

Globigerina hornibrooki BRONNIMANN

(Taf. 16, Abb. 4 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

1952 *Globigerina hornibrooki* BRONNIMANN, n. sp. — BRONNIMANN, Paleoc. Lower Eocene Globig., S. 15, Taf. 2, Fig. 4—6.

non 1956 *Globigerina hornibrooki* BRONNIMANN. — HOFKER, Cretaceous Southern Limburg, XIX, S. 53, Fig. 10.

Bemerkung:

Das charakteristische an dieser Spezies ist das nahezu gleiche Verhältnis von Länge zu Breite des Gehäuses, wobei der Umriß deutlich gelappt ist. Die große, mit einem sehr kleinen Rand versehene Apertur liegt zentral über 3 Kammern. Ein Unterschied zur Originalbeschreibung liegt allein in der Größe der Grübchen an den Kammeroberflächen, die als gleich groß wie bei *G. finlayi* angegeben wird, bei der hier beobachteten aber größer ist. BOLLI (1957 a, S. 71) setzt *G. hornibrooki* BRONNIMANN in die Synonymie von *G. triangularis* WHITE, LOEBLICH & TAPPAN (1957 a, S. 183) stellen diese wie auch *G. triangularis* in die Synonymie von *G. triloculinoides* PLUMMER. *G. hornibrooki* hat jedoch einen anderen Umriß als *G. triloculinoides*, da sie nahezu gleich hoch wie breit ist, während *G. triloculinoides* deutlich höher als breit ist. Dazu kommt noch, daß *G. hornibrooki* eine sehr breite und verhältnismäßig niedere Endkammer hat, *G. triloculinoides* aber eine deutlich höhere als breite. Nur LOEBLICH & TAPPAN (1957 a, S. 184) sehen darin keinen Hinweis für eine Abtrennung der beiden Formen, da „the gerontic character of a final chamber of reduced size is common to many species and not of specific importance“. Nach meiner Meinung ist es berechtigt, *G. hornibrooki* als selbständige Spezies beizubehalten.

Vorkommen:

Gaiselberg 51, 63, 72, Rag 17 A, 36, 38, 40 a, 41 a, Windisch-Baumgarten 1 A, Maustrenk 3, Hohenruppersdorf 9, Hauskirchen 1, 15, Sankt Ulrich 53, 149. Abgebildeter Hypotypoid: St. Ulrich 53/1.084-00—1.090-00 m (Nr. 1663).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis, *Gbrt. (Tr.) acuta*, *Gbrt. (Tr.) aequa*, *Globigerina triloculinoides*, *G. finlayi*, *G. primitiva*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *Discocyclusina seunesi*, *D. aff. douvillei*, *Asterocyclusina taramellii*.

Stratigraphische Verbreitung:

BRONNIMANN (1952) hat *G. hornibrooki* aus der unteren und oberen Lizard Springs Formation der Soldado Formation und dem Ramdat Marl von Trinidad beschrieben (Oberes Paläozän bis Unteres Mitteleozän).

Globigerina finlayi BRONNIMANN

(Taf. 16, Abb. 5 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

1952 *Globigerina finlayi* BRONNIMANN, n. sp. — BRONNIMANN, Paleoc. Lower Eocene Globig., S. 18, Taf. 2, Fig. 10—12.

Bemerkung:

Diese gut definierte 3kammerige Art ist von der ebenfalls 3kammerigen *G. linaperta* durch die Lage der Apertur sehr gut zu unterscheiden.

LOEBLICH & TAPPAN (1957 a, S. 183), stellen *G. finlayi* BRONNIMANN in die Synonymie von *G. triloculinoides* PLUMMER, BOLLI (1957 a, S. 70) in die Synonymie von *G. linaperta* FINLAY. Da bei der Typenbeschreibung von *G. finlayi* BRONNIMANN ausdrücklich auf die 3-Kammerigkeit und die große bogenförmige Apertur, die zentral am Zusammenschluß der Umbilical-suturen der zwei vorhergehenden Kammern liegt, hingewiesen wird, während bei *G. triloculinoides* PLUMMER die letzte Windung $3\frac{1}{2}$ Kammern hat, also bereits zu einem 4kammerigen Bau tendiert, die Apertur ein kleiner gebogener Schlitz an der letzten Kammer ist (mit lippenartigem Vorsatz), welche von nahe der Peripherie bis zur umbilicalen Eintiefung geht, so sind diese Unterschiede sowohl zu *G. triloculinoides* wie zu *G. linaperta* groß genug, um diese Formen abzutrennen.

Vorkommen:

Gaiselberg 63, 72, 74, Rag 11, 17 A, 36, 38, 40 a, Windisch-Baumgarten 1 A, Hauskirchen 15. Abgebildeter Hypotypoid: Windisch-Baumgarten 1 A/845·70—851·50 m (Nr. 1662).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (Truncorotalia) acuta, *Gbrt. (Tr.) aequa*, *Globigerina triloculinoides*, *G. hornibrooki*, *G. primitiva*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *N. deserti*, *Discocyclusina seunesi*, *D. aff. douvillei*, *Asterocyclusina taramellii*.

Stratigraphische Verbreitung:

G. finlayi wurde aus der unteren und oberen Zone der Lizard Springs Formation von Trinidad, die nach BOLLI (1957 a) in das Obere Paläozän bis Untere Eozän gestellt wird, beschrieben, wo sie zusammen mit *G. triloculinoides* PLUMMER, *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* TOULMIN, u. a. vorkommt.

Globigerina primitiva (FINLAY)

(Taf. 16, Abb. 7 a, b, c, Tab. 2 auf Taf. 17)

- 1947 *Globoquadrina primitiva* — FINLAY, New Zealand Foram., S. 291, Taf. 8, Fig. 129 bis 134.
 1952 *Globigerina primitiva* (FINLAY). — BRONNIMANN, Paleoc. Lower Eocene Globig., S. 11—12, Taf. 1, Fig. 10—12.
 1957a *Globigerina primitiva* (FINLAY). — BOLLI, Globig. und Globorot. Lizard Springs, S. 71, Taf. 15, Fig. 6—8.

Bemerkung:

Die hier beschriebene Art gehört in die charakteristische Gruppe der spinosen *Globigerinen*. Der Unterschied von *G. primitiva* zu den anderen Spezies dieses Formenkreises ist folgender:

G. soldadoensis hat einen elliptisch gelappten Umriß, schräg angeordnete Kammern und am Umbilicus mehr gerundete Kammern als *G. primitiva*. Außerdem ist der Umbilicus größer. *G. collectea* hat gegen den Umbilicus zugespitzte Kammern. *G. gravelli* ist *G. collectea* ähnlich, ist aber größer und hat mehr Kammern (5—6) im letzten Umgang. Die in den Bohrungen beobachtete Form kommt *G. primitiva* am nächsten und scheint mit dieser Form ident zu sein. Je nach Fassung des Gattungsbegriffes kann diese Art gut zu *Globorotalia* gestellt werden.

Vorkommen:

Gaiselberg 39, 51, 63, 72, 74, Rag 1, 17 A, 36, 38, 39, 40 a, Windisch-Baumgarten 1 A, Maustrenk 3. Abgebildeter Hypotypoid: Rag 17 A/875·00—879·80 m (Nr. 1664).

Faunengemeinschaft:

Globorotalia (*Truncorotalia*) *aragonensis*, *Glbtr.* (*Tr.*) *acuta*, *Glbtr.* (*Tr.*) *aegua*, *Globigerina trilocolinoides*, *G. hornibrooki*, *G. finlayi*, *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. subplanulatus*, *N. praecursor alpinus*, *N. deserti*, *Discocyclus aff. douvillei*.

Stratigraphische Verbreitung:

Globigerina primitiva kennt man aus der unteren und oberen Lizard Springs Formation, aus der Soldado Formation und aus dem Ramdat Marl (Navet Formation) von Trinidad (Oberes Paläozän bis Unteres Mitteleozän).

7. Stratigraphischer Teil

Für die stratigraphische Einordnung des Flyschanteiles der bearbeiteten Bohrungen wurden Großforaminiferen (vor allem Nummuliten) sowie planktonische Foraminiferen herangezogen.

Der stratigraphische Wert der Nummuliten ist allgemein anerkannt. Wie die Untersuchungen in den letzten Jahren gezeigt haben, hat die Gruppe der planktonischen Foraminiferen für weltweite Korrelierung und stratigraphische Einordnung von Schichtgliedern wesentlich an Bedeutung gewonnen. Infolge ihrer freischwebenden Lebensweise und ihres Lebensraumes im offenen Ozean sind diese Formen in nahezu allen marinen Sedi-

menten verbreitet. Lediglich in ganz küstennahen und stark brackischen Bereichen treten diese Formen nicht auf. Vor allem die Arbeiten von SUBBOTINA (1953), CUVILLIER et al. (1955), BOLLI (1957 a, b) und LOEBLICH & TAPPAN (1957 a, b) gaben gute Unterlagen für die stratigraphische Verwendbarkeit dieser Gruppe.

Bei den hier bearbeiteten Bohrungen treten Großforaminiferen, also Seichtwasserbewohner, zusammen bzw. übereinander mit planktonischen Foraminiferen auf. Für dieses Neben- und Übereinandervorkommen von Seichtwasserformen und Formen des Tiefwasserbereiches finden sich auffällige Parallelen im alttertiären Flysch der mährischen Karpaten (POKORNÝ, 1958, S. 141). POKORNÝ weist in diesem Zusammenhang auf die Wirkung der „Turbidity currents“ in rezenten Meeren hin (KUENEN, 1958). Das relativ individuenarme Vorkommen der Großforaminiferen in den bearbeiteten Bohrungen, ihre starke Abrollung sowie ihr Vorkommen in Geröllagen läßt vermuten, daß sie sich nicht auf autochthoner Lagerstätte befinden. Es ist daher wohl ein synchron-allochthones Vorkommen der Großforaminiferen anzunehmen. Bei der Bearbeitung der planktonischen Foraminiferen konnte eine Gliederung der Flyschgesteine in zwei Faunenzone festgestellt werden:

1. Die tiefere Faunenzone, die Zone mit *Globorotalia acuta* enthält folgende planktonische Foraminiferen:

- Globorotalia (Truncorotalia) acuta* TOULMIN
- Glbtr. (Tr.) aequa* CUSHMAN & RENZ
- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- G. hornibrooki* BRONNIMANN
- G. finlayi* BRONNIMANN
- G. primitiva* (FINLAY).

An Großforaminiferen treten hier auf:

- Nummulites fraasi*, de la HARPE
- N. fraasi-nitidus* SCHAUB
- N. praecursor alpinus* SCHAUB
- N. subplanulatus* HANTKEN & MADARÁSZ
- N. deserti* de la HARPE
- Discocyclusina seunesi* DOUVILLÉ
- D. aff. douvillei* (SCHLUMBERGER)
- Asterocyclusina taramellii* (SCHLUMBERGER)

Die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* konnte bei folgenden Bohrungen nachgewiesen werden (mittels Fauna und Schlumbergerkorrelation, siehe Tabelle 2 und 3 auf Taf. 17 und 18).

Windisch-Baumgarten 1 A	843·00—1.004·00 m
Rag 36	744·00—1.030·00 m
Rag 38	750·00—1.035·00 m
Rag 17 A	742·00—1.041·00 m
Gaiselberg 63	1.415·00—1.418·00 m
Hauskirchen 1	1.136·00—1.141·00 m.

Die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* wird auf Grund nachfolgend zitierter Literatur in das Obere Paläozän gestellt.

Die beiden Globorotalienspezies, *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* und *Glbtr. (Tr.) velascoensis*, die beide in der Velasco Formation (Paläozän von Mexiko) vorkommen, gelten als altersgleich (LOEBLICH & TAPPAN, 1957 b, S. 1114). Die typische *Glbtr. velascoensis*—*Glbtr. acuta*-Zone ist in der Velasco Formation von Mexiko, in dem oberen Teil der Unteren Lizard Springs Formation von Trinidad, B. W. I., im Salt Mountain Limestone von Alabama, in der Aquia Formation von Maryland und in der Typstrate von *Glbtr. acuta*, der Vincentown Formation von New Jersey, zu finden.

BOLLI (1957 b) hat es auf Grund des deutlichen Faunenschnittes am Top der *Glbtr. velascoensis*-Zone wahrscheinlich gemacht, daß diese in das Paläozän zu stellen ist. Zu dem gleichen Ergebnis kommen LOEBLICH & TAPPAN (1957 b, S. 1135): „The velascoensiszone is regarded as Paleocene where it is found in Europe, Mexico and Trinidad Furthermore, the presence of the velascoensiszone in the type Thanetian of England is conclusive proof of its Paleocene age“. HAYNES (1955, S. 189) hat ebenfalls darauf hingewiesen, daß in den Thanetbeds von England (Typenlokalität des Thanet) *Truncorotalia acuta* auftritt. Diese Zone konnte auch in den paläozänen Schichten von Biarritz (Frankreich) und in äquivalenten Straten im nördlichen Kaukasus von Rußland beobachtet werden (SUBBOTINA, 1953).

PAPP (1959) konnte *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* zusammen mit einer nicht näher bestimmten Begleitfauna in einer Gesteinsserie, die durch Nummuliten belegt als Untereozän zu bezeichnen ist, identifizieren. Zusammen mit dieser Fauna fand er eine umgelagerte Globotruncanenfauna. Da *Globorotalia acuta* in Eozänablagerungen bisher nicht beobachtet werden konnte, bleibt die Frage offen, ob nicht auch diese Form als umgelagert anzusehen ist. Die Zone mit *Globorotalia acuta* kann somit als Oberes Paläozän, nach LOEBLICH & TAPPAN (1957 b) als oberste Zone des Oberen Paläozän angesehen werden. Nur OLSSON (1960, S. 3) stellt das Vorkommen von *Globorotalia acuta* in das Untereozän, welches er dem Sparnacien (= sonst Paläozän) gleichsetzt, jedoch wird von ihm kein Beweis für diese Ansicht gebracht. Die in dieser unteren Faunenzone vorkommenden Nummuliten werden nach den Arbeiten von SCHAUB (1951) und HOTTINGER & SCHAUB (1960) eingestuft. Auf Grund sehr eingehender Großforaminiferenstudien haben HOTTINGER & SCHAUB (1960) den Begriff Ilerdien eingeführt, wobei ein unteres und ein oberes Ilerdien unterschieden wird, die zusammen als Oberes Paläozän aufgefaßt werden. Die Nummuliten in der hier ausgeschiedenen tieferen Faunenzone, der *Globorotalia acuta*-Zone (*Nummulites fraasi*, *N. deserti*, *N. praecursor alpinus*) ermöglichen eine Einstufung als tieferes Ilerdien. Die stratigraphische Reichweite der *Discocyclina seunesi* ist nach SCHWEIGHAUSER (1953) auf das Paläozän beschränkt, während *Asterocyclina taramelli* vom Paläozän bis in das Obereozän bekannt ist, *Discocyclina douvillei* ist im Paläozän häufig. Die hier vorkommende Spezies ist jedoch nur eine der *D. douvillei* nahestehende Form.

Die auf der stratigraphischen Auswertung der planktonischen Foraminiferen fußende Einstufung der tieferen Faunenzone mit

Globorotalia (Truncorotalia) acuta in das Obere Paläozän kann auf Grund der ebenfalls darin vorkommenden Nummuliten präzisiert und diese Zone kann dem unteren Ilerdien zugeordnet werden.

2. Die höhere Faunenzone mit *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* enthält folgende planktonische Foraminiferen:

Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis NUTTALL

Globigerina triloculinoides PLUMMER

G. hornibrooki BRONNIMANN

G. finlayi BRONNIMANN

G. primitiva (FINLAY).

Bestimmbare Großforaminiferen sind hier nicht vorhanden. Die Zone konnte in folgenden Bohrungen nachgewiesen werden:

Windisch-Baumgarten 1 A 696·00—697·00 m

Maustrenk 3 718·00—720·00 m

Rag 36 720·00—744·00 m.

Diese Zone wäre auf Grund der stratigraphischen Reichweite der darin vorkommenden planktonischen Foraminiferen als Untereozän anzusehen. *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* hat zwar eine Reichweite von Untereozän bis Unteres Mitteleozän, jedoch wird die Reichweite durch das Auftreten von *Globigerina finlayi*, die nach BRONNIMANN (1952) vom Oberen Paläozän bis in das Untere Eozän vorkommt, nach oben hin eingeschränkt. Da diese Zone unmittelbar auf die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* folgt (in der Bohrung Rag 36 kommen beide Formen zusammen in einer Kernprobe vor) müßte sie folgerichtig in das obere Ilerdien gestellt werden. Man könnte daher zu der Annahme kommen, daß die *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* bereits im Obersten Paläozän vorkommt, was aber wegen der Abwesenheit von Nummuliten nicht eindeutig bewiesen werden kann. In der Diskussion (CUVILLIER et al. 1955, S. 544) wird bereits auf das Vorkommen einer der *Globorotalia aragonensis* habituell sehr nahestehenden Form hingewiesen, die im Oberpaläozän vorkommt. Die Frage, ob diese Zone in das Untereozän oder in das Oberste Paläozän zu stellen ist, bleibt daher offen.

Bei der Bohrung Rag 36 ist das untere Ilerdien von 744·00—982·00 m, bei der Bohrung Rag 38 von 773·00—1.035·00 m und bei der Bohrung Rag 17 A von 870·00—877·00 m durch Fossilien belegt. Bei diesen benachbarten Bohrungen ist es auf Grund der Korrelierung der Schlumbergerdiagramme möglich, die Gesamtmächtigkeit des unteren Ilerdien auf 300 m zu erweitern (Tabelle 3). Die obere Begrenzung des unteren Ilerdien ist in der Bohrung Rag 36 dadurch gegeben, daß bei der Teufe von 744·00 m eine Kernprobe vorliegt, in der sowohl die oberpaläozäne *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* als auch die untereozäne *Globorotalia (Tr.) aragonensis* vorkommt. Diese Probe stammt aus dem sogenannten I. Mergelhorizont (BRAUMÜLLER, 1947), einer abwechselnden Schichtfolge von Kalksandsteinen und Mergelsteinen, der bis 700·00 m Teufe reicht und von einer Tonschiefer-

serie überlagert wird. Das Alter der obersten 40 m dieses 1. Mergelhorizontes kann nicht sicher angegeben werden, da daraus nur eine Kernprobe existiert, in der außer paläozänen bis untereozänen Globigerinen nur *Globorotalia aragonensis* vorkommt. Dieser Bereich müßte daher als Untereozän angesehen werden. Aus den bereits besprochenen Erwägungen heraus könnte jedoch der in Frage stehende Bereich auch dem Obersten Paläozän zuzurechnen sein. Es muß daher die Altersfrage des obersten Bereiches des 1. Mergelhorizontes offen bleiben. Petrographisch wurde der Flysch des Untergrundes der bearbeiteten Bohrungen (BRAUMÜLLER, 1947) lokal in eine abwechselnde Folge von Mergel- und Sandsteinhorizonten gegliedert (Tabelle 3). Wie weit sich diese Gliederung mit der Gliederung des Wienerwaldes im W und der mährischen Karpaten im E parallelisieren läßt, werden erst weitere Untersuchungen zeigen.

3. Die tieferen Teile des durch die Bohrungen Windisch-Baumgarten 1 A, Rag 17 A, Rag 36, Rag 40 a aufgeschlossenen Flysches sind entweder faunenleer oder führen nur eine mehr oder weniger reiche Sandschalerfauna, die aus den gleichen Faunenelementen besteht wie im oberen Teil. Dazu sind gelegentlich Globotruncanen zu beobachten, jedoch keine Großforaminiferen oder tertiäre planktonische Foraminiferen. Über die Altersstufung dieser Schichtserien kann nichts ausgesagt werden.

Die in den bearbeiteten Tiefbohrungen vorgefundene Faunengemeinschaft von Großforaminiferen und planktonischen Foraminiferen konnte bisher im Flysch des Wienerwaldes nicht nachgewiesen werden. NOTH (1951) und GRILL (1948, 1953, 1954) geben aus den Flyschablagerungen nur eine aus Sandschalern zusammengesetzte Kleinforaminiferenfauna an. GÖTZINGER (1951 a, b, 1954) berichtet von zahlreichen Nummulitenfunden (außer den Funden von Discocyclinen, Alveolinen, Assilinen, Bryozoen und Ostreen). Bei den im Greifensteiner Sandstein gefundenen Nummuliten handelt es sich um folgende Spezies:

- Nummulites atacicus* LEYM.
- N. globulus* LEYM.
- N. rotularius* DESH.
- N. planulatus sparsiseptatus* ROZL.
- N. irregularis* DESH.
- N. fischeuri* PREV.

Das Alter des Greifensteiner Sandsteines wird als Paläozän bis Mittel-eozän angegeben (GÖTZINGER, 1951 a, b, 1954). Nach SCHAUB (1951) und HOTTINGER & SCHAUB (1960) gehört der Formenkreis *Nummulites planulatus sparsiseptatus* in das Cuisien. Der durch Nummuliten belegte Greifensteiner Sandstein gehört demnach einer höheren Stufe an als die hier bearbeiteten Flyschschichten des Beckenuntergrundes.

8. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der hier bearbeiteten Bohrungen stellen einen Beitrag für die Klärung der Stratigraphie des Flysches im Beckenuntergrund des

Inneralpinen Wiener Beckens im weiteren Gebiet von Zistersdorf dar. Außer einer arten- und individuenreichen Fauna agglutinierender Foraminiferen konnten Großforaminiferen und planktonische Foraminiferen beobachtet werden. In dieser Arbeit werden die agglutinierenden Foraminiferen ihres geringen stratigraphischen Wertes wegen nicht behandelt. Folgende Großforaminiferen wurden bestimmt: *Nummulites fraasi*, *N. fraasi-nitidus*, *N. deserti*, *N. praecursor alpinus*, *N. subplanulatus*, *Discocyclina seunesi*, *D. aff. douvillei*, *Asterocyclina taramellii*. An planktonischen Foraminiferen konnten folgende Spezies bestimmt werden: *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis*, *Glbtr. (Tr.) acuta*, *Glbtr. (Tr.) aequa*, *Globigerina triloculinoides*, *G. hornibrooki*, *G. finlayi*, *G. primitiva*. Im oberen Teil des Flysches ergaben sich zwei Faunenzone, eine tiefere Faunenzone, die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* und eine höhere Faunenzone, die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis*. Die untere Faunenzone, die Zone mit *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* wird auf Grund der Reichweite der darin vorkommenden planktonischen Foraminiferen in das Obere Paläozän gestellt, welches auf Grund der ebenfalls hier vorkommenden Nummuliten (*N. fraasi*, *N. praecursor alpinus* und *N. deserti*) noch weiter präzisiert und als unteres Ilerdien (HOTINGER & SCHAUB, 1960) eingestuft wird. Die höhere Faunenzone wird auf Grund der stratigraphischen Reichweite der *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* und der begleitenden Globigerinen in das Untereozän oder Oberste Paläozän gestellt.

In den Bohrungen Windisch-Baumgarten 1 A und Rag 36 konnten diese beiden Zonen nachgewiesen werden. In den Bohrungen Rag 17 A, Rag 38, Ga 63, Hauskirchen 1 und 15 ließ sich nur die untere Faunenzone, das untere Ilerdien feststellen. Aus der Bohrung St. Ulrich 53 liegt nur ein Kern vor, bei dem die Einstufung in das Paläozän auf Grund des Vorkommens der *Discocyclina seunesi* erfolgte. In der Bohrung Maustrenk 3 ist die höhere Faunenzone in den oberen Schichten nachweisbar, der untere Bereich gibt nur einen Hinweis auf Paläozän bis Untereozän.

In weiteren 20 Bohrungen spricht die vorhandene Fauna lediglich für den Bereich Paläozän bis Untereozän. Die restlichen 31 Bohrungen, die meist nur wenige Meter in den Flysch eingedrungen sind, brachten nur eine mehr oder weniger reiche agglutinierende Foraminiferenfauna und konnten daher stratigraphisch nicht eingeordnet werden.

Das Alter der tieferen Serien des Flysches konnte mangels einer charakteristischen Fauna nicht geklärt werden. Jüngere Schichten des Eozäns wurden nicht festgestellt. Für Kreide ergaben sich keine Hinweise. Tektonische Fragen werden in dieser rein stratigraphischen Zielen dienenden Arbeit nicht behandelt.

Für die hier geschilderte Fauna mit dem Vorkommen von kalkschaligen und planktonischen Foraminiferen kann im eigentlichen Flysch des Wienerwaldes derzeit keine äquivalente Fauna namhaft gemacht werden. Nach Ansicht von A. PAPP zeigt die Vergesellschaftung in ihrem Charakter Anklänge an eine Fazies, die einer im Helvetikum der nördlichen Ostalpen vorkommenden nahesteht.

9. Literaturverzeichnis

- BETTENSTAEDT, F. & WICHER, C. A.: 1955: Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils. — Proc. 4. World Petrol. Congr., Sect. I, S. 493—516, 5 Taf., Rom (Colombo).
- BOLLI, H.: 1957 a: The Genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, S. 61—81, Taf. 15—20, Textfig. 11—13, Washington.
- BOLLI, H.: 1957 b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, S. 155—172, Taf. 35—39, Textfig. 25—26, Washington.
- BRAUMÜLLER, E.: 1947: Über den derzeitigen Stand der geologischen Aufschließung des Flysches im Untergrund des Ölfeldes Zistersdorf. — Unveröffentl. Geol. Rep. No. 238, 84 S., 8 Karten, 4 Tab., Wien.
- BRONNIMANN, P.: 1952: Trinidad Paleocene and lower Eocene Globigerinidae. — Bull. Amer. Paleontol., 34, S. 5—34, 3 Taf., Ithaca.
- CUSHMAN, J. A.: 1951: Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — U. S. geol. Surv. Prof. Pap., 232, S. 1—75, 24 Taf., 4 Tab., Washington.
- CUSHMAN, J. A. & BERMUDEZ, P. J.: 1949: Some Cuban Species of Globorotalia. — Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 25, S. 26—45, Taf. 5—8, 1 Tab., Sharon.
- CUSHMAN, J. A. & RENZ, H. H.: 1942: Eocene, Midway, Foraminifera from Soldado Rock, Trinidad. — Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 18, S. 1—14, Taf. 1—4, Sharon.
- CUVILLIER, J., DALBIEZ, F., GLINTZBOECKEL, C., LYS, M., MAGNÉ, J., PEREBASKINE, V., et REY, M.: 1955: Etudes Micropaléontologiques de la Limite Cretace-Tertiaire dans les Mers Mesogéennes. — Proc. 4. World Petrol. Congr., Sect. I, S. 517—544, 2 Taf., 1 Textfig., 4 Karten, 6 Tab., Rom (Colombo).
- DOUVILLÉ, H.: 1919: L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. — France, Serv. Carte Geol. Mém., S. 49, Textfig. 6—7, Paris. — [aus ELLIS & MESSINA, 37]
- DOUVILLÉ, H.: 1922: Revision des Orbitoides., Deuxième partie: Orbitoides du Danien et de l'Eocène. — Soc. Géol. France, Bull., (4) 22, S. 57, 59, 64, 66, Taf. 4, Textfig. 1, 6, 15, Paris. — [aus ELLIS & MESSINA, 14]
- ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R.: 1940: Catalogue of Foraminifera. — Amer. Mus. Natural Hist., Spec. Publ., New York.
- FINLAY, H. J.: 1947: New Zealand foraminifera: Key species in stratigraphy. — No. 5. New Zealand Jour. Sci. Technol. (B) 28, S. 291, Taf. 8, Wellington. — [aus ELLIS & MESSINA, 21]
- FRIEDL, K.: 1921: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. geol. Ges. Wien, 1920, 13, S. 1—80, 2 Taf., Wien.
- FRIEDL, K.: 1937: Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — Mitt. geol. Ges. Wien, 1936, 29, S. 21—290, 4 Taf., Wien.
- GANSS, O. & KNIPSCHNEER, H. G.: 1956: Die Maastricht-Eozän-Folge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. — Geol. Jb. 71, S. 617—629, 2 Abb., 1 Tab., Hannover.
- GLAESSNER, M. F.: 1937: Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. — Stud. Micropaleontol., Publ. Lab. Paleontol., Moskau Univ. USSR, 1, S. 27—46, 2 Taf., 6 Textfig., Moskau.
- GÖTZINGER, G.: 1944 a: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Ber. Reichsamt Bodenforschung, 1944, S. 73—80, 1 Prof., Wien.

GÖTZINGER, G.: 1944 b: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Ber. Reichsamt Bodenforschung, 1944, S. 139—160, 7 Abb., Wien.

GÖTZINGER, G.: 1951 a: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. geol. Bundesanst., 94, Festband (2), S. 223 bis 272, Wien.

GÖTZINGER, G.: 1951 b: Vergleichende Bereisungen im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. geol. Bundesanst., 1949, S. 24—27, Wien.

GÖTZINGER, G.: 1954: Flyschzone. — a) Gesteine und stratigraphische Stellung. b) Klippenzonen (des Flysches), Gesteine und stratigraphische Stellung. c) Die tektonischen Verhältnisse der Flyschzone (einschließlich der Klippenzonen). d) Bausteine (Flysch und Klippenzonen). e) Zur Geomorphologie der Flyschzone. — In: GRILL, R. & KÜPPER, H., et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000 Ausgabe 1952. — S. 43—93, Wien (Geologische Bundesanstalt).

GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: 1932: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. (Neue Fossilfunde.) — Jb. geol. Bundesanst. 32, S. 343—396, Taf. 7—11, 5 Fig., Wien.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: 1934: Neue geologisch-stratigraphische Untersuchungen im Flysch des Wienerwaldes. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 71, S. 37—42, Wien.

GRAHAM, J. J. & CLASSEN, W. J.: 1955: A lower Eocene Foraminiferal Faunule from the Woodside Area, San Mateo County, California. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., 6, S. 1—38, 6 Taf., 1 Textfig., 1 Tab., Washington.

GRILL, R.: 1948: Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. — Int. Geol. Congr. Rep., 18. Sess., Great Britain.

GRILL, R.: 1953: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jb. geol. Bundesanst., 96, S. 65—116, Taf. 3—4, 1 Tab., Wien.

GRILL, R.: 1954: Die Flyschausläufer nördlich der Donau. — In: GRILL, R. & KÜPPER, H., et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000 Ausgabe 1952. — S. 93—97, Wien (Geologische Bundesanstalt).

GRILL, R. & KÜPPER, H. et al.: 1954: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000 (Ausgabe 1952). — S. 1—138, 15 Taf., 4 Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt).

HANZLÍKOVÁ, H.: 1956: in ROTH, Z. & MATĚJKA, A.

HARPE, P. de la: 1883: Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. — In: ZITTEL, K. A.: Geologie und Paleontologie der libyschen Wüste II. Theil. — S. 155—216, Taf. 30—35, Cassel (Fischer).

HAYNES, J.: 1955: Pelagic foraminifera in the Thanet beds, and the use of Thanetian as a stage name. — Micropaleontol., 1, S. 189, New York.

HAYNES, J.: 1956: Certain smaller British Paleocene Foraminifera. Part I Nonionidae, Chilostomellidae, Epistominidae, Discorbidae, Amphistegenidae, Globigerinidae, Globorotaliidae and Gümbelinidae. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., 7, S. 79—101, Taf. 16—18, 2 Textfig., Ithaca.

HOFKER, J.: 1955: The Foraminifera of the Vincentown Formation. — Rep. Mc Lean Foram. Lab. 2, S. 1—21, 6 Taf., Alexandria.

HOFKER, J.: 1956: Foraminifera from the Cretaceous of Southern Limburg, Netherlands, XIX Planctonic Foraminifera of the Chalk Tuff of Maestricht and Environments. — Natuurhist. Maandblad, 45, S. 51—57, 24 Textfig., 1 Verbr. Tab., Limburg.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H.: 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — Eclogae Geol. Helv., 53, S. 453—479, Basel.

JAEGER, R.: 1913: Einige neue Fossilfunde im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1913, S. 121—123, Wien.

JAEGER, R.: 1914: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Mitt. geol. Ges. Wien, 7, S. 122—172, Taf. 4—7, 2 Tab., Wien.

JANOSCHEK, R.: 1951: Das Inneralpine Wiener Becken. — In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — S. 525—693, 8 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Wien (Deuticke).

KUENEN, P. H.: 1958: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — *Ecologae Geol. Helv.*, 51, S. 1009—1021, 2 Abb., Basel.

LOEBLICH, A. R. Jr., & TAPPAN, H.: 1957 a: Planktonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene Age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, S. 173—198, Taf. 40—64, Fig. 27—28, Washington.

LOEBLICH, A. R. Jr., & TAPPAN, H.: 1957 b: Correlation of the Gulf and Atlantic Coastal Plain Paleocene and Lower Eocene Formations by means of planktonic Foraminifera. — *J. Paleontol.*, 31, S. 1109—1137, 5 Textfig., Tulsa.

NOTH, R.: 1946: Bericht (1945). — Verh. geol. Bundesanst., 1946, S. 39—40, Wien.

NOTH, R.: 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteiles an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — *Jb. geol. Bundesanst.*, 94, Sonderbd. 3, S. 1—91, 9 Taf., 2 Tab., Wien.

NUTTALL, W. L. F.: 1930: Eocene Foraminifera from Mexico. — *J. Paleontol.*, 4, S. 271—293, Taf. 23—25, 1 Textfig., 1 Tab., Tulsa.

OLSSON, R. K.: 1960: Foraminifera of latest Cretaceous and earliest Tertiary age in the New Jersey Coastal Plain. — *J. Paleontol.*, 34, S. 1—58, 12 Taf., 2 Textfig., Tulsa.

PAPP, A.: 1959: Nummuliten aus dem Untereozän vom Kühlgraben am Fuße des Untersberges (Salzburg). — Verh. geol. Bundesanst., 1959, S. 163—179, 10 Abb., 1 Tab., Wien.

PLUMMER, H. J.: 1926: Foraminifera of the Midwayformation in Texas. — *Texas Univ. Bull.*, 2644, S. 134, Taf. 8, Austin. — [aus ELLIS & MESSINA, 21]

POKORNÝ, V.: 1949: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolce (Moravia, Czechoslovakia). — *Bull. internat. l'Acad. tchèque Sci.*, 50, S. 1—15, 1 Taf., 17 Textfig., Prag. — [Separatum]

POKORNÝ, V.: 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaleontologie. — 1, 582 S., 548 Abb., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).

REISS, Z.: 1952: On the upper Cretaceous and lower Tertiary Microfaunas of Israel. — *Bull. Res. Council Israel*, 2, S. 37—50, 1 Tab., Jerusalem.

ROTH, Z. & MATĚJKA, A.: 1956: The Geology of the Magura Flysch group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín. — (Mit einem mikropaleontologischen Beitrag von E. HANZLÍKOVÁ.) — *Rozpr. Ústř. Ústav. Geol.*, 22, S. 299 bis 332, Taf. 1—2, Prag.

ROZLOSZNIK, P.: 1924: Nummulinák Magyarország óharmadkori rétegeiből. Néhaj HANTKEN Miksa és MADARÁSZ Zsigmond Ede hátrahagyott tábláinak magyarázata gyanánt. — *Földtani Szemle, geol. paleontol. Folyóirat*, 1, S. 159—189, Taf. 1—5, Budapest.

SAID, R. & KENAWY, A.: 1956: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Foraminifera from Northern Sinai, Egypt. — *Micropaleontol.*, 2, S. 105—173, 7 Taf., 6 Textfig., New York.

SCHAUB, H.: 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereoacaenen Nummuliten und Assilinen. — *Schweiz. paläontol. Abh.*, 68, S. 1—222, 9 Taf., 336 Textfig., 1 Tab., Basel.

SCHLUMBERGER, C.: 1903: Troisième note sur les Orbitoides. — Soc. Géol. France, Bull., (4) 3, S. 283, Taf. 9, Paris. — [aus ELLIS & MESSINA, 39]

SCHLUMBERGER, C.: 1904: Quatrième note sur les Orbitoides. — Soc. Géol. France, Bull., (4) 4, S. 131, Taf. 6, Paris. — [aus ELLIS & MESSINA, 39]

SCHWEIGHAUSER, J.: 1953: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleozoen und Eozoen des Vicentin (Norditalien) mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Asterocyclinen. — Schweiz. paleontol. Abh. 70, S. 1—97, 13 Taf., 59 Textfig., Basel. — [Separatum]

STOWASSER, H.: 1939: Die Tiefbohrung Neusiedl 3. — Interner Ber. Steinberg Naphta A. G., 30 S., Wien. — [Archiv Rohoel-Gew. A. G., E-Rep. 94]

SUBBOTINA, N. N.: 1953: Fossile Foraminiferen der U. S. S. R., Globigerinidae, Hantkeninidae und Globorotaliidae (in russisch). — Trudy Vses. Neft. Naukno-Issledov. Geol. — Razved. Inst. neue Ser. 76, S. 1—296, Taf. 1—41, 8 Abb., 2 Tab., Leningrad/Moskau.

TOULMIN, L. D.: 1941: Eocene Smaller Foraminifera from the Salt Mountain Limestone of Alabama. — J. Paleontol., 15, S. 567—611, Taf. 78—82, 4 Textfig., Tulsa.

TROELSEN, J. C.: 1957: Some Planktonic Foraminifera of the Type Danian and their Stratigraphic Importance. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, S. 125—131, Taf. 30, Fig. 22—24, Washington.

TRZESNIOWSKI, B.: 1947 a: Das Ölfeld Hauskirchen—St. Ulrich. — Interner Ber. Rohoel-Gew. A. G. [G-Rep. 266, 40 S., 2 Tab., 12 Beilagen], Wien.

TRZESNIOWSKI, B.: 1947 b: Geologie und Ölführung des begrabenen Flysches. — Interner Ber. Rohoel-Gew. A. G. [G-Rep. 274, 39 S., 7 Beilagen, 1 Karte], Wien.

TRZESNIOWSKI, B.: 1948: Der Flyschuntergrund des Wiener Beckens — Erläuterungen zur geologischen Karte 1: 75.000. — Interner Ber. Rohoel-Gew. A. G. [G-Rep. 284, 8 S.], Wien.

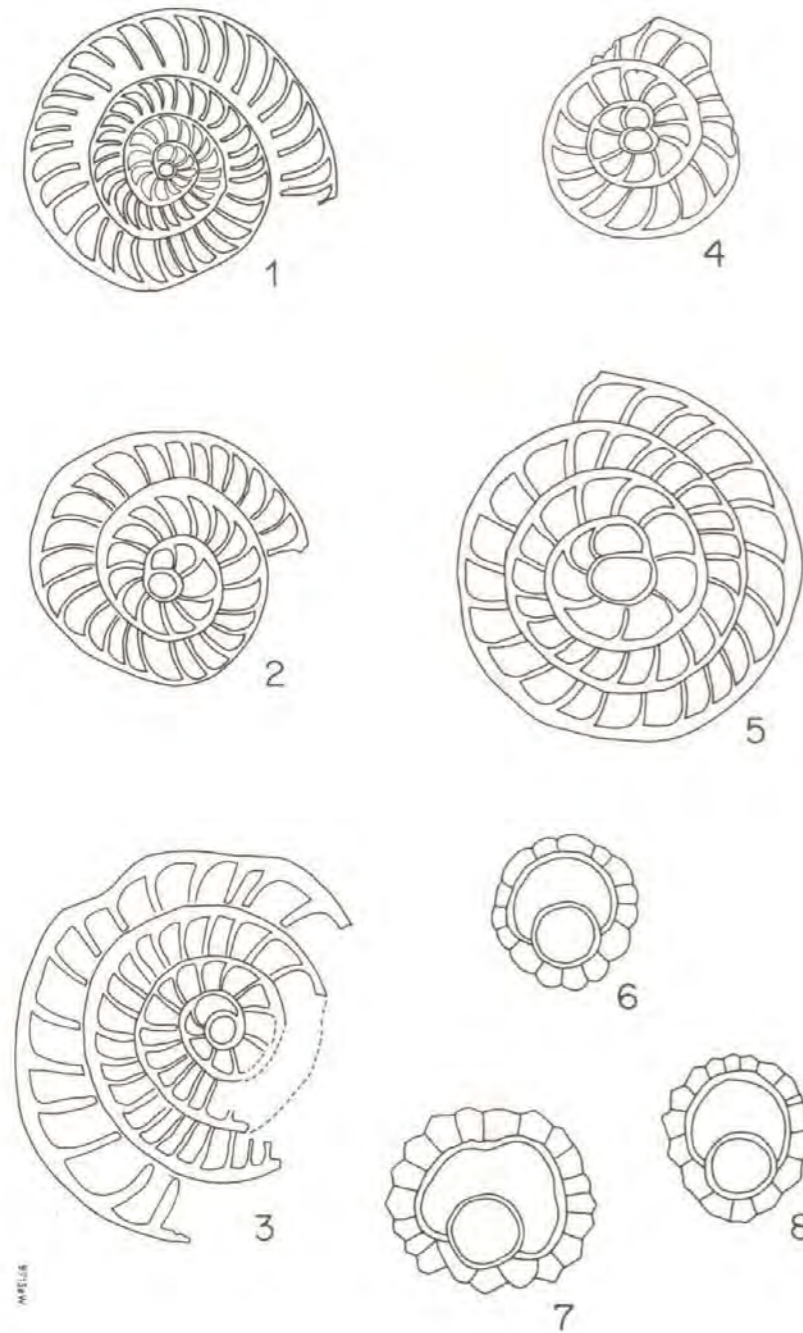
VASÍČEK, M.: 1947: Bemerkungen zur Mikrostratigraphie des Magura-Flysches Mährens. — Mitt. staat. geol. Inst. tschechoslow. Repub., 22, S. 235—256, Prag.

VEIT, E.: 1946 a: Kurze Beschreibung der in der Mistelbacher Scholle erbohrten Flysch-Gesteine. — Interner Ber., Rohoel-Gew. A. G. [G-Rep. 241, 2 S.], Wien.

VEIT, E.: 1946 b: Das Ölfeld Maustrenk. — Interner Ber. Rohoel-Gew. A. G. [G-Rep. 243, 18 S., 25 Beilagen, 4 Tab.], Wien.

WEISS, L.: 1955: Foraminifera from the Paleocene Pale Greda Formation of Peru. — J. Paleontol., 29, S. 1—21, 6 Taf., 2 Textfig., Tulsa.

WHITE, M. P.: 1928: Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico (Part 1). — J. Paleontol., 2, S. 177—215, Taf. 27—29, 2 Textfig., 1 Tab., Bridgewater.



Erklärung zu Tafel 15

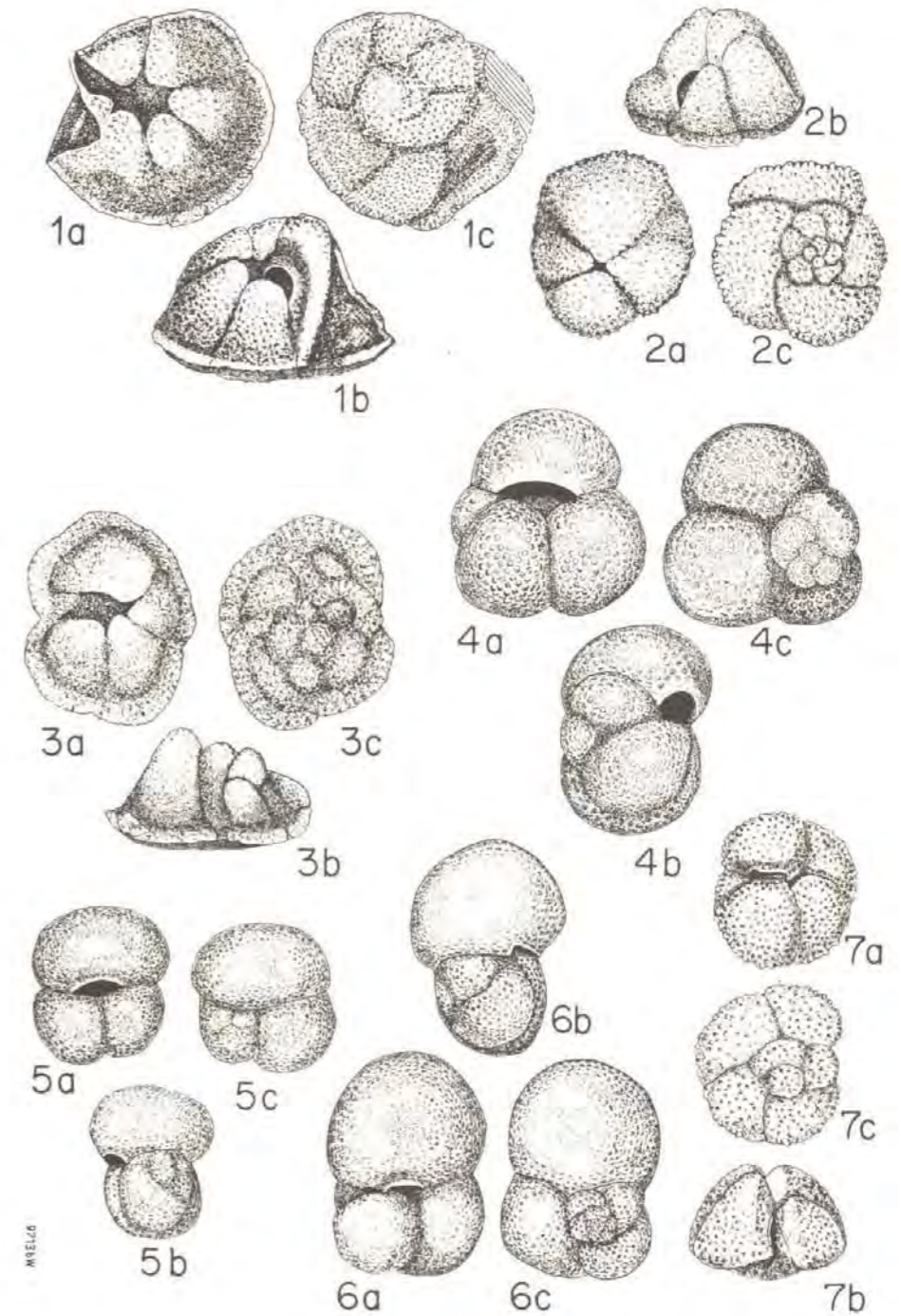
Seite

- Fig. 1: *Nummulites fraasi* de la HARPE, Medianschliff, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 973-30—979-50 m, $\times 20$ 248
- Fig. 2: *Nummulites fraasi-nitidus* SCHAUB, Medianschliff, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 973-30—979-50 m, $\times 20$ 249
- Fig. 3: *Nummulites fraasi-nitidus* SCHAUB, Medianschliff, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 882-40—882-80 m, $\times 20$ 249
- Fig. 4: *Nummulites subplanulatus* (HANTKEN & MADARÁSZ), Medianschliff, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 882-40—882-80 m, $\times 20$ 251
- Fig. 5: *Nummulites praecursor alpinus* SCHAUB, Medianschliff, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 973-30—979-50 m, $\times 20$ 250
- Fig. 6: *Asterocyclina taramellii* (SCHLUMBERGER), Medianschliff, Nepiont, Hypotypoid, Bohrung Rag 40 a, 2.198-00—2.201-00 m, $\times 80$ 254
- Fig. 7: *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ, Medianschliff, Nepiont, Hypotypoid, Bohrung Rag 38, 988-00—999-00 m, $\times 80$ 252
- Fig. 8: *Discocyclina* aff. *douvillei* (SCHLUMBERGER), Medianschliff, Nepiont, Hypotypoid, Bohrung St. Ulrich 53, 1.084-00—1.090-00 m, $\times 80$ 253

Erklärung zu Tafel 16

(Vergrößerung: 75 \times)

- Fig. 1 a—c: *Globorotalia* (*Truncorotalia*) *aragonensis* NUTTALL, Hypotypoid, Bohrung Maustrenk 3, 716-70—720-30 m 256
- Fig. 2 a—c: *Globorotalia* (*Truncorotalia*) *aequa* CUSHMAN & RENZ, Hypotypoid, Bohrung St. Ulrich 53, 1.084-00—1.090-00 m 258
- Fig. 3 a—c: *Globorotalia* (*Truncorotalia*) *acuta* TOULMIN, Hypotypoid, Bohrung Rag 36, 981-40—983-30 m 257
- Fig. 4 a—c: *Globigerina hornibrooki* BRONNIMANN, Hypotypoid, Bohrung St. Ulrich 53, 1.084-00—1.090-00 m 260
- Fig. 5 a—c: *Globigerina finlayi* BRONNIMANN, Hypotypoid, Bohrung Windisch-Baumgarten 1 A, 845-70—851-50 m 261
- Fig. 6 a—c: *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, Hypotypoid, Bohrung Rag 40 a, 2.132-00—2.138-00 m 259
- Fig. 7 a—c: *Globigerina primitiva* (FINLAY), Hypotypoid, Bohrung Rag 17 A, 875-00—879-80 m 262

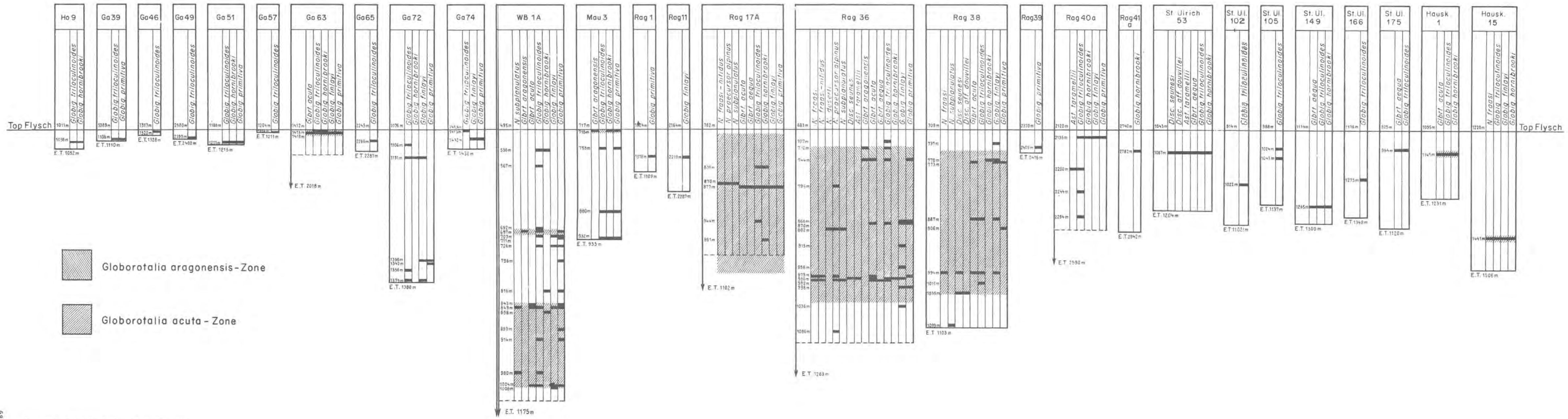


WELLS

Höhenmaßstab 1:5000

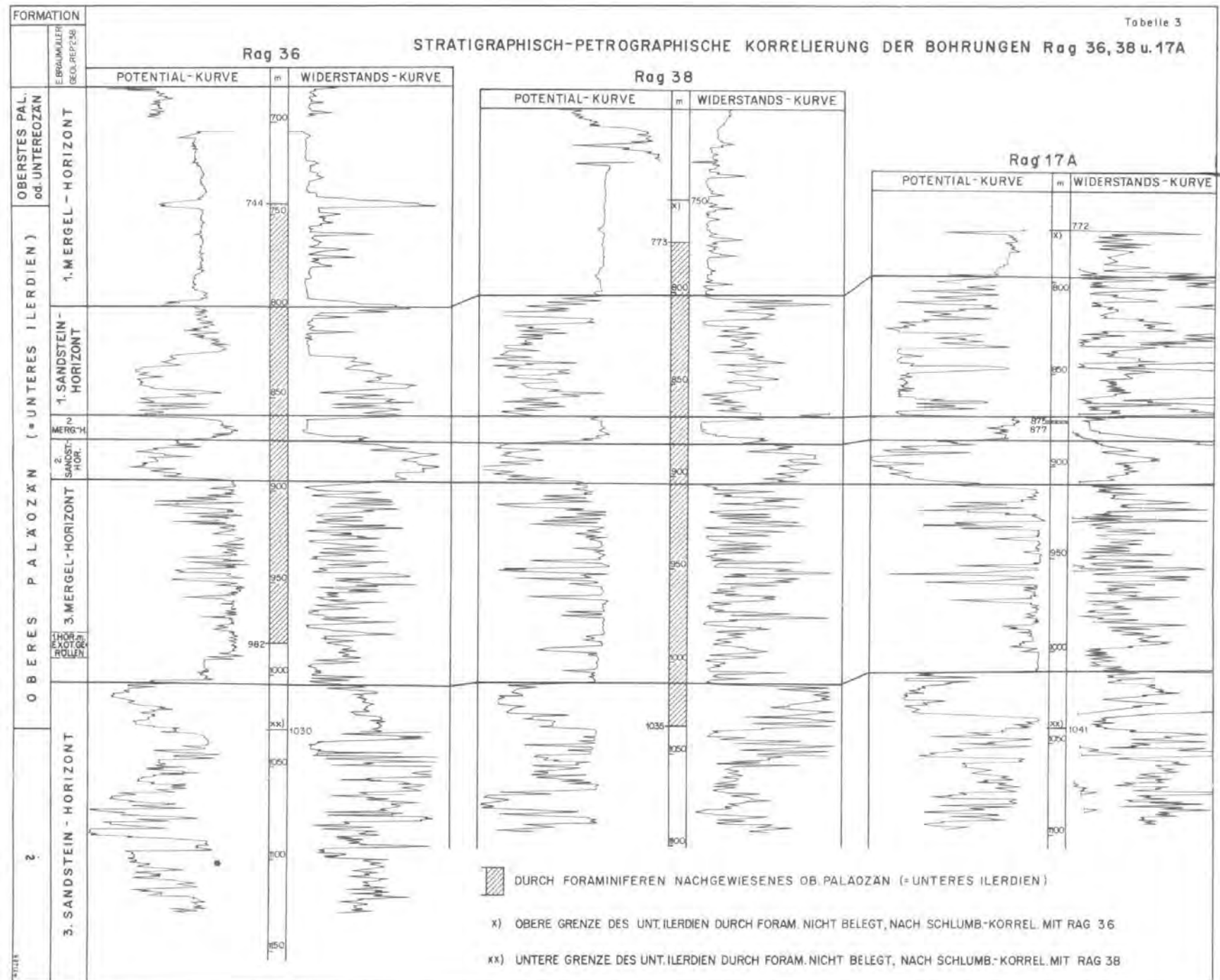
GROSSFORAMINIFEREN UND PLANKTONISCHE FORAMINIFEREN IN DEN TIEFBOHRUNGEN DES NÖRDLICHEN INNERALPINEN WIENER BECKENS (ÖSTERREICH)

Tabelle 2



11499

STRATIGRAPHISCH-PETROGRAPHISCHE KORRELIERUNG DER BOHRUNGEN Rag 36, 38 u. 17A



Geologie der Hainburger Berge

Von G. WESSELY *)

Mit 6 Tafeln (19—24) und 5 Textabbildungen

Inhalt

	Seite
Vorwort	274
Einleitung	275
Historischer Überblick	276
Grundgebirge	279
1. Kristalliner Kern	279
a) Granit	279
b) Kristalline Schiefer	280
2. Permisch-mesozoische Hülle	281
a) Quarzit	281
b) Kalke und Dolomite	282
3. Tektonik des Grundgebirges	282
Tertiär und Quartär	283
A. Allgemeiner einführender Überblick	283
B. Einzeldarstellung der geologischen Beobachtungen	285
1. Torton	285
a) Untertorton	285
b) Mitteltorton	285
b 1) Randfernere Fazies	285
b 2) Randnahe Fazies	286
c) Obertorton	291
2. Sarmat	292
a) Untersarmat	292
a 1) Randfernere Fazies	292
a 2) Randnahe Fazies	293
b) Mittelsarmat und Obersarmat	294
b 1) Randfernere Fazies	294
b 2) Randnahe Fazies	295
3. Pannon	300
a) Unterpannon und tieferes Mittelpannon (Zonen B—D)	300
I. Tiefere Schichtgruppe	300
II. Höhere Schichtgruppe	301
b) Höheres Mittelpannon	305
c) Oberpannon	305
4. Oberes Pliozän (?), Quartär	308
Flußablagerungen, Terrassen	308
a) Hochgelegene Schotter und Verebnungen innerhalb der Berggruppe	308
b) Terrassenreste südöstlich und nordöstlich Edelstal	310

*) Anschrift: Dr. GODFRID WESSELY, Österr. Mineralölverwaltung AG., Wien IX, Otto Wagner-Platz 5.

	Seite
c) Terrasse von Petronell—Prellenkirchen und Erosions- und Akkumulationsflächen an der N- und E-Seite der Hainburger Berge	311
d) Terrasse von Wolfsthal und Berg—Gattendorf mit Äquivalenten bei Petronell, Hainburg und Hollern	313
e) Tiefstgelegene Flußablagerungen um Kittsee und Pama sowie längs der Donau	314
Äolische Ablagerungen, Solifluktionssedimente	315
C. Biostratigraphie, Fazies	317
1. Torton	318
a) Mitteltorton	318
b) Obertorton	319
2. Sarmat	320
a) Untersarmat	320
b) Mittel- und Obersarmat	322
3. Pannon	325
4. Quartär	327
D. Tektonik	327
1. Tektonisch bedingte Morphologie	327
2. Tektonik am Rand des Wiener Beckens	328
3. Tektonik am Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene	329
4. Quersenzen im südlichen Karpatenrumpf	330
5. Tektonischer Vergleich zwischen den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene	331
6. Bewegungen der Gebirgsachse	331
E. Geomorphologie	333
1. Tertiäre und ältestquartäre (?) Landschaftsformung	333
2. Quartäre Landschaftsformung	337
F. Entwicklung des Gebietes in Tertiär und Quartär	341
Literaturverzeichnis	345

Vorwort

Vorliegender Arbeit liegt eine Dissertation gleichen Themas zugrunde, welche dem Verfasser zur Bearbeitung im Frühjahr 1955 von Prof. Dr. E. CLAR, Vorstand des geologischen Institutes der Universität Wien, übergeben wurde.

Für die Zuerkennung und weitestgehende Förderung dieser Arbeit dankt der Verfasser Herrn Prof. Dr. E. CLAR auf das herzlichste. Ebenso gilt sein aufrichtiger Dank dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER für seine Unterstützung in jeder Weise.

In gleichem Maße sei den Herren gedankt, die in paläontologischer, stratigraphischer und sonstiger Hinsicht behilflich waren: Dr. R. GRILL, Dr. K. KOLLMANN, Prof. Dr. O. KÜHN, Prof. Dr. A. PAPP, Prof. Dr. R. SIEBER, Prof. Dr. E. THENIUS und vor allem Dr. A. TOLLMANN. Herr Hofrat C. A. BOBIES bestimmte freundlicherweise einige Bryozoenarten, doch sein Ableben verhinderte die weitere Bearbeitung des noch vorliegenden Materials. Quartärgeologisch sehr aufschlußreich waren Aussprachen und eine Exkursion mit Herrn Prof. H. MAJDAN, dem der Verfasser ebenso wie Herrn Prof. Dr. J. FINK für die Bereitstellung schwer zu beschaffender Literatur zu großem Dank verpflichtet ist. Auch Herrn Prof. Dr. H. SPREITZER sei gedankt für Hinweise geomorphologischer Art anlässlich einer geographischen Exkursion.

Von großem Wert erwies sich die Erlaubnis der „Österreichischen Mineralölverwaltung AG.“, in das Material und die Auswertung (paläontologische Bearbeitung durch Dr. K. TURNOVSKY) der in diesem Gebiet abgeteufte Counterflush-Bohrungen Einblick nehmen zu dürfen, ebenso die Möglichkeit, bei Bohrungen der „Österreichischen Elektrizitätswirtschafts AG.“ zur Erfassung der Untergrundverhältnisse für Donaukraftwerksbauten anwesend sein zu können und Untersuchungsmaterial zu erhalten. Dafür dankt der Verfasser ganz besonders den Herren Prof. DDr. K. FRIEDL und Dr. G. HORNINGER. Herr Direktor K. WERTHANEK von der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ in Deutsch-Altenburg und die Bauleitung der „Austria Tabakwerke AG.“ in Hainburg überließen dem Verfasser in dankenswerter Weise Bohrmaterial aus Brunnenbohrungen und aus Bohrungen zur Untersuchung der Baugrundverhältnisse.

Einleitung

Geographisch umfaßt der bearbeitete Abschnitt die Berggruppe von Hainburg und die dieser benachbarten Niederungen. Im N wird er durch die Donau zwischen Petronell und der Staatsgrenze, im E durch die Linie Staatsgrenze—Kittsee—Pama—Gattendorf, im S durch die Leitha bzw. den morphologisch ausgeprägten Abfall zur Leithaniederung und im W durch die Linie Petronell—Schafhof (südlich Petronell) begrenzt.

Geologisch nimmt das Gebiet eine besondere Stellung durch das Aneinandergrenzen dreier Einheiten ein: der Kleinen Karpaten, des Wiener Beckens und des Westpannonischen Beckens. Erstere, vertreten durch den südlichsten Anteil, der nur geographisch durch die Donau von der Hauptmasse des Gebirges isoliert und durch eine Schwelle unter den tertiären Sedimenten der Brucker Pforte mit dem Leithagebirge verbunden ist, trennt die beiden letzteren und damit zwei Gebiete mit gänzlich voneinander abweichender Entwicklungsgeschichte: eines mit dem Schwergewicht der Entwicklung in älteren und eines mit einem solchen in jüngeren Anteilen des Zeitabschnittes Neogen—Quartär.

Bei der geologischen Erfassung dieses Raumes sollte das Tertiär und Quartär eingehend, der vortertiäre Anteil des Gebietes kursorisch behandelt werden (letzterer wird in dieser Arbeit der Einfachheit halber mit dem an sich anderwertig verwendeten Ausdruck „Grundgebirge“ bezeichnet).

Die wesentliche Aufgabe bestand in einer Einordnung der Tertiär- und Quartärsedimente in das im Wiener Becken bestehende stratigraphische System. Auf Grund der Ausbildung, der Lagerungsverhältnisse und der Verbreitung der Sedimente und unter Berücksichtigung tektonischer und geomorphologischer Beobachtungen und Studien sollten Rückschlüsse auf die Entwicklungsgeschichte des gesamten Gebietes in Tertiär und Quartär gezogen werden. An dieser Stelle sei noch auf die im gleichen Band dieses Jahrbuches von H. KÜPPER erfolgte Veröffentlichung der eingehenden Untersuchungen der geologischen Verhältnisse um die Therme von Deutsch-Altenburg hingewiesen.

Historischer Überblick

Die Geologie der Hainburger Berge wurde zwar häufig in verschiedenen Abhandlungen gestreift, umfassendere Aufnahmen, besonders aus neuerer Zeit, liegen jedoch in geringerer Anzahl vor.

Die wahrscheinlich ältesten Begehungen führte J. CZJZEK um die Mitte des vorigen Jahrhunderts (1852) durch. Neben seinen Ausführungen über das Grundgebirge gab er auch eine Übersicht über die vorhandenen Tertiär- und Quartärablagerungen. Von J. CZJZEK stammen die ersten Profile durch die Hainburger Berge.

Wenige Jahre später (1854) nahm G. A. KORNHUBER in einer vorläufigen Notiz zur Entstehung des Donaudurchbruches bei Theben Stellung. Fußend auf A. PENCK (1887—1888) baute er später (1897—1898) diesen Artikel unter Vornahme von Änderungen aus.

Im Jahre 1857 waren Fossilfunde, besonders Seeigel im Torton südlich Hainburg Gegenstand einer weiteren Notiz G. A. KORNHUBERS. Dasselbe Tortonvorkommen rückte 1867 durch den Fund eines Halitherienskelettes abermals in das Blickfeld geologischer und paläontologischer Betrachtungen durch F. HAUER und G. STACHE.

T. FUCHS gab 1868 eine genaue Charakteristik der tertiären Sedimente, wobei er Bezug nahm auf die Nubecularien führenden, sarmatischen Oolithe, auf tortone Tegel aus dem Stadtgebiet von Hainburg und auf die sarmatischen Schichten am Donauabfall in der Umgebung von Deutsch-Altenburg, von denen er ein Tegel-Sandprofil mit einer Serpultilage wiedergab. Ihm fiel bereits das Vorkommen von Melanopsiden inmitten von Sarmatfossilien in dem Steinbruch östlich des Weges Hundsheim—Hainburg, knapp bevor dieser die Wasserscheide erreicht, auf. F. TOULA (1886) fand in dem Steinbruch außerdem Congerien und stellte daher den ganzen Aufschluß in die Congerienschichten.

L. BURGSTEIN (1881 und 1882) brachte im Rahmen einer Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg eine eingehendere geologische, zum größten Teil das Tertiär betreffende Darstellung der näheren Umgebung dieses Ortes mit Beschreibung einiger Foraminiferenfaunen. Durch thermometrische Untersuchungen an Brunnenwässern von Deutsch-Altenburg grenzte er die Thermalwirkung auf einen annähernd ellipsenförmigen Bereich mit N—S Erstreckung ein. Für eine diese Thermalwirkung bedingende Störung nahm er nachmiozänes Alter an. Ein kurzer Abschnitt ist Thermalabsätzen und deren Zersetzungsprodukten gewidmet.

Eine umfassendere Arbeit über das gesamte Gebiet lieferte D. STUR (1891) durch seine Kartierung im Maßstab 1:75.000. Wenn auch das von ihm gezeichnete geologische Bild in bezug auf Grundgebirge und Tertiär noch sehr von dem abweicht, das wir heute von diesem Gebiet besitzen, stellt es dennoch eine erste umfassendere geologische Grundlage dar.

H. BECK und H. VETTERS (1902, 1903) übernahmen ohne wesentliche Änderung diese Darstellung (1:75.000). Entgegen bisheriger Ansicht schrieben sie jedoch der Hülle des Kristallins permisch-mesozoisches Alter zu. (Schon 1863 und 1864 hatten F. ANDRIAN und C. M. PAUL auf Grund von Fossilfunden bei Ballenstein nördlich der Donau für den größten Teil der Kalkzone liasisches Alter angenommen.) Die 1904 der Karte gefolgt Ausfühungen von H. BECK und H. VETTERS beschäftigten sich fast aus-

schließlich mit dem Grundgebirge. Die von H. VETTERS 1910 herausgegebene neue Karte dieses Gebietes im Maßstab 1:25.000 unterschied sich wenig von der 1903 veröffentlichten.

Von H. HASSINGER (1905) stammen die ersten ausführlichen geomorphologischen Studien. Diese waren besonders den an die Hainburger Berge angrenzenden Donauterrassen und ihrer Parallelisierung mit denen des Wiener Raumes gewidmet.

Eine exakte petrographische Bearbeitung des Grundgebirges nach modernen Methoden wurde erstmals von P. ST. RICHARZ (1908) durchgeführt.

G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) befaßten sich wieder eingehend mit der Geomorphologie des Thebener und Hainburger Gebietes. Sie wiesen wie seinerzeit J. CZZEK im Leithagebirge auch hier auf die starken Höhenunterschiede der Tortonvorkommen am Thebener Kogl hin und machten dafür eine Spiegelschwankung verantwortlich. Die markanten Verebnungen in den Hainburger Bergen und im Thebener Gebiet schrieben sie der Abrasion des pontischen Sees zu und ordneten sie in die von H. HASSINGER aufgestellten 12 Niveaustufen ein. Für die Thebener Pforte nahmen sie prämiözäne Anlage an. Eingehend schilderten sie die quartäre Entwicklung der Pforte. Sie machten auf die auffällige, durch Tektonik bedingte Parallelität zahlreicher Talverläufe aufmerksam. Die Schwefeltherme von Deutsch-Altenburg brachten sie gemeinsam mit den Quellen von Mannersdorf, Brodersdorf und Stampfen mit einem Abbruch des östlichen Randgebietes zum Wiener Becken in Zusammenhang. Sie wiesen auf die Jugendlichkeit des Karpatenabbruches hin und verbanden damit die Mineral- und Thermalquellen von Preßburg, St. Georgen und Bösing.

H. HASSINGER führte 1918 ebenfalls auffällige Formen innerhalb der Bergruppe an. Die Entwicklung der Thebener Pforte stellte er sich in ähnlicher Weise wie G. GÖTZINGER und H. LEITER vor. Im Zusammenhang mit einem Hinweis auf die tektonisch bedingte Parallelität von Talverläufen legte er nahe, daß auch die Donau einer tektonischen Linie folgt. Über seine Deutung der hohen Schotter in den Hainburger Bergen Kap. E. 1.

Umfassend wurde die Geologie dieses Gebietes durch T. KRÄUTNER (1923) in einer unveröffentlichten Dissertation behandelt. Vor allem das Grundgebirge wurde eingehend dargestellt und die durch P. ST. RICHARZ vorliegenden petrographischen Kenntnisse ausgebaut. Die Ausführungen über das Tertiär und Quartär entsprechen in vielen Fällen, vor allem in stratigraphischer Hinsicht, nicht mehr den heutigen Kenntnissen.

J. STINI (1923) bezeichnete im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen über die Laaseer Senke die Hainburger Berge als Hochgebiet mit Horsten. Er unterstrich die Jugendlichkeit von Krustenbewegungen und führte Laaerbergschotter vom Braunsberg und Hundsheimerberg an. J. STINI wie schon K. FRIEDL, 1927, nahm auch zur Frage eines östlichen Randbruches Stellung.

E. V. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) widmete in seiner „Geologie der Rumpfungarländischen Tiefebene“ den fluviatilen Terrassen dieses Gebietes eine ausführliche Beschreibung, wobei auch petrographische Gesichtspunkte in den Vordergrund traten. In der Parallelisierung mit den Terrassen Wiens zog er in stärkerem Maße tektonische Überlegungen heran.

A. PAPP und H. HÄUSLER (1940) brachten eine kurze Skizzierung von Tertiärschichten in den Hainburger Bergen. Sie unterschieden im Torton eine kalkigere und eine klastischere Fazies. Bryozoen- und Serpelkalkriffe wurden von beiden Autoren als dritte Ausbildungsart in das obere Torton gestellt. Diese Zuordnung wurde jedoch von A. PAPP (1954) dahingehend revidiert, daß er für sie sarmatisches Alter annahm. Ausgenommen davon wurde ein kleines Vorkommen (Nähe Kote 354, südöstlich Hundsheim), das er auf Grund der Bestimmung einer kleinen Fauna im Torton beließ. In diesem Zusammenhang sei auch auf C. A. BOBIES (1957) verwiesen, der auf Bryozoen dieses Gebietes einging. A. PAPP und H. HÄUSLER nahmen auch auf die Sarmatschichten am Donauabfall und südwestlich Wolfsthal und auf ein fossilführendes Pannonvorkommen südwestlich Wolfsthal Bezug. Von den hochgelegenen Schottern vermuteten sie pliozänes Alter. Ein kurzer Abschnitt ist noch morphologischen und tektonischen Betrachtungen gewidmet.

Beiträge zur Kenntnis der Paläontologie dieses Gebietes brachten E. KAMPTNER (1942) durch die Beschreibung zweier Carallinaceenarten, die in Vergesellschaftung mit stockbildenden Nubecaulrien im Sarmatoolith von Wolfsthal vorkommen und F. BACHMAYER (1951) durch eine Arbeit über die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch-Altenburg (Sattel östlich des Pfaffenberges) mit einer Charakteristik der geologisch-stratigraphischen Position der Fundstelle und einer Liste einer Molluskenfauna aus dieser Lokalität.

Die geologischen Verhältnisse der dem Burgenland angehörigen Gemeinden dieses Gebietes beschrieb A. TAUBER (1954) in der „Allgemeinen Landestopographie des Burgenlandes“. In einer jeweiligen Charakterisierung der Grundwasserverhältnisse kamen vor allem Terrassenschotter dieses Gebietes zur Sprache. Bei der Beschreibung der Gemeinde Edelstal wies er auf die oberpannonen und quartären Schichten im Talkessel dieses Ortes hin. Die Oberpannonsteinbrüche am Osthang des Steinberges stellte er wie alle übrigen Forscher, die bisher diese Stelle kartierten, in das Sarmat.

In verschiedenen Zusammenhängen wurde hin und wieder Geomorphologie und Quartärgeologie in neuerer Zeit gestreift. Dabei wurde besonders auf die auffälligen Formen, die den Hundsheimer Berg umsäumen (Pfaffenberg, Spitzer Berg usw.) und die als torton angelegte „Großform“ gelten (H. KÜPPER, 1953, 1955, 1958) besprochen. Von den jüngeren Terrassen war hauptsächlich der Schotterzug von Petronell—Prellkirchen Gegenstand geologischer Notizen (besonders H. KÜPPER, 1953, 1955). J. FINK (1955) brachte in der „Morphologischen Karte des Marchfeldes“ eine Übersicht des Abschnittes südlich der Donau nach mündlichen Angaben von H. MAJDAN. P. SZABO (1959) führte einige Schwermineralspektren aus Terrassenschottern dieses Gebietes an. Über die letztgenannten Arbeiten siehe Näheres im Kapitel E.

Abschließend sei noch einiges über die Erforschungsgeschichte der quartären Vertebratenfauna von Hundsheim (Hundsheimer Spalte) und Deutsch-Altenburg gesagt. Erstmals wurde diese Fauna durch F. TOULA (1902) bekannt und in den folgenden Jahren des öfteren von demselben Forscher behandelt. Es folgten unter anderem hauptsächlich Unter-

suchungen von W. FREUDENBERG (1908, 1914), K. EHRENBURG (1924, 1933), O. SICKENBERG (1933), TH. KORMOS (1935, 1937). Die letzten Arbeiten stammen von A. BACHOFEN VON ECHT (1942), H. ZAPPE (1939, 1941, 1948) und E. THENIUS (1947, 1948, 1955).

Grundgebirge ¹⁾

1. Kristalliner Kern

a) Granit

Der Granit bildet die Hauptmasse des Grundgebirges. Ein südöstlich von Hainburg gelegener kleinerer Teil (Teichberg usw.) wird durch jüngere Ablagerungen weitgehend getrennt von dem im Osten der Berggruppe gelegenen größeren Wolfsthaler Massiv mit Königswart, Kobel, Kindlerberg usw. Der fein- bis mittelkörnige Granit ist ein Zweiglimmergranit mit Vorherrschen von Biotit über Muskowit. Die Feldspäte sind durch Mikroklin und Oligoklas vertreten. Quarz überwiegt mengenmäßig. Als Übergemengteile kommen Apatit und Zirkon vor (petrographische Untersuchungen durch P. St. RICHARZ 1908 und T. KRÄUTNER 1923).

Schiefrige Partien am Rande und im Inneren des Granitgebietes wurden von P. St. RICHARZ als Zerstörungs- und Zersetzungsprodukte der Granite nachgewiesen. Sie lassen sich also geologisch-stratigraphisch nicht vom Granit trennen, so daß die Ausscheidung eines zusammenhängenden Gneisvorkommens auf den Karten von D. STUR und H. BECK und H. VETTERS nicht zu Recht besteht. Nach H. BECK ist die Verschieferung tektonischer Wirkung zuzuschreiben. Die Schieferzonen streichen nach T. KRÄUTNER SW—NE. Nördlich der Donau wurden von J. KOUTEK und V. ZOUBEK (1936) ebenfalls eine Anzahl parallellaufender Schieferzonen kartiert.

Der Wolfsthaler Granit ist reich an Pegmatit und Aplit. Der Pegmatit ist charakteristisch durch seinen bläulichen bis blaugrauen Mikroklin. Neben Quarz und Muskowit ist Granat ziemlich häufig. Turmalin konnte nicht beobachtet werden. Die zum Teil SW—NE streichenden Pegmatite können einige Meter mächtig werden. Sie sind vor allem in einigen Granitsteinbrüchen an der Straße Wolfsthal—Berg aufgeschlossen, wo in einigen Fällen nur der Feldspat für Industriezwecke abgebaut wird. Nach T. KRÄUTNER wurden auch die Pegmatite an manchen Stellen von Mylonitierung erfaßt.

Für die Granitintrusion nahm P. St. RICHARZ postliasisches Alter an, welches T. KRÄUTNER zu Recht bezweifelte. Er erwog in Analogie zur Hohen Tatra im Sinne von V. UHLIG präpermisches Alter, ließ jedoch eine genaue Bestimmung offen.

¹⁾ Folgender als Übersicht gedachter Abschnitt stützt sich zum Teil auf vorliegende Literatur. Die kartenmäßigen Abgrenzungen und verschiedene ergänzende Einzelbeobachtungen fußen auf eigenen Begehungen.

b) Kristalline Schiefer

Paragneis bei Berg

Der südöstlichste Ausläufer des Königwartes besteht zum größten Teil aus einem stark verfältelten Gneis nach T. KRÄUTNER bestehend aus Quarz, Feldspat (meist Oligoklas) und reichlich Biotit, seltener Muskowit. Übergemengteile: Granat, Apatit, Hämatit. Der Glimmer ist in Lagen angereichert, zwischen denen granoblastisches Gewebe von Quarz und Feldspat aderförmig und die Fältelungen mitmachend durchzieht. Die Lagerungsverhältnisse zum Granit zeigt anschaulich ein Aufschluß an der Straße Berg—Wolfsthal (666)¹). Richtungslos körniger Granit dringt gangartig in den stark gefältelten Gneis ein, der dadurch in metergroße Schollen aufgelöst erscheint. Den Granit und den Gneis durchschlagen zentimeter- bis meterbreite Pegmatitgänge (s. Abb. 1).

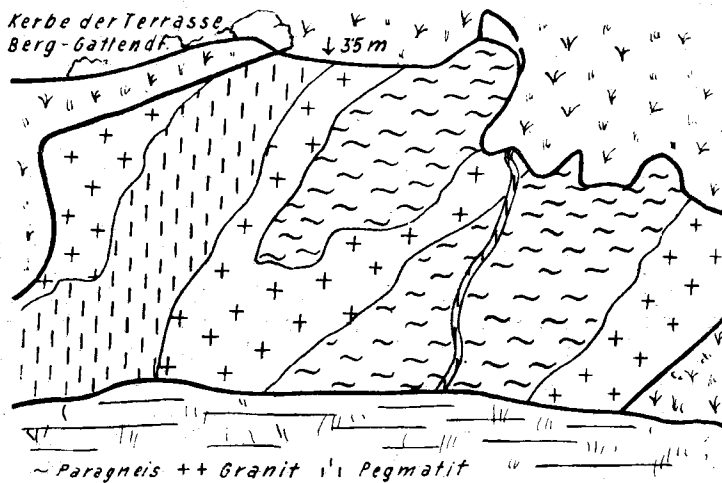


Abb. 1

Kristalline Schiefer im W des Granitmassives

Im Hangenden des Granits treten diese an den Osthängen des Braunsberges, Schloßberges und Hundsheimer Berges in verschiedenen Typen zutage.

Am häufigsten findet man die in der älteren Literatur als Quarzit-Biotit-Schiefer und Quarzit-Biotit-Phyllit (Biotit-Gneis-Phyllit) bezeichneten Gesteine. (Nach P. St. RICHARZ zählen beide zu den Glimmerschiefern.) Ersteres Gestein besteht nach mikroskopischer Untersuchung durch T. KRÄUTNER aus einem feinen schieferigen Gemenge von Quarz und Feldspat (Albit-Oligoklas), parallel geschichtetem Biotit und aus Muskowit in Parallelverwachsung mit Biotit. Übergemengteile: Staurolith, Granat (beide häufig), Zirkon, Apatit, Magnetit, Chlorit. Letzteres setzt sich zusammen aus feinem granoblastischem Grundgewebe von zersetztem

¹) Ziffern in Kursivschrift bezeichnen hier und im folgenden Aufschlüsse und Stellen der Probenentnahme. Sie entsprechen den auf der Karte (Tafel 19) und zum Teil in den Fossilisten (Tafel 22—24) vermerkten Ziffern.

Feldspat, Quarz, Biotit, feinen Chloritschuppen und aus Porphyroblasten von Biotit. Übergemengteile: Epidot (Klinozoisit), Turmalin, Zirkon, Titanit. Als Neubildung tritt Feldspat (Oligoklas-Albit) hinzu. Beide Gesteinsarten werden in kennzeichnender Weise von präkristallin gefalteten, größeren Quarzlagen durchzogen.

Vom Osthang des Braunsberges und Schloßberges sind auch Grünschiefer und vom Schloßberg auch Kalksilikathornfelse bekannt.

P. St. RICHARZ führt die Metamorphose der kristallinen Schiefer auf die Intrusion des Granits zurück. Diese Kontaktmetamorphose wird mit Annäherung an den Granit stärker. Aus den Kleinen Karpaten nördlich der Donau beschreibt er einen unmittelbaren Kontakt des Granits zum kristallinen Schiefer: Durchdringung des Schiefers und Auflösung in Schollen durch den Granit; makro- und mikroskopische Vermischung sowie Eindringen von Pegmatitgängen in die Schiefer. Ähnliche Verhältnisse, wenn auch nicht aufgeschlossen, dürften am Ostgehänge des Braunsberges und Hundsheimer Berges vorliegen, wie aus einzelnen Granitstücken und am Hundsheimer Berg auch Pegmatitstücken im Bereich der kristallinen Schiefer zu entnehmen ist.

An den kristallinen Schiefen sind immer wieder zwei Arten von Fäلتung festzustellen: eine engere, intensivere, jüngere neben einer weiteren, älteren, deren Achsen meist einen Winkel von 75 bis 85° einschließen. Eine Orientierung der Faltenachse ist nicht durchführbar, da die Gesteine nirgends mit völliger Sicherheit unverrutscht anstehen.

Als leicht verwitterndes Gestein bilden die Schiefer eine gute Gleitfläche für losgelöstes, im Fließen begriffenes hangendes Gestein, so daß im Bereich kristalliner Schiefer (besonders am Braunsberg) riesige Blöcke Quarzites oder mesozoischen Kalkes liegen, die Anstehendes vortäuschen. Das mag auch der Grund sein, warum am Braunsberg und Hundsheimer Berg bei älteren Autoren die Gesteinsgrenzen anders gezogen sind als es den Tatsachen entspricht.

Am Ostabhang des Hundsheimer Berges sind an mehreren Stellen Porphyroide aufgeschlossen. Ihre Verbreitung nimmt gegen S stark zu, wo sie anscheinend überhaupt an Stelle der übrigen kristallinen Schiefer treten und das unmittelbar Hangende des Granits und das Liegende des Quarzites bilden. (Am Thebener Schloßberg sind sie nach P. St. RICHARZ konkordant in Phyllite eingelagert.) Das hellgrün gefärbte Gestein besteht nach Untersuchungen durch P. St. RICHARZ und T. KRÄUTNER aus Einsprenglingen von Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Oligoklas), der schon größtenteils in Serizit umgewandelt ist, in einer Grundmasse von Serizit und feinem Gemenge von Quarz und Feldspat. Manchmal kommt Pyrit vor. Quarze und Feldspate sind häufig zertrümmert. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß das Ausgangsgestein der Porphyroide Quarzporphyre waren.

2. Permisch-mesozoische Hülle

a) Quarzit

Über den kristallinen Schiefen folgt an den Osthängen des Braunsberges und Hundsheimer Berges Quarzit. Am östlichen Schloßberg deuten nur vereinzelte Lesestücke an, daß er auch hier vorhanden ist. Er ist

größtenteils gebankt und besitzt meist rötliche Farbe, wobei jedoch nur das Bindemittel gefärbt ist. An der Basis des Quarzitkomplexes überwiegen grüne Varietäten (Südhang des Braunsberges). Das Gestein kann sehr feinkörnig sein, es kann jedoch auch ziemlich grobklastisch werden (Südhang des Braunsberges), wobei jedoch neben Quarzkomponenten auch sehr selten noch zu untersuchende Bestandteile eines dunklen Gesteins vorkommen. Die Quarze werden bis einige Zentimeter groß, sind farblos und fast nicht gerundet. An der Grenze der Quarze zum kieseligen Bindemittel haften oft feine Serizitschüppchen. An feinkörnigen Abarten des Quarzites ist an der Südseite des Braunsberges machmal Kreuzschichtung zu erkennen. Der Quarzit ist völlig fossilieer. Im Laufe der Erforschungsgeschichte wurde ihm verschiedenes Alter zugeschrieben. J. CZJZEK (1852) bezeichnete ihn wie die unten angeführten Kalke und Dolomite als Grauwackengesteine, D. STUR (1891) als Silur. Aus Gründen der Ähnlichkeit im Aussehen mit Verrukano und außeralpinem Rotliegenden sowie auf Grund der Lagerungsverhältnisse im übrigen Karpatengebiet (Hohe Tatra) und in den Alpen (Semmering) legten ihn H. BECK und H. VETTERS (1902) auch hier als permotriadisch fest. Die Grenze zwischen Quarzit und dem Kalk-Dolomitkomplex bildet am Braunsberg ein geringmächtiges Schieferband.

b) Kalke und Dolomite

Sie bauen den Spitzer Berg, den Pfaffenberg und Kirchenberg, den Hauptteil des Hundsheimer Berges und des Schloßberges und einen großen Teil des Braunsberges auf. Ihre Farbe ist meist dunkel, bläulichgrau, seltener sind hellere graue oder bräunliche Varietäten. Die Kalke sind meist kenntlich durch Bankung und durch verschieden helle Bänderung. Zum Unterschied von den Kalken sind die Dolomite meist massig ausgebildet und zeigen oft brekziöse und zellige Struktur (endostratische Brekzie). Zwischen den Komponenten ist die Brekzie mehr oder minder durch Kalzit ausgefüllt. Die Kalke und Dolomite neigen sehr zu Karst- und Höhlenbildung. Der Kalk enthält außer undeutlicher Crinoidenreste (HOFFMANN 1877) keine Fossilien.

Wie dem Quarzit wurde auch dem Kalk-Dolomit-Komplex verschiedenstes Alter zugeschrieben. F. ANDRIAN und C. M. PAUL (1863 und 1864) fanden in einem Anteil der Kalke bei Ballenstein nördlich der Donau Liasfossilien (Brachiopoden und Belemniten). Bei Marienthal gehen die Kalke nach oben zu in Marienthaler Schiefer über, die sicher Oberlias (Lias epsilon) sind. Es bleibt jedoch die Fragen offen, ob und wie weit die Kalke und Dolomite hier und am Thebener Kogel Äquivalente des Kalkes bei Ballenstein sind. Eine Beantwortung dieser Frage ist vor allem aus dem Karpatenteil nördlich der Donau zu erwarten (M. MAHEL 1959).

3. Tektonik des Grundgebirges im Gebiet von Hainburg

Den Granit überlagern im W (Profil 1, Taf. 20) kristalline Schiefer nach T. KRÄUTNER am Hundsheimer Berg mit Streichrichtung N—S, am Braunsberg mit NE—SW, Quarzit mit Streichrichtung N—S bis NNE—SSW und der Kalk-Dolomit-Komplex mit Streichrichtung NNE—SSW am

Braunsberg, N—S am Hundsheimer Berg und NW—SE am Spitzer Berg. Wie T. KRÄUTNER bereits feststellte und am Südhang des Braunsberges ersichtlich ist, zeigt die Grenzlinie zwischen Quarzit und Kalk ein Steilerwerden in der Fallrichtung (von 25 auf 50°). Die Kalkvorkommen im Bereich des Quarzites (Kote 238 und Kalkfelsen mit der Ruine Rottenstein) deutet T. KRÄUTNER als Reste, die nach Erosion des übrigen den Quarzit überlagernden Kalkes übriggeblieben sind. Diese Deutung steht somit im Gegensatz zu der früherer Autoren, die Bruchtektonik dafür verantwortlich machten (u. a. D. STUR 1891, H. BECK und H. VETTERS 1902/1903). Allgemein in diesem Zusammenhang von Bedeutung ist die Feststellung, daß an manchen Stellen mesozoischer Kalk ohne (Kote 311 am Ostabhang des Hundsheimer Berges) oder nur mit dünner Quarzitunterlage (Schloßberg, die genannte Kote 238 und eventuell Rottenstein) auf kristallinen Schiefern aufruht. Als Erklärung dieser Erscheinung könnte wohl tektonische Ausdünnung der Quarzite oder eine Diskordanz heranzuziehen sein. Wahrscheinlich entspricht jedoch diese Anordnung nicht dem ursprünglichen Schichtverband, sondern es erfolgte nachträglich eine Verlagerung dieser Kalk-Dolomitkörper in vorliegende Position, vielleicht weniger durch Tektonik als durch alte exogene Gleitvorgänge großen Ausmaßes, wofür die stets unregelmäßige Begrenzung dieser Kalk-Dolomitblöcke sprechen würde. Als vortortone Verlagerung geben sich auf jeden Fall der Schloßberg und die Kalk-Dolomitrippe mit Kote 311 durch ihre verhältnismäßig tiefe Lage zu erkennen.

Die weit nach Osten reichende Verbreitung der Kalke und Dolomite am Spitzer Berg erklärt T. KRÄUTNER durch ein auch aus anderen noch anzuführenden Anzeichen zu ersiehendes Absinken der allgemeinen Gebirgsachse gegen S.

Großtektonisch gehören die Hainburger Berge wie die nördlich der Donau anschließenden Kleinen Karpaten der hochtatischen Zone der Karpaten mit all deren Kennzeichen an. Mit dem Leithagebirge bilden sie ein in seiner Stellung umstrittenes Bindeglied zu den Ostalpen.

Tertiär und Quartär

A. Allgemeiner einführender Überblick

Entsprechend der Verschiedenartigkeit ihrer Entstehungsbedingungen sind auch die Ablagerungen des Torton bis Pannon sehr mannigfaltig. Grundsätzlich sind jedoch zwei Faziestypen zu unterscheiden: eine des unmittelbaren Küstenbereiches und eine etwas küstenfernere. Erstere ist fast durchwegs gekennzeichnet durch eine verfestigte klastische, kalkig-klastische und kalkige Ausbildung der Sedimente, wobei die Kalke zu einem großen Teil biogen sind; letztere durch eine mergelig-sandige, selten schottrige, zum Teil ebenfalls verfestigte Ausbildung. Der Faziesunterschied kann auch in paläontologischer Hinsicht verfolgt werden. Aus nachpannoner Zeit liegen nur mehr fluviatile Sedimente vor; Löß- und Flugsandanwehungen, Solifluktion und Schwemmtätigkeit ließen entsprechendes Sedimentmaterial zurück.

Vor allem für die lokale Stratigraphie sind Unterschiede in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente in vielen Fällen heranziehbar. Sie können jedoch nur als wertvolle Ergänzung für die hauptsächlich an das Wiener Becken und dessen Ränder anknüpfende Biostratigraphie zu betrachten sein. Die Grundlagen derselben bildeten die Zoneneinteilungen nach R. GRILL im Torton und Sarmat und nach A. PAPP unter Berücksichtigung neuerer Erkenntnisse durch K. KOLLMANN im Pannon.

Folgender Unterteilung der angeführten tertiären Stufen wird in dieser Arbeit der Vorzug gegeben:

	Oberpannon	F, G, H
Pannon	Mittelpannon	D, E
	Untersarmat	A, B, C
	Obersarmat	N.-granosum-Zone
Sarmat	Mittelsarmat	E.-hauerinum-Zone
	Untersarmat	E.-reginum-Zone
Torton	Obertorton	Rotalienzone
	Mitteltorton	Sandschaler- und Bolivinenzone
	Untertorton	Lagenidenzone

Die Gliederung des Quartär lehnt sich hauptsächlich an die im Wiener Raum bestehende Terrassengliederung an.

Die Lagerungsverhältnisse der Sedimente besonders am Rand sprechen für häufigen Wechsel von Transgressionen und Regressionen, Sedimentations- und Erosionsvorgängen im großen wie im kleinen. An den widerstandsfähigen Hängen der mesozoischen Kalke und Dolomite, die in vielen Fällen schon seit Beginn des Torton immer wieder als Steilküste dienten, haften beispielsweise tortone bis pannone klastische Sedimente oft nur mehr in Resten verschiedenster Höhenlage meist in unmittelbarer Anlagerung. Auch über das übrige vortertiäre Gestein transgredieren stellenweise Sedimente verschiedener Zeitabschnitte. Sedimentationslücken innerhalb der tertiären Schichtfolge sind verbreitet. Der Höhenunterschied gleichartiger Sedimente, der teilweise Beträge von 200 m überschreitet, zwingt zur Annahme größerer Strandverschiebungen, vor allem, wenn die Ablagerungen Organismen enthalten, die nur in bestimmten Tiefenbereichen leben können.

Die Sedimente treten in einer Anordnung zutage, die sehr deutlich die Verschiedenartigkeit von Wiener und Pannonischem Becken in diesem Raum herausstreicht. Während die älteren Sedimente im Gebiet nördlich und westlich an die Hainburger Berge heranreichen, wobei neben einem Jüngerwerden der Schichten gegen die Mitte des Wiener Beckens auch ein solches gegen die Brucker Pforte zu verzeichnen ist, breiten sich die jüngeren südöstlich der Berggruppe aus. Wenn auch diese Anordnung vor allem für die Sedimente der Niederung gilt, spiegelt sie sich dennoch in großen Zügen am unmittelbaren Rand wider. In östlichen Anteilen der Berggruppe ist der Rand streckenweise überhaupt frei von tertiären Sedimenten. Von den nachpannonen Flußablagerungen liegen die älteren Terrassenschotter innerhalb der Berggruppe, die jüngeren am Fuß derselben.

B. Einzeldarstellung der geologischen Beobachtungen

1. Torton

a) Untertorton (Lagenidenzone)

Diese Zone wurde im untersuchten Gebiet nicht nachgewiesen.

b) Mitteltorton (Sandschalerzone und Bolivinenzone)

b 1) Randfernere Fazies

Zur Untersuchung der Baugrundverhältnisse ließ die „Austria Tabakwerke AG.“ in Hainburg auf dem Gelände zwischen Plenklerstraße, Krüchelstraße und der Bahntrasse Hainburg—Wolfsthal etliche Bohrungen mit 8—12 m Tiefe durchführen. Zur näheren mikropaläontologischen Untersuchung gelangten die Bohrungen HT5, HT9 (auf der Karte nicht vermerkt), HT12, HT13, HT15 und HT16 (Tafel 22). Folgende Sedimentfolge war immer wieder zu beobachten:

Quartär	Humus: 40—60 cm mächtig, reiner, feinkörniger, graugelber Flugsand: 1—3 m mächtig, Grob-, Mittel-, Feinkies, Solifluktionsschutt: 1—2 m mächtig
Bolivinenzone	Tonmergel, gelb, bräunlich, braungrün, oft Zwischenlagen reinen Nulliporenkalkes, reiche Mikrofauna: 1—7 m mächtig
Sandschalerzone	Tonmergel, blaugrau, meist sandig und feinglimmig, manchmal Leithakalkzwischenlagen, reiche Mikrofauna: (nicht durchteuft)

An der Preßburger Reichsstraße wurde von der Stadtgemeinde Hainburg vor der Errichtung dreier großer Siedlungshäuser ebenfalls der Baugrund abgebohrt (HG1, HG2, HG3). Die vorliegenden Bohrprofile lassen sich leicht mit denen der Tabakfabrik bei ähnlichen Mächtigkeiten korrelieren.

An der Rußbachmündung nördlich der Donau wurden durch Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft (R, B 1, R, B 2, M, B 10) wieder blaugraue etwas sandige Tegel der tieferen Sandschalerzone unter 12—14 m Donauablagerungen erbohrt. Sie stehen wahrscheinlich in Verbindung mit dem blauen Tegel bei Neudorf a. d. March, aus dem F. TOULA (1914) ebenfalls Sandschalerfauna beschrieb.

Im westlichen Stadtgebiet von Hainburg kamen beim Grundaushub für das Altersheim dieselben gelben Mergel wie in der Bohrung der Tabakfabrik mit typischer Bolivinenfauna (Tafel 22) und mit immer wieder zwischengelagerten zentimeter- bis metermächtigen Leithakalkbänken zutage (98). Aus einer Brunnenbohrung bei einer heute nicht mehr bestehenden Nadelfabrik wurde schon von T. FUCHS (1886) aus blauen Tegeln in Wechsellagerung mit Leithakalken Makro- und Mikrofauna angegeben. Letztere ist der Bolivinenzone einzustufen. Gegen W zu (641,

661) wird die Mikrofauna ärmer und erhält das Gepräge der Randzone (Tafel 22).

Im Schwellenbereich der Brucker Pforte wurde durch CF-Bohrungen Bolivinenzone in meist über 40 m Mächtigkeit unter jüngerer Bedeckung erbohrt (CF P 8, 9, 10, 11, CF Pa 16, 11, 10). Sie ist zum Großteil in Leithakalkfazies entwickelt. Bei CF P 11 folgen unter Untersarmat 37 m Leithakalk, in dem Sedimente mit reicher Mikrofauna der Bolivinenzone eingelagert sind. In den letzten 4 m liegt bereits Sandschalerzone vor (häufiges Auftreten von *Uvigerina semiornata semiornata* ORB.) an. Darunter folgen bis zur Endtiefe 29 m fossilere grobe Sande und Kiese („Konglomeratserie“ nach Prof. DDr. K. FRIEDL), die wie bei CF Pa 16 so wahrscheinlich auch hier auf dem Grundgebirge aufruheen. Aus den Bohrungen CF Pa 16, 11, 10 ist ersichtlich, daß der Leithakalk über die Pfortenschwelle reicht. Ob und wie weit er sich in den ungarischen Raum fortsetzt, läßt sich nicht weiter verfolgen (Profile 6, 7; Tafel 20).

b 2) Randnahe Fazies

1. Gebiet um Pfaffen- und Kirchenberg

Das wichtigste und größte Vorkommen mitteltortoner Küstenbildungen ist am Sattel östlich des Pfaffenberges durch eine Reihe großer Steinbrüche aufgeschlossen. Es liegen kalkig-klastische Sedimente, bestehend aus Nulliporen, knolligen Bryozoen, Mollusken (siehe Tafel 22), Seeigeln, Serpelgängen und organischem Zerreibsel sowie einem charakteristischen hohen Gehalt an millimeter- bis zentimetergroßen, öfter eckigen als gerundeten Bestandteilen ausschließlich der benachbarten mesozoischen Kalke und Dolomite in kalkiger Verkittung vor. Das harte Gestein ist meist massig, seltener gebankt und enthält nirgends richtige Mergelzwischenlagen, sondern höchstens plattige, mürbe Einschaltungen mit armer Mikrofauna (Tafel 22). Ein System zahlreicher Klüfte und zum Teil mit Höhlenlehm erfüllter Spalten durchzieht, beschränkt auf diesen, den Tortonkomplex.

Die Serie der Aufschlüsse im Sattel beginnt im Westen mit einem zirka 18 m hohen Steinbruch (43, SH zirka 280 m), der einheitliches kalkig-brekziöses Torton erschließt. Wie auch die fast nur aus Austern und Pecten bestehende Molluskenfauna zeigt, liegt der Aufschluß in unmittelbarer Küstennähe. Nur undeutlich sind die klastischen Einschlüsse zu Lagen von Kalksandstein oder Kalkbrekzie mit biogenem Bindemittel angereichert. Einer grobklastischen Lage nach zu schließen fällt der Kalk 210/12°. Dieser Steinbruch ist die durch F. BACHMAYER, 1951, bekanntgewordene Dekapodenfundstelle. Über dem Torton liegt Solifluktionsschutt, bestehend aus angeführtem Gestein, seltener aus Cardien führenden Bryozoen- und Serpelkalkstücken. Eine Mikroprobe aus diesem Schutt ergab ein Gemisch von Torton- und Obersarmatfauna. Lehmiges Verwitterungsmaterial enthielt Quarzschotter (Höhe 290 m). Über diesen Schuttbildungen folgt im westlichen Anteil des Steinbruches Flugsand.

Der nächste ostwärts anschließende Steinbruch (61) liegt topographisch und stratigraphisch höher als der erste (Sohle zirka 290–300 m SH, Aufschlußhöhe zirka 15 m). Das Gestein enthält bereits weniger Komponenten des mesozoischen Kalkes und wesentlich mehr Abdrücke und Steinkerne

von Bivalven und Gastropoden. An einer plattigen Lage, die sich an der Ostseite des Steinbruches verfolgen läßt und gegen N, also die Höhe des Sattels zu, auskeilt, läßt sich ein Fallen von $190/16^\circ$ erkennen. Im Westteil beträgt es $180/18^\circ$. An der westlichen und nordwestlichen Seite wird das Torton von Sarmat überlagert (Profil a, Tafel 19). Auf diese Transgression ist auch die mürbe Ausbildung und die gelbe und bräunliche Färbung des Leithakalkes zurückzuführen. Mit sarmatischem Mergel gefüllte Fugen durchziehen das Gestein. Einzelne weite Spalten enden unter der Sarmatüberlagerung. Das Torton an der Ostseite ist frisch und zeigt keine Sarmatüberdeckung. Über dem Tertiär folgt wieder Quartärbedeckung einschließlich Quarzgeröllen. Im östlichen Anschluß an diesen Steinbruch folgen weitere Aufschlüsse in Form einer unbewachsenen Felspartie (330 m SH), in der zwei kleine, zirka 5 m hohe Steinbrüche angelegt sind; der feinkörnige Leithakalk ist hier sehr reich an knolligen Bryozoenkolonien in Vergesellschaftung mit Serpulgängen und enthält zahlreiche Austern; Nulliporen treten zurück.

Der östlichste Steinbruch (78, Sohle 310 m SH, Aufschlußhöhe 25 m) erschließt wieder die harten, an klastischem Küstenmaterial reichen Leithakalke, hier in horizontaler Lagerung mit einer Fossilführung wie im ersten Steinbruch. Im unteren Teil der östlichen Wand des Steinbruches (Abb. 2) kommt mesozoischer Kalk zum Vorschein, u. zw. an der Stelle, wo die Fortsetzung einer von Nordosten herabziehenden Felsrippe von mesozoischem Kalk unter dem Torton zu erwarten ist. Nach einer nicht sehr breiten Umrahmung dieses Ausbisses durch gröbere Strandbrekzie folgt die im übrigen Steinbruch verbreitete Ausbildung des Torton. Das heutige Relief an den mesozoischen Kalken hat also zum Teil schon im Torton bestanden. (Sedimentäre Auflagerung des Torton ist auch an der südlichen Westbegrenzung des Leithakalkkomplexes ersichtlich.) Bemerkenswert ist der Steinbruch auch durch die Überlagerung des Torton durch Obersarmat in Form von Konglomeraten mit kalksandigen und mergeligen Zwischenlagen. Der Großteil der Klüfte und Spalten im Leithakalk endet an der Unterkante des Obersarmat und nur bei wenigen ist eine Fortsetzung im Sarmat angedeutet. Über dem Tertiär folgen wieder Fließerde, Löß und Flugsand.

Die gleiche Ausbildung des Torton wie in den übrigen Aufschlüssen findet sich in gleicher Höhe mit diesen in einem kleinen, wenige Meter hohen Steinbruch am Nordabhang des Sattels und auf dem Weg zur Anhöhe desselben (208).

Das Gelände unterhalb der großen Steinbrüche am Südabhang des Sattels ist durch Schutt, besonders Haldenschutt stark überstreut, wodurch Gesteinsabgrenzungen sehr erschwert werden. Im südöstlichen Teil, oberhalb der Kote 230 liegen bei den Aufschlußziffern 65, 212, 647, 648, 649 Nulliporenästchen, meist lose, seltener zu Nulliporenkalk verfestigt, in großer Anzahl auf Feldern und Wegen. Die Mikrofauna (Tafel 22) dürfte der Sandschalerzone angehören. Einen größeren Teil des Geländes nehmen jedoch weiße, poröse, mürbe, teilweise plattige Kalksandsteine und detritäre Kalke ein, welche letztere ein verfestigtes Zerreibsel von Bryozoen, Nulliporen, Molluskenschalen und anderen nicht mehr erkennbaren Organismen darstellen. Sehr häufig sind Fragmente, manchmal aber auch vollständige Exemplare von Austern und Pecten. Die stratigraphische Stellung dieser

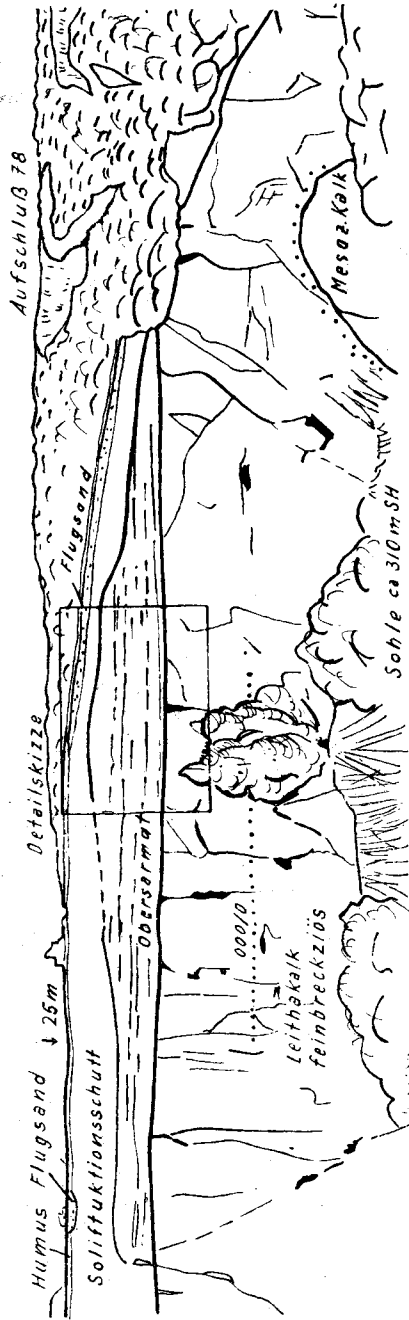


Abb. 2

detritären Kalke ist etwas unsicher. Möglich ist, daß sie noch dem Torton angehören, wofür auch die erwähnten vollständigen Molluskenschalen sprächen. Ein Teil davon ist jedoch wahrscheinlich in das Obersarmat zu stellen. Etliche Mikroproben, die dem mürben Kalk entnommen wurden, führten (umgelagerte ?) Leithakalkfauna (213, 650). Eine davon (650 a) enthielt jedoch auch Obersarmatfauna.

Vom letzten großen Steinbruch im Sattel an setzen sich die tortonen Strandbildungen nach SE an den Hängen des Ballensteiner Kalkes in 320—340 m SH in Form meist kleiner Flecken von Brekzien, Konglomeraten und brekziösen Kalken fort, stets begleitet von Löchern von Bohrmuscheln im Mesozoikum. Ein kleiner Aufschluß (69) zeigt wieder Überlagerungen des tortonen Leithakalkes durch obersarmatische Konglomerate. Südlich davon (71) liegt sarmatischer detritärer Leithakalk aufgeschlossen.

Im westlichen Anschluß an das Tortonvorkommen im Sattel folgen am SW-Hang des Pfaffenberges mit mehreren Unterbrechungen Sedimente hauptsächlich rein klastischer Beschaffenheit. Nur an einer durch die „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ aufgesprengten Stelle (63) erreichen sie die aus dem Sattel bekannte Beschaffenheit mit reicher Fossilführung (Tafel 22). Ansonsten haften zu Halden gehäuft in kalkiger Verkittung (reich an organischem Zerreibsel) zentimeter- bis metergroße Bestandteile des mesozoischen Kalkes in verschiedenen Abrundungsgraden an einer stellenweise auch durch Löcher von Bohrmuscheln gekennzeichneten fossilen Steilküste. Am mächtigsten wird dieses Sediment im unteren Teil des Hanges. Nach oben zu zeigen sich immer häufiger die bloßen mesozoischen Kalke des Steilhanges, die ab 280—290 m überhaupt sedimentfrei sind.

Die gleichen Ablagerungen nehmen auch den größten Teil des Abhanges nordöstlich und östlich der Kote 327 (Pfaffenberg) ein, wo sie beinahe bis zur Hochfläche reichen. Etwas tiefer sind sie unter starker Lößbedeckung in einem Steinbruch (217) erschlossen.

Die Brandungssedimente des SW-Hanges erreichen gegen NW zu Anschluß an das südliche Ende des großen Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ oberhalb Deutsch-Altenburg (42), wo weitere tortone Küstenbildungen über mesozoischem Dolomit angeschnitten sind. Das hier stark endogen-brekziös entwickelte Mesozoikum wurde durch die Brandung aufgearbeitet und die Komponenten durch kalkiges Bindemittel organischer Herkunft zu massiger Brekzie verkittet, die sich sehr un- deutlich vom Küstengestein abhebt. Mit der Entfernung von der Küste nimmt das Bindemittel überhand und die Brekzie geht in gebankten Nulliporenkalk über. Brekzie und Kalk sind reich an Austern, Pecten, Bivalven und Gastropodensteinkernen. Neben den Nulliporen sind knollige Bryozoenkolonien und Korallen vertreten (Tafel 22). Letztere sprechen mehr für tieferes Mitteltorton.

Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ostabhang des Kirchenberges, wo an der Ostseite eines großen Steinbruches (204) ebenfalls Torton über Mesozoikum transgrediert. Am Südwestabhang des Kirchenberges sind geringmächtige Flecken klastischer Tortonablagerungen auf die Böschung südlich der Kirche beschränkt. Im Bereich von Deutsch-Altenburg waren die Aufschlüsse sehr spärlich. Bei Hausbauten (639 und 640) wurden Blockschutt (Leithakalkblöcke) mit eingelagerten Mergellinsen erschlossen (Soli-

fluktions- und Schwemmmaterial?). Proben von beiden Punkten ergaben reiche Leithakalkfauna, die in das tiefere Mitteltorton zu stellen sein dürfte.

Verstreut kommen tortone Küstensedimente auch am Nordfuß des Pfaffenberges unter Quartärbedeckung zum Vorschein.

2. Gebiet um Hainburg und westlich Wolfsthal

Randliches Torton am NE-Abhang des Hundsheimer Berges ist besonders in einem von F. HAUER und G. STACHE beschriebenen, durch den Fund eines Halitherienskelettes bekannten Steinbruch (80, 190 m SH) in Form von 8 m Sandstein und Feinbrekzie aufgeschlossen. Das Gestein ist gelbgrau, mürbe, durch weichere, feinerkörnige, 8° gegen NW fallende Lagen gebankt. Die kalkig verkitteten, meist eckigen Stücke von Quarzit und mesozoischem Kalk entstammen wieder dem nahen Küstengestein. An Fossilien sind Nulliporen und Bryozoenbruchstücke, Splitter von Pecten und Austern und die übliche mikrofaunistische Vergesellschaftung des randlichen Torton vertreten. Von G. A. KORNUBER (1857) und G. STACHE (1867) liegen aus dieser Lokalität Aufzählungen von Fossilien, besonders Seeigeln vor.

In einem Aufschluß über dem Steinbruch folgen grobklastische Ablagerungen in Form von Blockwerk und Konglomerat, das sich unter Lößbedeckung hangaufwärts fortsetzt. Bei 634 führen sie Nulliporen und Löcher von Bohrmuscheln. Das höchste Tortonvorkommen in den Hainburger Bergen ist ein kleiner Aufschluß von Bryozoenkalk (knollige Kolonien) mit *Pecten* sp. in 360 m Höhe (635). Die Tortonablagerungen im S Hainburgs setzen sich am Nordfuß des Schloßberges fort (G. STACHE beobachtete sie bei Grundaushüben des k. k. Kadetteninstitutes). Heute sind sie jedoch nicht mehr erschlossen, nur am mesozoischen Kalk des Nordhanges des Schloßberges wurden Löcher von Lithodomus entdeckt.

Gegen E zu verdeckt starke Quartärbedeckung jegliches Tertiär. Erst in einer Schottergrube westlich Wolfsthal (583) steht an der Sohle kalkig verkitteter Sand granitischer Herkunft mit Leithakalkfauna der Bolivinenzone an (Tafel 22).

3. Gebiet nördlich Hundsheim

Der Steilhang aus mesozoischem Kalk im Nordwesten von Hundsheim trägt wieder klastische und kalkige Tortonssedimente, teils in zusammenhängenderen Partien, teils nur mehr als Reste in Höhen von 270 bis 300 m und darüber. Da hier jedoch mehr die biogen-kalkige Ausbildung der Sedimente überwiegt, dürften wie im Sattel östlich des Pfaffenberges ruhigere Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Ein kleiner Steinbruch (74) in 280 m Seehöhe erschließt zuunterst massige Brekzie, darüber brekziösen und konglomeratischen Leithakalk mit Nulliporen, Bryozoen, und zahlreichen Mollusken (Tafel 22), der gegen oben mürber und schließlich von Sarmat überlagert wird [s. Kap. B. 2. b) b 2) 2.].

4. West- und Südteil des Spitzer Berges

Am westlichsten Ende des N-Hanges und am westlichen S-Abhang (554) haften ebenfalls am mesozoischen Kalk Reste von Konglomeraten, Brekzien und brekziösen Nulliporenkalken mit Bryozoen, Serpeln, Pecten und Austern (Höhe 200—230 m). Die östlichste zusammenhängende Partie

zeigt waagrechte bzw. hanggeneigte Bankung und wird von Spalten und Klüften derselben Richtung wie im Sattel östlich des Pfaffenberges durchzogen.

5. Nordwesthang des Braunsberges

Das einzige Anzeichen einer einstigen Angehörigkeit des Nordwestabfalles des Braunsberges zur tortonen Küste sind Löcher von Bohrmuscheln im mesozoischen Kalk. Sehr fraglich ist die tortone Zuordnung der nordwestlich davon anstehenden klastischen Sedimente, bestehend aus Blöcken von Quarzit, seltener mesozoischem Kalk, unten grob und kantig, nach oben zu feiner und gerundet, verfestigt durch graues, kalkig-sandiges Bindemittel. Der absolute Mangel an Fossilien spricht gegen tortone Einstufung.

Die Armut des Braunsberges, Nordwestabhanges des Hundsheimer Berges und Nordostabhang des Pfaffenberges an Tertiärsedimenten ist vermutlich auf Erosion durch die Donau zurückzuführen, der diese Anteile sicher am meisten ausgesetzt waren.

c) Obertorton (= Rotalienzone) (Randfernere Fazies)

Entgegen der ursprünglichen Darstellung (G. WESSELY 1959) ist ein Auftreten von Obertorton am Donauabfall recht zweifelhaft. Von einem Teil der in Betracht kommenden Sande wurde mittlerweile vom Verfasser untersarmatisches Alter nachgewiesen, der übrige Teil dürfte nur reichlich oberortone Umlagerungen enthalten.

In dem an die Hainburger Berge angrenzenden westlichen und nordwestlichen Beckengebiet stellt das Obertorton ein markantes Schichtglied dar. Wie Profile zeigen (Profile 2, 7, Tafel 20), gewinnt es gegen das Beckeninnere zu rasch eine das Sarmat und Pannon bei weitem übertreffende Mächtigkeit, gegen den Rand der Berggruppe bzw. die Schwelle der Brucker Pforte zu keilt es aus. In den Bergen, auf der Schwelle und östlich davon fehlt es.

Die Brunnenbohrung H DA 1 erreichte nach Untersarmat bei 40-10 *m* das Obertorton in Form von dunklen, grauen Tegeln mit dünnen, Pflanzenhäcksel führenden Sandfasern. Zwischengelagert sind feinkörniger, grauer Sandstein und Kies.

Bohrungen der „Österreichischen Verbundgesellschaft“ längs der Donau (St, B 8, P, B 9, St, B 6, DA, B 7, St, B 3, St, B 4, H, B 5) trafen unter zirka 12—14 *m* Donauablagerungen graugrüne oder dunkelgraue, plastische, reine Tonmergel mit Sand-, Sandstein-, und Schotterlagen. Unterhalb des Quartär (bis 14-40 *m*) folgende Schotter- und Sandlagen enthalten in Bohrung P, B 9 eine reiche Molluskenfauna (s. Tafel 22). Darunter liegt eine bis 30-20 *m* reichende Folge von Tonmergeln, aus denen eine Reihe von Mikroproben untersucht wurden (s. Tafel 22) und von Sanden, die eine der obigen ähnliche Molluskenfauna enthielten.

Die starke Mächtigkeitszunahme beckenwärts ist vor allem aus den CF-Bohrungen im Westen und Südwesten der Hainburger Berge ersichtlich. Alle Bohrungen, die Obertorton antrafen, verblieben nach meist einer Strecke von 100 bis 200 *m* darinnen, außer CF P 8, die es infolge des Auskeilens an der Schwelle der Brucker Pforte in geringerer Mächtigkeit durchfuhr.

2. Sarmat

a) Untersarmat (E. reginum-Zone)

a 1) Randferne Fazies

Das Untersarmat liegt mit einer schwierig zu erfassenden Grenze über dem Obertorton und greift in Randnähe über dieses hinweg. An seiner Basis lagern, auch in den CF-Bohrungen ersichtlich, Schichten mit reduzierter Fauna und vielfach mit häufigem Auftreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.). Darüber folgt erst der Abschnitt mit der typischen, optimalen Untersarmatfauna (Tafel 23).

Zutage tritt das Untersarmat am Donauabfall zwischen Petronell und Deutsch-Altenburg und im näheren Umkreis letzteren Ortes. Der Donauabfall östlich Petronell erschließt vorerst die fossilreichen Untersarmatschichten (15, 16, 18, von 22 bis 25 lange Böschungsabbrüche), die in Profilen (Tonmergel mit Serpulitlage, gegen unten zu Sand) durch T. FUCHS (1868) sowie J. FINK und H. KÜPPER (1955) bekannt wurden (24, 25). Die Schichtneigung an dieser Lokalität beträgt $165/5^\circ$. Gegen NE zu wird die Donauböschung immer weniger von Tonmergeln und immer mehr von Sanden, zum Teil wechsellagernd mit Tonmergeln eingenommen (26). Südwestlich von Deutsch-Altenburg treten fast nur mehr braune und graubraune, nur selten Cerithien führende Sande und Schotter zu einem Großteil in verfestigter Form in Erscheinung (28—40). Die Komponenten der Schotter sind Quarz und häufig Gesteine der Kleinen Karpaten. Außer in einer Sandprobe (32) ist Untersarmat in allen übrigen mikrofaunistisch schwer zu erkennen. Häufig treten tortone Umlagerungen auf. Die Schichtneigung ist infolge stets vorliegenden Gesteinsverrutschungen nur an einer Stelle (32) feststellbar: $150/10^\circ$. Fließdecken eines stellenweise fossilreichen Untersarmatmergels überdecken die Schotter und Sande besonders im Oberteil der Böschung. Am nordöstlichsten Ende der Böschung und im Ackergebiet westlich Deutsch-Altenburg tritt grünlicher Tonmergel zutage (41, 638, 700, 621). Er ist durch das erwähnte basale Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.) gekennzeichnet. In vielen Proben ist auch hier das Untersarmat schwer zu erkennen, da nicht mehr die optimale Fauna wie bei Petronell vorhanden ist und außerdem umgelagerte Tortonfossilien dominieren. Immer wieder vorkommende Sarmatelemente besonders unter den Ostracoden lassen jedoch stets die richtige Einstufung finden. Südlich davon, wurden bei Grundaushüben in der neuen Siedlung dieselben Sedimente angetroffen (53, 55). Ähnliche Mikrofaunen enthielten die in der benachbarten Brunnenbohrung H DA 1 unter 5-60 m Quartär angetroffenen, bis 40-10 m Tiefe reichenden, grauen, graugrünen und rötlichen Tonmergel mit zahlreichen Ervilien, selten *Cardium* sp. und Rissoiden an den Schichtflächen. Zwischengelagert waren geringmächtige Lagen von Feinkies. Leider fehlten verschiedene Kernstrecken und die Tiefenanlage war nur auf Grund mündlicher Angaben zu ermitteln. Die grünlichgrauen Tonmergel im „Weingartenfeld“ südlich Deutsch-Altenburg (613—617, 597—599, 551) führten wieder optimale Untersarmatfauna. Sarmatische Makrofauna enthielt Sand und Sandstein im Wegeinschnitt bei 598.

Die CF-Bohrungen im Bereich des angrenzenden Wiener Beckens durchfuhren das Untersarmat in einer Mächtigkeit von 43 bis 58 m. In der Brucker Pforte erbrachten sie den Nachweis eines Auskeilens über der Schwelle der Pforte und des Fehlens auf der südöstlichen Seite, also im Grenzbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene. In CF P 8, CF P 9 und CF P 11 ist noch normale, in CF P 10 und CF Pa 16 nur mehr verminderte Mächtigkeit vorhanden. In CF Pa 10 und CF Pa 11 fehlt Untersarmat bereits, so daß Mittel- und Obersarmat auf Mitteltorton liegen.

a 2) Randnahe Fazies

Das bereits angeführte Untersarmat um Deutsch-Altenburg findet seine randliche Fortsetzung am Südwest-Fuß des Pfaffenberges. Südlich des Steinbruches der Hollitzer Baustoffwerke AG. wurde es in zwei Bohrungen (H DA 2 a und H DA 2 b, Bohrtiefe 17,2 und 20 m) angetroffen. Auffällig ist die Verschiedenheit der Profile und Schichtneigungen bei der geringen Distanz (ca. 3 m) beider Bohrlöcher. Diese Erscheinung, der Glimmerreichtum und der Gehalt mancher Schichten an Schollen älterer, aufgearbeiteter Lagen sprechen für häufigen Wechsel von Erosion und Sedimentation und sind sehr kennzeichnend für küstennahe Sedimentationsverhältnisse (vgl. Oberpannon südlich Edelstal). Nach 2 m Humus und Nulliporenkalkschutt und 1,50 m Löß folgt eine Wechsellagerung von bräunlichgrauen, hellglimmerigen Sanden, Sandsteinen, Mergeln und Kalken mit gelegentlichen Anhäufungen von Serpeln — *Hydroides pectinata* (PHIL.) —, Bryozoen und umgelagerten Nulliporen oder anderen Tortonfossilien; bemerkenswert sind unkenntliche Knochenreste. Die Mergellagen enthielten typische Untersarmatfauna (s. Tafel 23). Die Kalke sind meist detritär. Die Sande und Sandsteine führen lokales und ortsfremdes Material (mesozoischen Kalk, Quarz, Glimmer). Eine der Bohrungen (H DA 2 b) traf bei 18,50 m auf grünlichgrauen Tonmergel des Mitteltorton, wobei Obertorton fehlt. Die Schichtneigungen schwanken von 0 bis 30°. Ein größerer Gesteinshohlraum an der Bohrlochsohle in H DA 2 a dürfte von einer Spalte oder einem Bruch herrühren.

Außer eines den Abhang bei 62 hinanreichenden Blockwerkes von aufgearbeitetem Gestein mit mikrofossilführendem Zwischenmittel entsprechen die übrigen am SW-Fuß des Pfaffenberges angetroffenen Untersarmatsedimente zum Großteil den erbohrten. So die braungelben, glimmerigen Sande, die bei einer Kanalleitung zirka 60 m nordöstlich der Bohrung zutage kamen. Einer harten Lage nach zu schließen, bogen sich die Schichten mit auflagernden kryoturpaten, quartären Terrassenschottern bei geringer Mächtigkeitszunahme letzterer etwas gegen NE (dem Gebirge zu); ein darüber lagerndes Siltpaket verbreitet sich in der gleichen Richtung, also wahrscheinlich einer bis in jüngere Zeit wirksamen Störung unbekanntem Ausmaßes und einer wahrscheinlich dem Gebirgsrand folgenden Richtung zu. Nach einem weiteren Aufschluß (209) mit gleichem Sediment an einem von der Bohrung südostwärts führenden Weg gelangt man in einen zum Teil verschütteten Steinbruch (665) mit grauem, an Glimmer und kantigen Quarzkörnern reichen, durch zahlreiche Hohlräume herausgelöster, kleiner Molluskenschalen porös erscheinenden Kalk. Die häufigsten Abdrücke und Steinkerne stammen von Ervilien. Kennzeichnend sind auch zahlreiche Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.). Mürbere Lagen führen untersarmatische Mikrofauna. Bei guter Bankung konnte ein Einfallen

von 170/20° festgestellt werden, das sich auf die Anlagerung an den südlichsten Ausläufer des Pfaffenberges zurückführen läßt.

Von den Sarmatüberlagerungen in den Leithakalksteinbrüchen des Sattels östlich des Pfaffenberges ist Untersarmat mikrofaunistisch nur als Umlagerung in einer mittel- oder obersarmatischen, dünn-schichtigen Mergel-Kalkfolge an der nordwestlichen Seite des Steinbruches mit Ziffer 61 vertreten. Diese öfter beobachtbare Erscheinung weist auf randliche Aufarbeitung und teilweise Abtragung des Untersarmat im jüngeren Sarmat hin.

Eine sehr kennzeichnende, besonders an Steilküsten verbreitete Fazies stellen dunkelgraubraune, harte und spröde Riffkalke dar, an deren Bildung besonders die flächigen Bryozoenkolonien von *Cryptosula terebrata* (SINZ.), die Serpelart *Hydroides pectinata* (PHIL.) mit ihren regellos das Gestein durchziehenden Röhren und bestimmte Algengruppen beteiligt waren. Von den Mollusken gehörten vor allem Modiolen, Cardien und Trochiden dieser Riffgemeinschaft an. Oft sind die Strukturen der Bryozoen nur mehr schwer erkennbar und es liegt nur dunkler, kompakter Kalk vor. Stellenweise kann er auch klastische Küstenkomponenten enthalten.

Vorkommen dieser Riffkalke finden sich über dem Leithakalk zwischen den zwei westlichsten Steinbrüchen im Sattel (51, 300 m SH.), weiters am Ostabhang des Pfaffenberges, zirka 100 m östlich der Kote 327 (315 m SH.) und am Nordfuß desselben (214, 190 m SH.), anscheinend auch über Leithakalk.

Wo der südöstlichste Ausläufer des Hexenberges an die Straße Deutsch-Altenburg—Hundsheim bei Kote 210 heranreicht, überdeckt der Bryozoenkalk den mesozoischen Kalk ohne Tortonunterlagerung (73). Das gleiche gilt für den größten Teil des Vorkommens, das sich in 240—270 m SH. entlang des Südostabfalles des Hexenberges dahinzieht (222). Einzelne Reste des Kalkes kleben auch darüber.

Auch am Spitzer Berg haften untersarmatische Bryozoenkalke in 200—210 m Höhe direkt auf dem mesozoischen Kalk des schmalen Westabhanges, höher reichen sie in einzelnen, zum Teil fossilreicheren Vorkommen auf der Südseite (561).

b) Mittelsarmat (*Elphidium-hauerinum*-Zone) und Obersarmat (*Nonion-granosum*-Zone)

b 1) Randfernere Fazies

In an die Hainburger Berge anschließenden Beckengebieten und im Bereich der Brucker Pforte folgen über dem Untersarmat Schichten mit einer meist armen und kleinwüchsigen Fauna. Nach oben zu fehlt mangels Hervortreten der faunistischen Unterschiede — *Elphidium hauerinum* ORB. scheint zwar in einzelnen Proben gehäuft, sonst jedoch nur sehr unregelmäßig auf — eine deutliche Abgrenzung zum Obersarmat.

Nach Bohrungen tritt die Mächtigkeit des Mittelsarmat gegenüber der des Obersarmat zurück. Im untersuchten Gebiet kommt jedoch fast nur Mittelsarmat zutage.

Die wichtigsten Aufschlüsse sind längs des Donauabfalles östlich und westlich Petronell zu verfolgen (17, 20, 4, 5, 7, 10). Hauptsächlich trifft man auf graue, dunkle Tonmergel, an Schichtflächen hin und wieder mit

Blattresten. Bei Ziffer 5 sind sie in einem 30—40 m langen, 2—3 m hohen Abbruch unter braunem Terrassenschotter und Mauerresten aus der Römerzeit erschlossen. Eine dünne, Muschelsplitter führende Lage zeigt leichtes Westfallen. Bei Ziffer 10 kommen neben dem Tonmergel auch gelbe, feinkörnige Sande vor. Höhere Proben besitzen bereits obersarmatisches Gepräge.

Handbohrungen, durchgeführt in der Delle, die von Deutsch-Altenburg südwärts verläuft, erbrachten an den Punkten 652—656, 659, 594—596 grünlichgraue, bräunliche Tonmergel mit armer, kleinwüchsiger zum Teil als mittelsarmatisch erkennbarer Mikrofauna. Mehrere Anzeichen deuten auf Süßwassereinfluß hin.

Die Gesamtmächtigkeit des Mittel- und Obersarmat beträgt in den CF-Bohrungen westlich der Hainburger Berge 68—78 m, im Pfortenbereich 38—47 m und östlich der Schwelle steigt sie wieder, wie CF Pa 10 zeigt, auf 75 m an (Profile 2, 6, 7, Tafel 20). CF Pa 9 verblieb nach 22 m, CF Pa 5 nach 42 m unter Pannon im Sarmat. In den Bohrungen CF Pa 10 und CF Pa 11 liegt Mittel- und Obersarmat auf tortonem Leithakalk.

b 2) Randnahe Fazies

Nur an wenigen Stellen spricht das Auftreten von *Elphidium hauerinum* (ORB.) für ein Vorhandensein von Mittelsarmat am Rand, so in der Sarmatüberlagerung im Nordwestteil des Steinbruches 61 im Sattel östlich des Pfaffenberges. Es handelt sich um eine in einer breiten Tasche lagernden, geringmächtigen Mergel-Kalkfolge, an der Basis mit einer dünnen Mergelfuge und mit einer Bank detritären Kalkes, zum überwiegenden Teil bestehend aus umgelagerten tortonischen Bryozoen. Eine breite Spalte im Leithakalk endet ungefähr an der Grenze zum Sarmat. Auftretende obersarmatische Faunenelemente lassen aber auch eine Umlagerung von Mittelsarmat erwägen (Tafel 23). Es ist durchaus möglich, daß auch an anderen Stellen in kalkigen oder klastischen Sarmatsedimenten diese Zone zumindest in Form von Umlagerungen steckt (71, 74).

Große Verbreitung besitzt das Obersarmat, das sich nicht nur an den äußeren Küstenstrichen der Berggruppe findet, sondern auch bis ins Innere über vortertiäres Gebirge transgrediert und dabei eine Höhe bis über 410 m erreicht.

Im Sattel östlich des Pfaffenberges und an den Abhängen des Hundsheimer Berges und Hexenberges ist Obersarmat zum Großteil klastisch, seltener kalkig entwickelt. Beiderseits der Hundsheimer Senke treten biogene Kalke in den Vordergrund, ebenso inmitten des Hainburg—Wolfsthaler Granitmassives, wo es auch zur Bildung von Kalkoolithen kam.

1. Sattel östlich des Pfaffenberges

Neben der oben angeführten vermutlich mittelsarmatischen Tasche über dem Leithakalk an der Nordwestseite des Steinbruches mit Ziffer 61 ist eine weitere sarmatische Taschenbildung an der Westseite desselben Aufschlusses zu beobachten. Mergeliges Material in Klüften in und an der Grenzfläche zum Sarmat enthielt obersarmatische Mikrofauna (61 h). Das Sarmat selbst, das nur bei näherer Betrachtung vom Leithakalk zu trennen ist, liegt in Form einer massigen Brekzie mit eckigen, kleineren und einigen

wohlgerundeten, größeren Bestandteilen von mesozoischem Kalk vor. Bindemittel ist brauner, fossilereer Kalk. Herausgelöste Bestandteile geben der Brekzie zum Teil zelliges Aussehen.

Im östlichsten der großen Steinbrüche im Sattel (78) liegen über dem mitteltortonen Leithakalk in 6 m Mächtigkeit horizontal gelagerte Grob- bis Feinkonglomerate, gut gebankt durch weichere, dünnere kalksandige und mergelige Zwischenlagen (Abb. 3) mit oberarmatischer Mikrofauna

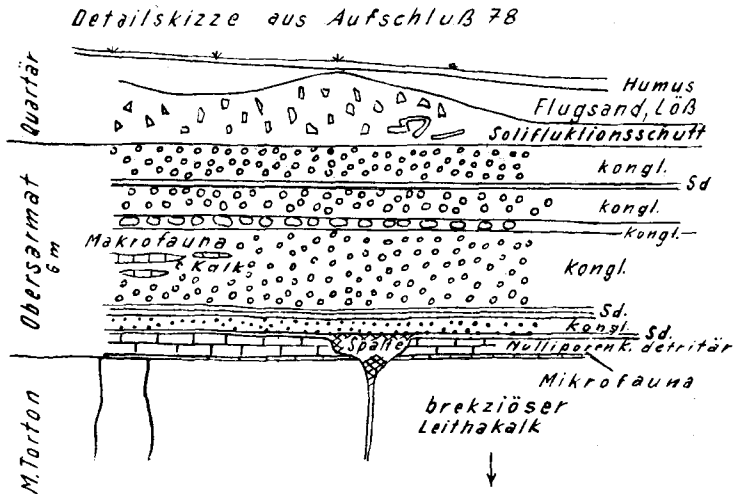


Abb. 3

(Tafel 23). Kennzeichnend für die Konglomerate sind die wohlgerundeten, lagenweise besonders großen Komponenten ausschließlich des benachbarten, mesozoischen Kalkes, die häufig aus dem weicheren, braunen fossilereen Kalkbindemittel herausragen. (Diese Beschaffenheit, die alle in der Folge zu beschreibenden oberarmatischen Konglomerate zeigen, läßt sie unschwer von den kalkig-klastischen Sedimenten des Torton unterscheiden.) Kalkreichere Partien im Konglomerat zeigen stellenweise Algenstruktur und führen vereinzelt Nubecularien. Vor allem enthalten sie Steinkerne und Abdrücke einer durch Calliostomen erkennbaren oberarmatischen Molluskenfauna (Tafel 23 — „Obere Ervilienschichten“ nach A. PAPP). Untersarmat fehlt gänzlich. Es wurde hier entweder vor dem Obersarmat abgetragen oder kam wahrscheinlicher nicht mehr so hoch zur Ablagerung. Das Enden der Klüfte an der Unterkante des Obersarmat, von wo ab sie sich nur mehr in unbedeutenden Sprüngen nach oben fortsetzen, könnte auf eine Aufwölbung des Gebirges in einem zwischen Mittelorton und Obersarmat gelegenen Zeitabschnitt zurückzuführen sein.

Zumindest zu einem Teil steckt Obersarmat in dem sich im Gelände unterhalb der großen Tortonsteinbrüche des Sattels ausdehnenden, bereits in Kap. B, 1. b 2) 1. angeführten detritären Kalk, da eine der vielen Proben aus dem mürben Kalk oberarmatische Mikrofauna enthielt (650 a, siehe Tafel 23).

2. Hundsheimerberg—Hexenberg (West-, Nordost- und Südostabhänge)

Über dem zuletzt angeführten Steinbruch haften die obersarmatischen Konglomerate nur mehr in Resten auf den Hängen des mesozoischen Kalkes. Dagegen finden sie sich in ziemlich geschlossener Verbreitung an der westlichen Seite des Hexenberges, wo sie bis zu einer Höhe von 410 m anzutreffen sind. Den Konglomeraten zwischengeschaltet sind stets harte und spröde, graue bis rötliche, poröse Kalke, wahrscheinlich Algen- oder Bryozoenkalke mit nicht mehr erkennbarer Struktur. Selten enthalten sie obersarmatische Fossilien (642). Ein kleiner Aufschluß (71) zeigt Wechsellagerung horizontal geschichteter detritärer Kalke, Konglomerate, rötlicher, spröder Kalke und Mergelbänder mit obersarmatischer Mikrofauna. Ein unmittelbar südlich von diesem gelegener tieferer Aufschluß (71 b) enthält mürben, detritären Leithakalk.

An der Nordostseite des Hundsheimer Berges zieht sich in 410 m Höhe ein horizontaler zirka 500 m langer Streifen klastischer Bildungen den Steilhang entlang. Zumeist bestehen sie aus groben, meist kantigen Blöcken des lokalen Küstengesteins (Quarzit, mesozoischer Kalk, seltener Porphyroid). Nach oben zu gehen sie in Feinkonglomerat über. Wie die meisten Sarmatkonglomerate besitzen sie fossilleres, braunes Kalkbindemittel. Über dem genannten Gestein liegen Blöcke aus bräunlichgrauem, hartem Kalk, mit stellenweise noch erkennbaren Strukturen der bereits aus dem Untersarmat bekannten Bryozoenart *Cryptosula terebrata* (SINZ.). Dünnschliffe zeigen außerdem Algenstrukturen und Knötchen von *Nubecularia novorossica nodula* KARR. u. SINZ. Obersarmatisches Alter ist auch durch eine Molluskenfauna belegt (662).

Am Südostabhang des Hundsheimer Berges und Hexenberges (Steilhang nördlich Hundsheim), liegt nubecularienführendes Obersarmat über dem Torton (74) als geringmächtige Wechsellagerung von Mergel, Konglomerat und Kalk detritärer Natur vor. Ansonsten ist es abgesehen von einem zusammenhängenden Vorkommen nordöstlich oberhalb des genannten Aufschlusses nur mehr in Form von auf der Karte im Detail nicht darstellbaren Resten vorhanden, die meist direkt dem mesozoischen Kalk anhaften und manchmal tiefer, im allgemeinen aber höher als die älteren Sedimente liegen (bis 400 m SH). Diese Reste sind hauptsächlich kalkiger Natur: Lumachelle-Kalke, hellgraue, plattige Kalke mit vereinzelt großen Geröllen von Mesozoikum und graue oder rötliche Bryozoenkalke mit manchmal gut erkennbaren Strukturen von krustenbildenden Bryozoen (hauptsächlich *Schizoporella montifera* ULLR. u. BASSLER), mit Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.), häufig festzustellenden Knötchen von Nubecularien und zahlreichen doppelklappig umwachsenen Modiolen. Rein klastische Vorkommen sind seltener.

3. Randstreifen nördlich und südlich der Hundsheimer Senke

Im Küstengebiet, das angefangen vom Ostabhang des Hexenberges die Nordseite der Hundsheimer Senke entlang zieht, sind keine älteren Sedimente als Sarmat anzutreffen. Das Obersarmat liegt überall direkt dem Kristallin auf (Granit oder Porphyroid). Da dieses weit weniger widerstandsfähig ist als der mesozoische Kalk und zu grusiger Zersetzung neigt, kam es zu keiner Steilküstenbildung, sondern flacher Strand herrschte vor.

Zur Ablagerung gelangten hauptsächlich Kalke, an deren Aufbau zu einem großen Teil Bryozoen, Algen und Mollusken beteiligt waren. An der Basis führen die Kalke reichlich kantige Bestandteile des Kristallins, die zu kalkig verkittetem Kristallingrus angereichert sein können. Häufige Fossilien in diesen Sedimenten sind Pirenellen. Konglomeratlagen mit mesozoischem Kalk und Quarzit weisen auf zeitweise Sedimentation aus dem höhergelegenen westlichen Bereich hin. Die meisten Schichten zeigen eine Hangneigung gegen Süden, also gegen die Hundsheimer Senke.

Reine Bryozoenkalke mit gut erhaltener, schichtiger Struktur, mit Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.) und mit zahlreichen doppelschalig umwachsenen Modiolen stehen am Abfall des Plateaus, östlich und westlich der Kote 354 an (102 und 105). Nach C. A. BOBIES handelt es sich bei den Bryozoen um die Art *Schizoporella montifera* ULLR. u. BASSLER, die nach V. P. KOLESNIKOW im Schwarzmeerbereich im Bessarab (= Mactraschichten und Verarmungszone nach A. PAPP, 1955) riffbildend ist. Abgesehen von dieser Feststellung legt eine aus dem Verwitterungsmaterial der Bryozoenkalke entnommene Mikroprobe eine Zuordnung zum Obersarmat nahe. Ein Streifen ähnlichen Kalkes, nur verunreinigt durch Quarzit und Porphyroidbestandteile und reich an Pirenellen und Cardien zieht sich auf der Anhöhe der Wasserscheide westlich des Weges Hundsheim—Hainburg den Ostabhang des Hexenberges entlang.

Eine etwas andere Art von Sedimenten, die wahrscheinlich auch höhere Anteile des Obersarmat vertritt, schließt der bereits aus der Literatur (T. FUCHS, 1868, F. TOULA, 1886) bekannte Steinbruch (109) östlich des die Wasserscheide hinanführenden Weges Hundsheim—Hainburg auf: graue, meist bräunlich verfärbte, mürbe, poröse Kalke mit zahlreichen Abdrücken und Steinkernen von Bivalven und mit unzähligen Hohlräumen herausgelöster Bivalvenschalen, die zu einer Art Lumachelle zusammengeschwemmt waren. Sie entstammen hauptsächlich den Gattungen *Modiolus*, *Cardium*, *Ervillea* usw. Stellenweise ist der Kalk reich an knotenförmigen Nubecularien. Seltener sind knollige Bryozoenkolonien zu finden (westlicher Teil unten). Hin und wieder schalten sich dem Kalk konglomeratische Lagen mit gut gerundeten Komponenten mesozoischen Kalkes und Fugen gelben Mergels mit sehr individuenreicher Mikrofauna dazwischen. Die Lagerung der Schichten ist sehr unstet. Immer wieder keilen Lagen aus oder werden erosiv abgeschnitten. Ihr Einfallen ist unregelmäßig, verschieden steil, im allgemeinen gegen SE gerichtet; am südöstlichen Ende beträgt es 140/17°. Es handelt sich hier um ein wechselnd ablagernden und aufarbeitenden Bedingungen unterworfenen Küstensediment. Einige Bedeutung erlangt dieser Steinbruch durch die Feststellung einer Überlagerung des Obersarmats durch Unterpannon. Die Grenze ist schwer erkennbar, da im Pannon so reichlich Umlagerungen an Sedimenten und Fossilien aus dem Sarmat vorliegen, daß kaum ein Unterschied zu dem an sich schon mürben, echten Sarmat zu erkennen ist. Auch die unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse sind gemeinsam. Die Grenze ergibt sich nur durch das Auftreten pannoner Faunenelemente.

Die im Steinbruch vorliegende Beschaffenheit des Obersarmat läßt sich auch an anderen Stellen der Abhänge des Plateaus mit der Kote 354 finden. Der Südbahng ist stark von Schutt und Löß verhüllt. Außer im Steinbruch findet sich Anstehendes nur auf dem Fußweg Hundsheim—

Hainburg gegen die Anhöhe zu in Form kalkig-klastischer Gesteine mit Nubecularien und Molluskenabdrücken und in einem 10 m langen, 3 m hohen Aufschluß (120) mit hellen nubecularienreichen Kalken und zum Großteil aus mesozoischem Kalk bestehenden Konglomeratlagen, der im Obersarmat verbreiteten Art. Platten dieser Gesteine und gelegentlich anstehende obersarmatische Mergel lassen sich in einem langen Streifen längs des Waldrandes, der die Hundsheimer Senke nach N begrenzt, weit nach SE verfolgen. Im östlichsten Teil dieses Streifens liegen im Wald alte Pingen (173, SH zirka 300 m) mit horizontal gebankten, bräunlich-grauen, harten, kompakten Kalken und mit reicher Obersarmatfauna (Calliostomen, zahlreiche doppelklappig umwachsene Exemplare von *Irus vitalianus* ORB. und Modiolen). Ein Dünnschliff dieser Kalke zeigt, daß sie zur Hauptsache aus Bryozoen und Algen mit zahlreichen eingebetteten Knötchen von *Nubecularia novorossica nodula* KARR. u. SINZ. bestehen. Weiter nach Osten zu fehlt das Sarmat.

Einen Großteil der Nordseite des Spitzer Berges nehmen denen am N-Rand der Senke ähnliche, biogene, gelegentlich ebenfalls an Einschlüssen des Küstengesteins reiche Kalke ein. Ihre Entstehung ist wieder Bryozoen, Algen, Serpeln, Mollusken und Nubecularien zu verdanken. Stellenweise (233) bestehen Gesteinspartien fast nur aus Steinkernen und Abdrücken von Modiolen, Cardien und Exemplaren der obersarmatischen Varietät von *Irus vitalianus* (ORB.). Calliostomen weisen auf „Obere Ervilien-schichten“ nach A. PAPP hin. Die Schichten, die stets direkt dem Mesozoikum auflagern, sind leicht gegen die Senke geneigt. Wie an der Nordseite der Hundsheimer Senke endet das Sarmat gegen Osten zu.

4. Gebiet um Wolfsthal („Herrschaftssteinbrüche“, Teichberg, Donaudurchbruch)

Den hier anzuführenden Sedimenten gemeinsam ist ihre isolierte Lage unmittelbar über dem Granit des Hainburg-Wolfsthaler Massivs, die kalkig-oolithische, an Granitgrus reiche Ausbildung und ihr Reichtum an einer charakteristischen Fossilgesellschaftung.

Das größte Vorkommen liegt südwestlich Wolfsthal, wo Kalkoolithe an den Abhängen eines jungen Plateaus zutage treten und in den Herrschaftssteinbrüchen (136) aufgeschlossen sind. Diese drei direkt nebeneinander liegenden, aufgelassenen Steinbrüche zeigen bis zu 3 m mächtige Bänke hellen, lagenweise an Granitgrus reichen Oolithes mit schichtweise ange-reicherter obersarmatischer Molluskenfauna und reicher Mikrofauna in mürberen Lagen. Im größten der drei Steinbrüche schalten sich, gebunden an eine 3 m mächtige Oolithbank, Riffpartien von Kalkalgen und der stockbildenden Foraminiferenart *Nubecularia caespitosa* STEINM. (E. KAMPTNER, 1942) dazwischen. Häufig werden von den Riffbildnern Bivalven, besonders doppelklappige Modiolen, eingeschlossen. Die Schichten in diesem zirka 15 m hohen Steinbruch liegen horizontal, während sie in einem 120 m westlich gelegenen Steinbruch (137) 2° gegen S geneigt sind. Die Auflagerung des Oolithes auf Granit ist auf einem Weg, der von Wolfsthal kommend auf das Plateau im Südwesten führt, ersichtlich.

Die Anhöhe des Teichberges (Kote 304) trägt eine Kappe von Obersarmat in Form eines hellgrauen, oolithischen, stellenweise graubraunen,

dichten Kalkes mit obersarmatischer Fauna (636), darunter zahlreichen Miliolinen.

Von den Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft, die zur Untersuchung der Felssohle des Donaubettes durchgeführt wurden, erbohrten W, B 3, W, B 5, W, B 6a, W, B 12 und W, B 25 unter durchschnittlich 12 m quartären Donauablagerungen Obersarmat. Davon trafen W, B 3, W, B 5 und W, B 6 a dieselben Schichten wie sie in den Herrschaftssteinbrüchen aufgeschlossen sind. In Bohrung W, B 12 wurde kein Oolith, sondern ein lagenweise fossilreicher, grünlicher, kalkig verfestigter Granitgrus bzw. kompakter Kalk mit granitischen Einschlüssen angetroffen. Bei W, B 25 liegt nur mittel- bis feinkörniger Sand (meist gerundete Quarzkörner) mit kleinen Erviliensplittern vor.

Die im Osten benachbarten Bohrungen trafen auf Granit (W, B 7, W, B 8 bis 11), die Bohrungen im Westen davon (W, B 24, W, B 23, W, B 22) erbohrten kaolinisierten Granitgrus bzw. Mylonit.

3. Pannon

a) Unterpannon und tiefes Mittelpannon (Zonen B—D) (Randferne und randnahe Fazies)

Besonders im südlicheren Teil des untersuchten Gebietes nimmt das Pannon eine beträchtliche Fläche ein, während es in den nördlichen Anteilen und nach den vorliegenden Kartierungen im benachbarten Bereich nördlich der Donau fehlt. Vor allem aus Gründen der Abgrenzung und im Hinblick auf die Mikrofauna wird die Schichtgruppe B—D in einen tieferen und einen höheren Anteil gegliedert. Der tiefere enthält Zone B und die derselben nahestehende untere Zone C, der höhere die meist fossilarme höhere Zone C und Zone D.

I. Tiefere Schichtgruppe (B, tieferes C)

Die Zonen B, tieferes C treten obertags nur in einzelnen Vorkommen hauptsächlich am Nordrand der Hundsheimer Senke zutage.

In dem in Kap. B, 2, b 2) 3, angeführten Steinbruch (109) liegen über dem Obersarmat von diesem fast nicht zu unterscheidende, mürbe, poröse, oft plattige, bräunliche Kalke mit gegen oben zu sich mehrenden Konglomerateinschaltungen, bestehend aus groben Komponenten von überwiegend mesozoischem Kalk, seltener anderen Lokalkomponenten und von mürbem, porösen Kalk als Bindemittel. Eine Mergellage bildet durch das Auftreten von Pannonostracoden (Tafel 24) den untersten Anhaltspunkt für pannones Alter. Die Schichten führen häufig *Melanopsis impressa* (KRAUSS) und *Congeria soceni soceni* JEK. neben unzähligen umgelagerten sarmatischen Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden, die bei Fehlen des Pannon Sarmat vortäuschen könnten.

Ähnliche Verhältnisse liegen an einem Wegeinschnitt nördlich des Kreuzjoches (116) und an einer Stelle am westlichen Nordhang des Spitzer Berges (200) vor, wo in zirka 240 m SH eine Konglomeratbank mit mesozoischen Kalkkomponenten, seltener Quarzstücken und hin und wieder mit großen, gerundeten Blöcken von sarmatischem Bryozoenkalk ansteht.

An beiden Stellen kamen *Melanopsis impressa* (KRAUSS) und *Congeria soceni soceni* JĚK. neben der sarmatischen Molluskenfauna und zum Teil auch zusammen mit Nubecularien vor.

Sichere Zone B findet sich in Form von Lesesteinen eines an granitischen Bestandteilen reichen Kalkes mit Abdrücken von *Congeria ornithopsis* BR. und *Melanopsis impressa* KRAUSS bei 644 nordöstlich Hundsheim. Weißgelber, kreidiger Mergel in unmittelbarer Nähe führte eine für tieferes Unterpannon sprechende Fauna. An wenigen verstreuten Punkten am Nordrand der Hundsheimer Senke fand sich eine ähnliche Fauna (111, 164, 501). Die Verteilung derselben spricht für eine unregelmäßige Überlappung der Schichtgruppe durch höhere Zonen.

Im randferneren Bereich wurde diese Schichtgruppe am Erosionsrand der Petronell—Prellenkirchner Terrasse südlich Petronell und nordwestlich Hollern sowie im Dellenbereich derselben Terrasse südlich Hundsheim in Form von Tonmergeln, seltener von Sanden vorgefunden (630—633 a, 552, 657, 658).

II. Höhere Schichtgruppe (höheres C, D)

1. Senke von Hundsheim—Edelstal

Im ausgedehnten Ackergebiet des Bereiches östlich von Hundsheim („Oberfeld, Mitterfeld“), auf Wegen am Ostrand der „Neurißäcker“ und im Waldgebiet des „Kuchelmais“ kommen allenthalben, graue, grünliche, bräunlichgraue und gelbgraue plastische Tonmergel zutage, von denen besonders die des „Oberfeldes“ und „Mitterfeldes“ sehr fossilarm sind. Neben den vorliegenden Ostracoden spricht dieser Umstand nach K. KOLLMANN, 1959, für höhere Zone C. Kennzeichnend ist der Gehalt des Schlämmrückstandes an limonitisierten Pyritwürfeln. Fossilreicher sind die Proben der „Neurissäcker“, der „Kuchelmais“, die jedoch meist auch höheres C darstellen. Sande sind seltener. An etlichen Stellen jedoch, wo der Tonmergel zutage tritt, liegen verstreut auch vereinzelt lose Stücke von Sandsteinen und feinkörnigen bzw. feinkonglomeratischen Kalken mit Molluskenabdrücken. Inmitten dieser Gebiete treten vereinzelt Vorkommen auf, deren Ostracodenfauna bereits ein der Zone D entsprechendes Gepräge hat.

Zusammenhängendere Vorkommen von Zone D liegen um den „Steinriegel“ (Kote 287) und östlich davon. Diese Ablagerungen unterscheiden sich von den obigen westlicheren durch lebhafteren Wechsel von teils feinsandigen, gelbbraunen bis braunen und grünlichgrauen Tonmergeln mit feinkörnigen Sanden und plattigen Sandsteinen von brauner, manchmal auch rötlicher und violetter Farbe und gelegentlichem Reichtum an hellem Glimmer (Anklänge an das Oberpannon). Makrofauna liegt nur von wenigen Punkten vor. Die Mikroproben waren teils ostracodenführend, teils fossil-leer. Einige Faunen zeigen bereits starke Anklänge an Zone E (z. B. Probe 250). Derartige Sedimente stehen unter anderem in einem Hohlweg bei 186 (zirka 300 m SH.) an. An den Schichtflächen der leicht gegen Osten geneigten Sandsteinplatten sind häufig Rippelmarken, zahlreiche regellos verlaufende Wurmkrichspuren, Trockenrisse, seltener Blattabdrücke und Skulptursteinkerne von Limnocardien (s. Tafel 24) zu beobachten. Mikroproben erwiesen sich als fossillere. Reichlichere gleiche Makrofauna und

eine eher für Zone D als Zone E sprechende Mikrofauna enthielten ähnliche Sedimente bei 346 (Kote 259). Die in diesen Schichten vorhandenen Hinweise auf Seichtwasserverhältnisse erlangen Bedeutung bei Vergleichen hinsichtlich der Wasserbedeckung in Pannon, Sarmat und Torton.

Aus der Verteilung der Sedimente des Unterpannon und tieferen Mittelpannon in der Hundsheimer Senke geht hervor, daß gegen Osten zu immer jüngere Schichten einsetzen und zwar im S in einer topographisch tiefer gelegenen Position und früher als im N. Dieses Einsetzen geht nicht mit scharfer Grenze vor sich, sondern allem Anschein nach in Form von unregelmäßigen, zum Teil bereits isolierten Lappen. (Die gleiche Erscheinung tritt mit Einsetzen des Oberpannon auf.)

Zum Unterschied von den meist lockereren, mergeligen und sandigen Ablagerungen im Inneren der Senke liegen die Sedimente am unmittelbaren Rand derselben meist verfestigt vor. Da ein großer Teil dieser lithologisch den in den Tonmergeln der Senke E bzw SE von Hundsheim nur zwischen-geschalteten kalkig-klastischen Partien entspricht, sei vorerst eine Charakteristik derselben gegeben; hiefür wird als typisches Vorkommen dasjenige bei 197 unmittelbar südöstlich Hundsheim herangezogen, das aus gehäuft zutage tretenden großen Gesteinsblöcken auf den Feldern besteht. Es handelt sich um durch ihr braun und schwarz gesprenkeltes Aussehen charakteristische Konglomerate bzw. Brekzien mit mittel- bis grobkörnigen Lokalkomponenten von hauptsächlich mesozoischem Kalk und Granit (Quarz), meist eckig und kantengerundet, seltener gerundet und mit reichem grauen und graubraunen, kalkigen Bindemittel. Das Sediment enthält meist Abdrücke und Steinkerne von Melanopsiden, Congerien und Limnocardien (s. Tafel 24). Diese Fauna scheint in allen Sedimenten dieser Art auf und wurde in den Abschnitt höheres Unterpannon—tieferes Mittelpannon gestellt. Derartige Ablagerungen bedecken auf dem Plateau mit der Kote 354 nordöstlich Hundsheim das Obersarmat in geringer Mächtigkeit. Aufgeschlossen sind sie in einer alten Pingbe bei 646, ansonsten liegen sie nur in losen Platten vor. Am Südrand der Senke in der Nähe des ehemaligen Spitzer Kreuzes sind die gleichen Sedimente in alten, verwachsenen Pingbe (232) anzutreffen, ebenso am westlichen Ortsende von Edelstal an einer Wegkreuzung (419), hier jedoch fossilreicher und mit mehr Granitkomponenten (ehemaliges Granitufer in der Nähe?). Die Schichten fallen hier 070/05°. Ein nahe anstehender Tonmergel enthielt Ostracoden der Zone D. Auf einem Waldweg, der den Steinberg hinaufführt (237) steht gleiches Gestein, hier jedoch mit Rippelmarken und Wurmkrichspuren an den Schichtflächen, an. Unterlagernder, gelber Mergel führte wieder Mikrofauna der Zone D. Konglomeratischer, zelliger Kalk, wie er noch näher beschrieben wird, liegt in Blöcken südlich 419. Nochmals zum Nordrand zurückkehrend sei der transgressive Charakter der Schichtgruppen C—D an einigen Vorkommen dieser Zone auf dem Plateau östlich des „Wangheimer Waldes“ (155) und südwestlich bzw. südöstlich davon (171, 296) aufgezeigt. Bei 155 liegen über dem Granit bräunliche, mittel- bis grobkörnige mürbe Sandsteine ausschließlich bestehend aus kalkig verbundenem Granitgrus mit zahlreichen Abdrücken von Brotia, Melanopsiden, Congerien und Limnocardien (Tafel 24). Ähnliche Sedimente mit gleicher Makro- und reicher Mikrofauna (höhere Zone C) sind in einem etwa 2 m tiefen Hohlweg (171) aufgeschlossen. Als lose Stücke wurden sie bei 296 gefunden. Gegen Osten

zu wurde kein Unter- oder Mittelpannon am Nordrand der Senke nachgewiesen. Oberpannon tritt an deren Stelle unmittelbar an den Granit heran.

2. Bereich des südlichen Spitzer Berges

Längs des Südfußes des Spitzer Berges liegt das Pannon der Zonen C und D hauptsächlich in mergel-sandiger Fazies vor. Im westlicheren Teil zeigen an mehreren Stellen umherliegende, lose Platten von Sandstein wie er bei 232 vorkommt, darunter anstehendes Pannon an. Etwas hangaufwärts (542) treten gelber und grünlichbrauner, mikrofossilführender Mergel sowie braungraue, stellenweise plattig verfestigte Sande zutage.

Am Südatnachhang des Spitzer Berges selbst liegen die Sedimente hauptsächlich verfestigt in Form von schmutzigbraunen, meist plattigen, feinsandigen Kalken bzw. kalkigen Feinsandsteinen mit geringem Gehalt an Glimmer und ebenfalls braunen, konglomeratischen oder brekziösen Kalken mit Komponenten mesozoischen Kalkes, seltener Granitbestandteilen vor. Durch zahlreiche herausgelöste Komponenten erhält der Kalk oft zellige Struktur. Ausgesprochen grobklastische Bildungen wie im Torton oder Sarmat fehlen. Besonders im westlichen Abschnitt des Südatnachfalles haften die Pannonsedimente in verschieden großen Flecken meist direkt am mesozoischen Kalk oder füllen karstartige Vertiefungen aus (gut ersichtlich in einem während des Krieges angelegten, bis 280 m reichenden Laufgraben). Stellenweise trifft man pannone Anlagerungen an Mesozoikum auch unterhalb der Ablagerungshöhe von Torton und Sarmat, wodurch Erosion vor ihrer Ablagerung wahrscheinlich wird. Die höchsten Vorkommen reichen bis 280—290 m, bis zu welcher Höhe auch die sehr spärliche, für Zone D sprechende Makrofossilführung reicht (s. bei 562, 564, 565 in Tafel 24). Bemerkenswert ist die Sedimentbeschaffenheit im untersten Teil des erwähnten Laufgrabens und Umgebung (444), wo grober Sandstein (Schichtneigung 215/15°) fast ausschließlich aus ungerundeten, grüßartigen Granitbestandteilen in brauner, kalkiger Verkittung besteht. Da infolge der von Wolfsthaler Granitmassiv abgewandten Lage des Sedimentes dieses kaum als Lieferant in Frage kommt, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß im Osten eine Granitaufragung bestanden hat, die die westlich anschließenden Gebiete mit Sedimentmaterial belieferte und die im Zuge der Absenkung des östlichen Bereiches während des Oberpannon in die Tiefe versank.

Entlang der weiteren, ostwärts verlaufenden Grenzlinie zwischen mesozoischem Kalk und Pannon sind Brekzien und Konglomerate der bereits beschriebenen Art zu verfolgen. Bei 421 fanden sich reichlich Makrofossilien zu einer Art versteinertes Lumachelle zusammengeschwemmt. Diese Fauna und eine aus benachbart anstehenden, gelben Mergeln gewonnene Mikrofauna sprechen wieder für Zone D (Tafel 24).

An den darunter liegenden Abhängen überwiegen in diesem östlicheren Teil u. a. aufgeschlossen in drei den Bergrücken hinanführenden Hohlwegen braune Feinsandsteine, manchmal mit konglomeratischen Lagen (Komponenten: mesozoischer Kalk, seltener Quarz). Kennzeichnend sind Limonitknöten und zuweilen riesige laibförmige Sandkongkretionen. Das Gestein führt mäßig Abdrücke von großen Limnocardien (*ex gr. schedelium*) seltener Congerien und Melanopsiden. An den Schichtflächen sind

nicht selten Kriechspuren und Rippelmarken festzustellen (tiefstgelegenes Auftreten derselben bei zirka 200 m SH.). Die Schichten liegen im allgemeinen horizontal bzw. sind hanggeneigt und werden meist von quartärem Schutt oder Sandlössen bzw. Flugsand überlagert. Im unteren Teil der zwei östlicheren Hohlwege (439 und 424 — echte Zone D) beginnt mergelige Fazies. Gegen Osten liegen nur mehr lose, teilweise fossilführende Platten der genannten Gesteine vor, die zum Teil bereits eine Aufarbeitung durch Oberpannon darstellen (413 a).

Erwähnenswert ist eine Pinge zirka 30 m östlich der Kote 286 des Steinbergs, wo Spalten und Taschen im Mesozoikum durch braunen, feinkörnigen Sand ausgefüllt sind, in dem zahlreiche, leicht zerfallende Knochenreste und -splitter eingebettet sind.

3. Erosionsrand an der Petronell—Prellenkirchner Terrasse zwischen der Gegend nördlich Hollern und Deutsch-Haslau sowie nördlich Prellenkirchen

Im Anschluß an die Zonen B und tieferes C am Erosionsrand der Terrasse zur Leitha folgt gegen Osten zu höhere Zone C (627, 626) und eine sehr eindeutige, ziemlich mächtige Zone D (625—622, 612—607) in Form von grünlichen und bräunlichgrauen Tonmergeln, seltener gelben, sandigen Mergeln oder Sanden. Teile dieser Sedimente entsprechen bereits petrographisch denen der Hundsheimer Senke oder des Spitzer Berges. Der wichtigste Aufschluß, eine Schottergrube (607), befindet sich östlich der Straße Deutsch-Haslau—Prellenkirchen, knapp bevor diese die Terrassenoberfläche erreicht. Der Sockel der Schotter besteht aus grauen und braunen, limonitisch gefärbten, feinkörnigen Sanden, in denen kalkig verfestigte, große, konkretionäre Absonderungen liegen. Diese führen zahlreiche Limnocardien der Gruppe *L. böckhi-schedelianum*. Das Sediment gleicht in Ausbildung und Fauna dem in den drei erwähnten Hohlwegen am Südhang des Spitzer Berges aufgeschlossenen. Der unter dem Sand liegende gelbgraue Mergel enthielt eine Ostracodenfauna der Zone D. Tonmergel der höheren Zone C (589) und der Zone D (591—592) liegt nördlich Prellenkirchen vor (Tafel 24).

4. Seichtbohrungen im Wiener Becken, der Brucker Pforte und der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Über Verbreitung und Mächtigkeit des Unter- und Mittelpannon geben zahlreiche CF-Bohrungen Aufschluß. Die Obersarmat-Unterpannon-Grenze verläuft zwischen Petronell und CF P 4 in Richtung WNW und schwenkt erst weiter westlich nach N um. Genannte Bohrung durchfuhr als nördlichste das Unterpannon in 22 m Mächtigkeit. Die südlicher folgenden Bohrungen westlich der Schwelle der Brucker Pforte begannen alle nach dem Quartär im Unterpannon und tieferen Mittelpannon und durchfuhren beides in verschiedenen, maximal 65 m betragenden Mächtigkeiten (CF P 9, CF P 10). In CF P 11 (nördlicher Pfortenbereich) erreichte sie 59 m; in der Brunnenbohrung der Bundessportschule Spitzer Berg sicher 40 m, wahrscheinlich jedoch mehr (genauere Angaben wegen zu großer Intervalle bei der Probenentnahme nicht möglich). In den Bohrungen CF Pa 16, CF Pa 11 und CF Pa 10 (Pfortenbereich) liegt nach Arbeiten der ÖMV. (Dr. K. TURNOVSKY) über zirka 33 m mächtigem Unterpannon Mittelpannon (tieferer Teil) in zirka 58 m Mächtigkeit. Östlich der Pforte ist

eine Mächtigkeitzunahme des gesamten unter- und mittelpannonen Schichtpaketes bei Einsetzen von *Limnocardium carnuntinum* (PARTSCH) festzustellen, die aber verglichen zu der des Oberpannon nicht sehr groß ist (Profile 6, 7, Tafel 20).

b) Höheres Mittelpannon (Zone E)

In den Seichtbohrungen östlich der Brucker Pforte wurde bereits Zone E beobachtet. Mit diesem Schichtglied dürfte sich schon im höheren Mittelpannon die verstärkte Absenkung im Oberpannon ankünden. Im angrenzenden Bereich des Wiener Beckens setzt Zone E erst weiter im Beckeninneren ein. Im Gebiet der Hainburger Berge liegen zwar Anklänge an diese Zone vor, doch ist sie selbst nicht nachgewiesen.

c) Oberpannon

Das Oberpannon ist ausschließlich auf den südöstlichen Abschnitt der Hainburger Berge beschränkt, wo es den Ostteil der Senke von Hundsheim—Edelstal, des Steinbergs und dessen östlich und südöstlich vorgelagerte, hügelige Niederung einnimmt. In der Brucker Pforte findet es seine östliche Begrenzung längs der Linie Prellenkirchen—Deutsch-Haslau und südwestwärts.

An den Rändern transgrediert Oberpannon über vortertiäre Gesteine. Die Sedimente sind lebhaft wechsellagernde Feinsande und Tonmergel, die durch ihre bunten Farben, durch ihren reichen Gehalt an hellem Glimmer und durch ihren Mangel an Fossilien gekennzeichnet sind. In den Niederungen liegen sie in loser, am Rande (Ostteil des Steinberges) teilweise in verfestigter Form vor. Grobklastische Küstensedimente sind selten. Einschaltungen von Schotterhorizonten wurden nirgends beobachtet.

Für eine genaue Zuordnung zu den bestehenden Pannonzonen fehlen zwar konkrete stratigraphische Anhaltspunkte; es dürfte jedoch, wie auch Seichtbohrungen zeigen, die nach A. PAPP (1951) nicht nur im Wiener Becken, sondern auch im ganzen mittleren Donaubecken regressive Serie (Zone F) auszuschließen und die transgressiven Zonen G und H („obere blaue“ und „gelbe“ Serie nach K. FRIEDL (1948) in Betracht zu ziehen sein.

Vier Steinbrüche im Osten des Steinberges geben einen anschaulichen Querschnitt über Sedimente und Lagerungsverhältnisse im Oberpannon (190—193). Die feinkörnigen, braunen, manchmal violett und rötlich getönten, aber auch weißen glimmerreichen Sande oder Sandsteine und ähnlich gefärbte, ebenfalls hellglimmerige Mergel bilden zentimeter- bis metermächtige, lose bzw. verfestigte Lagen.

Der an der N-Seite des Höhenrückens gelegene Steinbruch (190, Sohle zirka 230 m SH.) zeigt am deutlichsten die küstennahe, seichtwasserbedingte Lagerung der Sedimente. Ältere Lagen werden von jüngeren diskordant abgeschnitten (Abb. 4), jüngere, unverfestigte Sande lagern in Erosionstaschen verfestigter älterer (Abb. 5) und die Sande und Sandsteine sind häufig kreuzgeschichtet und enthalten stellenweise Mergelschollen aufgearbeiteter, älterer Schichten. Mergelproben erwiesen sich, abgesehen von einigen Splintern von Süßwasserschnecken als fossilleer.

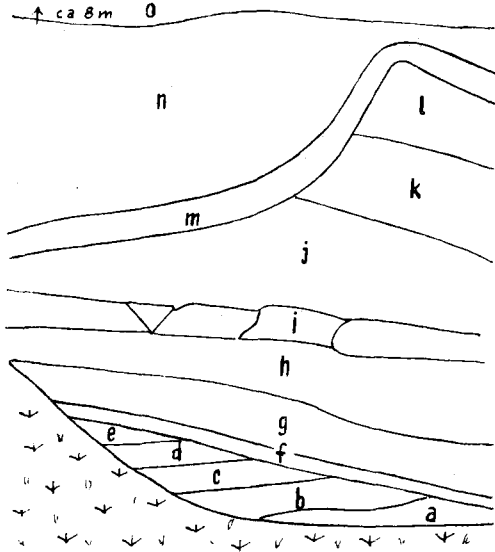


Abb. 4

a—e, g, i, m—o: brauner, feinkörniger, hellglimmeriger Sand und Sandstein, z. T. kreuzgeschichtet;

f: gelbbrauner, fossilreicher Tonmergel;

h, j—l: brauner, feinkörniger, hellglimmeriger Sand mit umgelagerten Tonmergel- und Sandsteinschollen.

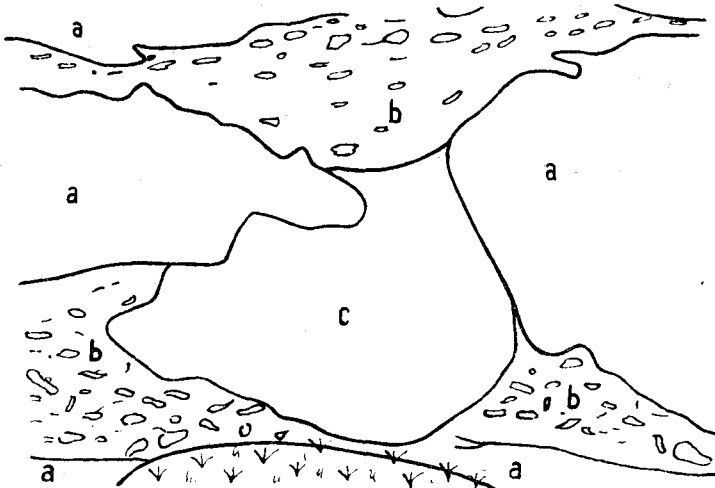


Abb. 5

a: Sandstein, violettbraun;

b: Sand und Sandstein mit umgelagerten gelben Tonmergelschollen;

c: Tasche mit rotbraunem und weißem Sand.

Von den drei an der Südseite des Höhenrückens gelegenen Steinbrüchen zeigt der westlichste (192) die nahe Transgression des Oberpannon auf mesozoischen Kalk durch einzelne, riesige, in das Pannon eingebettete Blöcke des Küstengesteins und durch wenige, mit eckigen Stücken mesozoischen Kalkes angereicherte Lagen. Ausgesprochene Brandungssedimente wie im Torton fehlen. Der Kalk steht in nächster Nähe oberhalb des Aufschlusses an. Im östlichen Teil des Steinbruches neigen sich die Schichten mit gelegentlichen, $120/75^\circ$ fallenden, kleineren Verstellungen gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu, wobei sich immer mehr neu einsetzende Sedimentlagen dazwischenschalten. Diese Erscheinung und die Art der Verstellung lassen auf eine Absenkung während der Sedimentation schließen und die Küstenlinie dürfte hier tektonisch vorgezeichnet gewesen sein. An organischen Resten enthielt das Sediment Pflanzenabdrücke, Splitter von Süßwasserschnecken und an einer Stelle umgelagerte, limonitisierte Pannonostracoden. Der östlich anschließende Steinbruch erschließt neben den beschriebenen Sedimenten einen braunen und bläulichgrauen, gegen oben zu dünnplattigen glimmerreichen Sandstein. An der Nordwand des Steinbruches liegen in hellem Sand limonitisch verfärbte, walzen- und laibförmige, verfestigte Absonderungen (vgl. Kap. B, 3., a), II., 2. und 3.). Der östlich davon gelegene kleinere Steinbruch führt ähnliche Sedimente.

In der Literatur wurden bisher die Steinbrüche als Sarmataufschlüsse gedeutet. Gegen diese Auffassung spricht die petrographische Beschaffenheit, der Fossilmangel und die erwähnten, umgelagerten Pannonostracoden.

Unmittelbar östlich der Steinbrüche kommt wieder eine Aufragung mesozoischen Kalkes zum Vorschein. Ansonsten wird der ganze östliche Teil des Höhenrückens des Steinberges nur mehr von oberpannonen Sanden mit gelben, grauen und graublauen Tonmergelzwischenlagen in der bereits beschriebenen, unregelmäßigen Lagerung bedeckt. Sie stehen vor allem in einigen zur Anhöhe emporführenden Hohlwegen unter teilweise starker Lößbedeckung an (388, 392, 410, 412, 414).

Östlich und südöstlich der Straße Edelstal—Prellenkirchen erstrecken sich diese schon an der Farbe des Ackerbodens kenntlichen, bunten Sande mit blauen oder grauen plastischen Tonmergeleinschaltungen bis zu den der Erosion gegenüber widerstandsfähigeren, morphologisch hervortretenden Terrassenkörpern im Osten. Im Süden läßt sich Oberpannon längs des Erosionsrandes der Prellenkirchner Terrasse verfolgen bis es westlich der oben erwähnten Straße an Unterpannon (höhere Zone C) grenzt. Da Zone D erst etwas weiter westlich folgt, ist eine Erosion derselben vor dem Oberpannon wahrscheinlich. Die hier kartierte Oberpannon-Unterkante liegt genau in der Verlängerung der Linie, die sich aus den östlich gelegenen Bohrungen CF Pa 9 und CF Pa 15 konstruieren läßt.

In der Hundsheimer-Edelstaler Senke schließt an die tieferen Pannonzonen, einschließlich Zone D, im Osten Oberpannon an, ohne daß Hinweise für ein Vorhandensein von Zone E vorliegen. Ein Rest von Oberpannon in Form von bunten Sanden und blauen Tonmergeln liegt bereits westlich der Hauptverbreitung vorgelagert (350—353, 340).

Geschlossenes Oberpannon in der vielfach genannten Sedimentbeschaffenheit liegt an den Abhängen nördlich, nordöstlich und östlich Edelstal vor. Aufgeschlossen ist es in einem langen Graben (376—377) in Hohl-

wegen (385, 447—448) und an zahlreichen Stellen auf den Feldern. Stellenweise zeigen Sandsteinplatten an den Schichtflächen Rippelmarken. Mancherorts sind auch Pflanzenabdrücke zu beobachten.

Vorkommen von Oberpannon in unmittelbarer Nachbarschaft des Granits liegen westlich von Berg vor. An einer Hohlweggabelung zirka 1 km westlich Berg (470, SH 180) kommen unter Löß graue und braune, oft kohlige Einschaltungen enthaltende Tone und ebenso gefärbte glimmerige Sande zum Vorschein. Eine Tonalage enthielt neben unkenntlichen Knochensplintern den Rest einer Unterkiefersymphyse von *Hipparion* sp. (Bestimmung durch Prof. Dr. E. THENIUS). In der Umgebung sind auch bunte Sande und Tonmergel anzutreffen. Näher gegen Berg zu, ebenfalls an einer Hohlweggabelung (179) stehen unter zum Teil verlehmteten Löß graue, feinkörnige, mergelige Sande an.

Im Leithatal, nordwestlich von Deutsch-Haslau, bilden in einer Schottergrube (603) graue, feinkörnige, glimmerreiche Sande des Oberpannon das Liegende der quartären Schotter.

Wie vor allem aus den CF-Bohrungen hervorgeht, setzt das Oberpannon längs der Linie Steinberg—Prellenkirchen—Deutsch-Haslau, also längs der Schwelle der Brucker Pforte ein und nimmt gegen die Kleine Ungarische Tiefebene rasch an Mächtigkeit zu (Profile 6, 7, Tafel 20). Diese im Vergleich zu den tieferen Tertiärschichtgliedern starke Mächtigkeitszunahme läßt auf eine besondere Absenkung dieses Raumes im Oberpannon schließen, die sich jedoch, wie zahlreiche Profile zeigten, ohne zu erkennende Bruchbildung vollzog.

Im Anteil des Wiener Beckens setzt das Oberpannon erst weit außerhalb des kartierten Gebietes ein, innerhalb der Berggruppe fehlt es.

4. Oberes Pliozän (?), Quartär

Flußablagerungen, Terrassen

Ab Ende des Oberpannon sind abgesehen von den äolischen Sedimenten des Quartär nur mehr Ablagerungen und Geländemarken fluviatiler Entstehung zu verzeichnen. Ein Versuch einer stratigraphischen Aufgliederung derselben auf den Zeitabschnitt Oberes Pliozän und Quartär wird wegen der dabei der Morphologie zukommenden Bedeutung im Kapitel Geomorphologie unternommen.

a) Hochgelegene Schotter und Verebnungen innerhalb der Berggruppe

Die höchste einigermaßen deutlich erkennbare Fläche liegt in einer Höhe von 340 bis 354 m. Ihr gehört das spärlich mit gut und schlechter gerundeten, rötlichen Quarzitstücken und mit Quarzen bestreute Plateau mit der Kote 354 südlich von Hundsheim und mit Vorbehalt die schotterfreien Gipfelbereiche des Königwartes und Braunsberges an.

Die auffälligste und ausgedehnteste, zum Großteil schotterüberstreute Verebnungsgruppe nimmt Höhenlagen von 280 bis 320 m ein. Über Oberpannon bis Oberpannon und Granit hinweg greift im Gebiet nördlich von Edelstal bzw. östlich von Hundsheim ein zum Teil nur mehr aus Resten und Spuren bestehender, morphologisch als langgestreckter Rücken von ungefähr gleichbleibender Höhe hervortretender Schotterkörper. Der

Hauptteil desselben trägt die Koten 283, 281 und 281. Die Höhe des Sockels und die Mächtigkeit dieses Körpers ist durch das Herabfließen der Schotter am Hang ringsherum nicht mehr zu ermitteln. Das Material ist Quarz, seltener Quarzit mit oft erheblicher Geröllgröße (bis 1 *dm*). An zwei gegen N talabführenden Wegen sind die Schotter rotbraun verfärbt und enthalten lehmiges Zwischenmittel. Westlich dieses größeren liegt ein kleineres Vorkommen derselben Art, das hier jedoch bis über 300 *m* SH emporreicht. Die Schotter finden ihre Fortsetzung im Westen in einem nicht klar abzugrenzenden N—S verlaufenden Streifen (Koten 284, 287 und südlich eines Wegeinschnittes 280). Westlich des Streifens fließen die Schotter tiefer hinab. Die Kote 327 östlich davon weist Lößbedeckung mit eingestreuten Quarzen auf. Einzelne Funde größerer Quarzgerölle lassen den Horizont am N-Rand der Hundsheimer Senke weiter westwärts verfolgen. Östlich des genannten Hauptvorkommens liegen innerhalb des Granitmassives von Wolfsthal—Berg zahlreiche Verebnungsflächen in ähnlicher Höhenlage wie die Schotter und könnten daher als mit denselben gleichaltrige Erosionsflächen zu deuten sein. So die Hochfläche des Kindler Berges (295 *m*), des Kobels (290 *m*), verschiedene Flächen rings um den Königswart (280—320 *m* SH) und der von demselben gegen NW ziehende lange Rücken von fast konstanter Höhe mit der Kote 300. Bis auf ganz vereinzelt Quarzschotter sind diese Flächen jedoch schotterfrei.

Vielfach bekannt sind die Schotter südlich des Teichberges (175) Der Hauptanteil derselben erreicht maximal 300 *m* SH. (Die auf der Karte 1 : 25.000 vermerkte Höhenkote von 353 ist nach eigenen Höhenmessungen und nach Vergleich mit umliegenden Erhebungen unrichtig; der Berg Rücken erreicht maximal 325 *m* SH). Die Schotter lassen sich in Resten auf dem in gleicher Höhe gegen S ziehenden Kamm weiter verfolgen. Die Verebnung am Teichberg mit dem nordwestwärts ziehenden Rücken (Koten 277, 283) und verschiedene Ebenheiten im Granitgebiet westlich davon (Koten 321, 322, und Kamm in 320 *m* Höhe westlich davon) dürften mit den Schottern in genetischem Zusammenhang stehen. Die Teichberg-schotter bestehen hauptsächlich aus Quarz. Von E. v. SZARDECKY-KARDOSS beschriebene, gerundete, rötliche Quarzitkomponenten konnten zwar nicht mehr am Teichberg, jedoch westlich davon zusammen mit lokalem Granitgerölle nahe der Kote 322 in zirka 300 *m* Höhe in Mengen gefunden werden. Es sind allerdings nicht durch einen Fluß verfrachtete „Herkömmlinge aus dem Semmeringgebiet“, sondern lokale oder zumindest aus den Kleinen Karpaten stammende Gesteine. Auch der Ostabhang des Hundsheimer Berges enthält einige flurentragende Kuppen in 290—320 *m* Höhe, wobei an einer Stelle (82) in 280 *m* SH gut gerundete Granit- und Quarzitgerölle von bis 2 *dm* Durchmesser neben Quarzschottern in ungefähr gleicher Häufigkeit nebeneinander in rotbraunem lehmigem Zwischenmittel vorkommen. Der Schloßberg gibt sich mit seiner Höhe von 290 *m* ebenfalls als zu dieser Flächengruppe gehörig zu erkennen.

Auch das Plateau des Pfaffenberges und der östlich anschließende Sattel war, wie an verschiedenen Stellen zu sehen ist, mit Quarzschotter bedeckt. Oberhalb des Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG.“ bei Deutsch-Altenburg waren sie bei Aufgrabungen im Solifluktionsmaterial zu finden (Höhe 290 *m*). Klüfte im Steinbruch selbst enthalten neben Höhlenlehmern auch manchmal braunen Sand und Quarzschotter, die

nur vom Plateau stammen können. Auf der Hochfläche kommen Quarze gehäuft zusammen mit braunem Lehm an einer Stelle oberhalb eines kleinen Leithakalksteinbruches östlich von dem mit Ziffer 61 vor (310—320 *m* SH). An anderen Stellen treten sie nur sporadisch auf. In den Steinbrüchen 43, 61 und links oberhalb des Weges, auf dem man in den Steinbruch 78 gelangt, sind die Quarze in braunem, lehmigem Zwischenmittel enthalten, das jeweils unter jüngerer, eiszeitlicher Fließerde bestehend aus Leithakalkblöcken und kroidigem Verwitterungsmaterial liegt (Höhe zirka 300 *m*).

Schon bei nicht allzu langer Suche findet man auch auf dem gesamten Höhenrücken des Spitzer Berges und Steinberges (291—286 *m*) über dem mesozoischen Kalk einzelne Quarzschotterstücke, meist gelb oder rot verfärbt, häufig frostgesprengt. Die zahlreichen verstreuten Quarzschotter am Südhang sind vielleicht von der Anhöhe im Laufe der Zeit hinabgeflossen.

Eine Verebnung in 320 *m* SH ist auch auf dem Braunsberg zu verzeichnen.

Eine weitere, ebenfalls die Landschaft beherrschende Flächengruppe liegt in einem Höhenbereich von 230 bis 260 *m*. Der größte Teil derselben breitet sich durch die nächsthöhere Verebnungsfläche gegen E, S und W zu abgeschlossen, und durch einen deutlichen Abfall von derselben getrennt, südwestlich und südlich Wolfsthal über sarmatischem Oolith, Pannon und Granit aus; sie wird durch ein System von Talungen zerschnitten, wobei einzelne Teile innerhalb einer bestimmten Zone, sei es infolge tektonischer Einsenkung oder erosiver Wirkung tiefer liegen. Die am Ostabfall des Wolfsthaler Granitmassives in 230 *m* Höhe erkennbare Plattform könnte zu diesem Niveau gehören. Außer den Flächen, die im Massiv des Königwartes eingekerbt sind und die keinerlei Schotter tragen, sind fast alle übrigen Flächen bedeckt mit einer Schichte quarzeführenden Sandes oder Lösses. Auf dem Plateau über dem Oolith sind die Schotter meist rot und gelb verfärbt, windgeschliffen und frostgesprengt. An verschiedenen Stellen sind Gerölle oder Blöcke lokalen Gesteins zu finden, so in 250 *m* Höhe unterhalb des Abfalles nördlich des Kindlerberges, wo Granitgerölle neben Quarzschottern über anstehendem Granit liegen (321) und auf einem Weg (322) eine Größe von einem halben Meter erreichen. Weiter nördlich finden sich dieselben Sedimente in zirka 200 *m* SH (!) auf einem Weg bei 149. Auf dem Plateau über dem Oolith können in 230 *m* SH gerundete Oolithblöcke beobachtet werden. Eine Anhäufung von Geröllen des darunter anstehenden Quarzites wurde am N-Abhang des Braunsberges westlich der Kote 238 in 240—250 *m* Höhe festgestellt. Im südlichen Anteil der Berggruppe waren keine sicheren Äquivalente dieser Fläche auffindbar.

b) Terrassenreste südöstlich und nordöstlich Edelstal (Oberkanten 190—220 *m*)

Quer zur Senke von Edelstal zieht eine Reihe morphologisch hervortretender, schotterbedeckter Kuppen mit den Anhöhen über 200 *m* westlich Berg und den Koten 192, 220, 195 und 194. Gehäufte, braune Schotterstücke zwischen 197 *m* und 210 *m* SH auf dem Weg, der von Kote 191 den Steinberg hinanführt, dürften demselben Horizont angehören. Der Schotterkörper ist in dem Vorkommen mit Kote 195 und 194 (475 und 475 a) abgeschlossen. Die intensiv braungefärbten, meist groben Schotter bestehen

hauptsächlich aus Quarz, seltener Quarzit, Gneis, Hornstein und Quarzporphyr. Sandlagen schalten sich gelegentlich dazwischen. An der Basis der Schottergruben fanden sich bis 2 dm große, eckige Blöcke von Wolfsthaler Granit und ein zirka 1 m großer Block sarmatischen Bryozoenkalkes. Durch Herabfließen der Schotter von den Kuppen ist die Ermittlung ihrer Unterkante erschwert. Sie muß, wie aus der Höhe des Oberpannon westlich und südwestlich der Kote 195 hervorgeht, dort über 185 m SH liegen. Bei 469 (Kuppe westlich Berg) ist die Höhe des Sockels durch unterlagerndes Oberpannon mit 195—200 m festgelegt. Dazwischen (Kote 220) dürfte sie über 200 m liegen. Ob die Schotterkuppe mit Kote 234 nördlich Edelstal zu dieser Gruppe gehört oder einen isolierten Rest von abgeglittenen Schottern des dort in zirka 280 m SH anstehenden Vorkommens darstellt, läßt sich mangels morphologischer Anknüpfungspunkte schwer entscheiden.

c) Terrasse von Petronell—Prellenkirchen und Erosions- und Akkumulationsflächen an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge (Oberkanten 165—188 m SH)

1. Terrasse Petronell—Prellenkirchen

Die ausgedehnteste Akkumulationsterrasse des untersuchten Raumes läßt sich entlang des südlichen Donaufers aus dem Bereich von Maria Ellend her bis Petronell und Deutsch-Altenburg verfolgen und nimmt einen großen Teil der Brucker Pforte ein. Im Gebiet von Petronell und nördlich Schönabrunn liegt ihre Oberkante bei 185 m und höher, gegen Prellenkirchen zu sinkt sie kaum merklich auf unter 180 m und noch weiter gegen Osten zu wohl hauptsächlich infolge starker, randlicher Zerdellung und Solifluktion auf 170 m und noch tiefer. Aus CF-Bohrungen sind folgende Werte für Oberkante, Unterkante und Mächtigkeit der Schotter zu ersehen:

	Cf P 1	Cf P 3	Cf P 4	Cf P 9	Cf P 10	CfP 11	CfPa 35
SH.....	183-20	183-10	188-80	182-20	178-40	181-10	180-10
Sch. OK ...	182-90	182-10	188-20	181-00	178-10	180-80	179-50
Sch. UK ...	178-20	175-90	182-10	175-20	171-40	175-20	172-90
Sch. M	4-70	6-20	6-10	5-80	6-70	5-60	6-60

(Cf Pa 35 liegt auf der Parndorfer Platte an der Straße zwischen Neudorf und Parndorf und wurde aus Vergleichsgründen angeführt.)

Der Schotterkörper selbst ist erschlossen an zahlreichen Stellen des Donauabfalles, in einigen Schottergruben am Rand der verzweigten Delle südlich Deutsch-Altenburg, in Schottergruben südöstlich Prellenkirchen und nördlich Deutsch-Haslau und in einigen Gruben am Erosionsrand der Terrasse gegen das Leithatal zu. Kennzeichnendes Merkmal der Schotter ist ihre starke Braunfärbung infolge tiefgreifender Bodenbildung. Sandzwischenhaltungen sind häufig. Kryoturbationen, Taschen gefüllt mit Sand, Aulehm und Löß sind immer wieder zu beobachten.

Den Sockel bilden tertiäre Sedimente. Die Terrassenoberfläche ist arm an Deckschichten. Selten ist Lößbedeckung, etwas häufiger Flugsandanwehung festzustellen (J. FINK, H. KÜPPER 1955: Profil am Abfall des römischen Lagers Carnuntum zur Donau mit zum Teil kryoturbaten

Terrassenschottern, überlagert von römischen Mauerresten und jungen Flugsanden mit mindestens zwei poströmischen Bodenbildungen). Im Bereich von Prellenkirchen findet sich auch ein älterer roter Flugsand über der Terrasse. An vielen Stellen ist der Terrassenkörper durch Dellen zerschnitten. Zur Donau hin führen zwei kleinere Dellen bei Petronell und eine große, weitverzweigte, fast bis zum Spitzer Berg zurückreichende bei Deutsch-Altenburg. Östlich derselben ist der Terrassenkörper in einzelne Reste zerstückelt. Die Dellen werden zum Teil benützt von einzelnen Rinnsalen, die an der Grenze zum tertiären Tegel entspringen. Im Bereich östlich Prellenkirchen verlaufen einige parallele Dellen dem „Heideboden“ zu. Bis auf eine Ausnahme enden sie über der nächst tieferen Terrasse, so daß man ihre Bildung in die Zeit zwischen der Ablagerung beider Terrassen legen kann. Gegen die Leitha zu fehlen sie.

2. Erosions- und Akkumulationsflächen an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge.

Diese der Höhenlage nach wahrscheinlich an die soeben beschriebene Schotterfläche anknüpfbare Serie von Kerben und Schotterresten beginnt mit der breiten Plattform im mesozoischen Kalk des Kirchenberges (Kote 178). Eine Haut brauner Schotter bedeckt diese und einzelne Spalten im mesozoischen Kalk des im N des Kirchenberges liegenden Steinbruches sind schottergefüllt. Die Schotter lassen sich südlich längs der Straße nach Hainburg in über 170 *m* SH weiter ostwärts verfolgen.

Entlang der West- und Nordwestseite des Braunsberges verläuft wieder eine breite, deutliche Kerbe mit einer Unterkante von zirka 172 *m* im mesozoischen Gestein. Im westlicheren Teil derselben sind auch Schotter zu finden. Durch starke Lößanwehung erscheint die Fläche abschüssig.

Die bis zirka 175 *m* Höhe reichenden Schotter der Akkumulationsfläche im Gelände zwischen Braunsberg und Hainburger Schloßberg wurden bei Grundaushüben zahlreicher Häuser in der Siedlung an der Preßburger Reichsstraße nördlich der Bahntrasse Hainburg—Wolfsthal freigelegt. In einer 3 *m* tiefen, heute bereits verschütteten Schottergrube bei 569 war braun verfärbter, kryoturbater Schotter mit zahlreichen Einschaltungen von Linsen von Solifuktionsmaterial, bestehend aus kleineren Trümmern von Granit und Quarzit aufgeschlossen. Frostkeile und Taschenbildungen wurden beobachtet. Nach Ansicht von Prof. H. MAJDAN, der wir uns anschließen, handelt es sich bei diesen Schottern der Zusammensetzung nach einwandfrei um Material der Donau. Der Abfall der Schotterfläche zur östlich anschließenden tieferen Terrasse ist durch Solifuktion und das Einsetzen einer Delle sehr verschwommen.

Östlich Wolfsthal beginnend und am Nordostabfall des Wolfsthaler Massives unterhalb der Pottenburg bis 100 *m* sich verbreiternd zeigt sich ein weiteres, sehr auffallendes Äquivalent der Terrasse in 165 bis 170 *m*. Die Fläche ist bedeckt mit Löß, Granitschutt und zahlreichen Quarzschottern.

Südwestlich Berg ziehen parallel zu den bereits beschriebenen höheren Schotterkuppen vereinzelt, nur mehr äußerst schwer als zusammenhängend erkennbare Schotterreste in 165—179 *m* SH. Sie sind verschwommen wegen der bis zur weitgehenden Reduktion des Terrassenkörpers

führenden Solifluktionwirkung im Bereich der älteren Terrassen, die hier noch durch die gegen Südosten gerichtete Lage der Terrassenabfälle begünstigt wird. (Unversehrt dagegen ist die jüngere Terrasse Berg—Gattendorf.) Erschlossen sind die Reste in zwei Hohlwegen südwestlich Berg (402, 405). Neben den häufig kalkig umkrusteten, manchmal sogar konglomeratisch verfestigten Schottern kommen reichlich eckige, meist kleinere Stücke Wolfsthaler Granits vor. Bedeckt werden die Schotter durch verschwemmten Sandlöß mit einzelnen Schotterstücken. In wenigen südwestlich davon gelegenen Flecken, darunter im Bereich der Kote 179, geben sich auf den Feldern verstreute Schotter durch ihre kalkige Umkrustung und durch den Reichtum an kleinen, eckigen Granitbestandteilen als zu demselben Horizont gehörig zu erkennen.

d) Terrasse von Wolfsthal und Berg—Gattendorf mit Äquivalenten bei Petronell, Hainburg und Hollern. (Oberkanten 146—160 m SH.)

Vom westlichsten Teil des untersuchten Donauabfalles bis Deutsch-Altenburg tritt die Terrasse von Petronell—Prellenkirchen mit einem Steilabfall direkt an die Donauniederung heran. Nur beim Schloß von Petronell springt der hier stark zerdellte Terrassenrand in Form einer Bucht zurück, in welche sich eine jüngere Terrasse mit einer Oberkante von 160 m Höhe hineinlagert. Im Gebiet des Saubergs bei Deutsch-Altenburg dürfte ein Ansatz zu einer ähnlichen Erscheinung vorliegen. Der Abfall zur Donauniederung entlang der Linie Kirchenberg—Hainburg (einschließlich Stadtgebiet), dürfte derselben Terrasse angehören. Ein entsprechender Schotterkörper ist hier jedoch nirgends festzustellen und bei Hausbauten im Westen Hainburgs wurde auf der Terrassenfläche nur Tegel angetroffen. Im eigentlichen Stadtgebiet waren keine Aufschlüsse zu ermitteln.

Bereits größere Ausdehnung besitzt die Terrasse westlich und im Ortsbereich von Wolfsthal, wo sie mit einem gut sichtbaren Abfall an die Donauniederung grenzt. Der Sockel der Terrasse liegt bei zirka 145 m (markiert durch unterlagerndes Torton in der Schottergrube bei 533). Die Unregelmäßigkeiten der Oberflächen im westlichen Bereich (150 bis 165 m Höhe) läßt sich auf das Vorhandensein einer großen Delle und wahrscheinlich auf überlagerndes Solifluktionmaterial von der westlichen höheren Terrasse zurückführen. Im östlichen Anteil ist sie ziemlich eben (150—155 m SH.). Der Terrassenkörper ist in einer Reihe von 8 bis 9 Gruben (573—579) längs des Terrassenabfalles erschlossen. Die lebhaft kreuzgeschichteten Schotter und sandigen Schotter sind zum Unterschied von denen älterer Terrassen zum Großteil unverfärbt, seltener treten in höheren Lagen Braunverfärbungen durch Eisenverbindungen auf. Sehr häufig sind dünne Feinsand- oder wechsellagernd Silt und Aulehmeinschaltungen. An der Basis können Stücke und Blöcke lokalen Gesteins durch Solifluktionströme in den Schotter gelangt (573) oder Blöcke aus der Böhmisches Masse enthalten sein (533). Frostkeile und Taschenbildungen und, wenn Deckschichten oder reichliche Lagen von Sand und Aulehm nahe der Schotteroberkante auftreten, auch Kryoturbationszonen sind öfters zu beobachten. Flugsand und Löß (häufig verschwemmt) liegen besonders unmittelbar westlich von Wolfsthal über der Terrasse. Die auffällige

Auftragung des Galgenberges (Kote 158) über dem Terrassenniveau, die aus grauem, feinkörnigem kreuzgeschichtetem Sand besteht, stellt nach Ansicht von Prof. H. MAJDAN eine Flugsanddüne dar.

Das Äquivalent dieser Terrasse bildet eine langgezogene, bis 2·5 km breite Stufe zwischen Berg und Gattendorf. Schon unmittelbar nördlich Berg (666) kündigt sie sich in einer wenige Meter breiten Kerbe im Kristallin in zirka 5 m über der Straße an (143 m SH.). Taschen im Kristallin enthalten Donauschotter, zum Teil kalkig verfestigt, und eckiges, lokales Gestein. In Form von Konglomerat- und Sandsteinbänken läßt sich die Terrasse weiter gegen die Ortschaft verfolgen. Über 1—2 Verlehungen im Löß über der Kerbe siehe S. 316.

Die Terrasse zwischen Berg und Gattendorf zeigt einen markanten Abfall zum 135 m hoch liegenden „Heideboden“. Ihre Oberkante liegt nahe dem Terrassenabfall bei zirka 146 m SH und steigt bis zur Grenze gegen die nächsthöhere Terrasse auf 157 m und darüber an. Aus vier CF-Bohrungen südlich der Leitha, abgeteuft auf der Oberfläche dieser Terrasse, geht hervor, daß die Mächtigkeit der Schotter 10—12 m beträgt und das Oberpannon in 135—138 m SH liegt. Zwei Schottergruben (602) enthalten unverfärbtes Schotter- und Sandmaterial mit Siltlagen. Löß- und Flugsandbedeckung ist besonders im Bereich südwestlich des Heidenturmes mächtig, Dellen sind auch in dieser Terrasse vorhanden.

Erwähnenswert ist ein aus Leithaschottern bestehendes, der Höhe nach dem besprochenen Niveau angehörendes Terrassenvorkommen westlich der Kote 165 zwischen Hollern und Schönabrunn.

e) Tiefstgelegene Flußablagerungen um Kittsee und Pama sowie längs der Donau (Oberkanten 134—144 m SH)

Diese breiten sich am Ostrand der Hainburger Berge, entlang der Terrasse Berg—Gattendorf und in den Niederungen längs der Donau aus. Für eine kartierungsmäßig exakte Trennung des tiefsten pleistozänen Terrassenkörpers von den alluvialen Bildungen in der Zone der rezenten Mäander sind die morphologischen Orientierungslinien zu verschwommen.

Vertreten ist die jüngste Pleistozänterrasse im Gebiete südlich des Äugelarmes (137—139 m SH¹⁾) und in der ausgedehnten Niederung östlich und südöstlich der Hainburger Berge („Heideboden“) mit der ungefähren Nordbegrenzung durch die Straße Wolfsthal—Preßburg. Das gesamte Gebiet um Kittsee und Pama liegt darauf. Die Höhenkoten bewegen sich hier um 134—135 m, selten steigen sie auf 137—138 m. Damit überragt diese Terrasse das gegenwärtige Schwemmland der Donau um nur 4—5 m. Der Terrassenkörper ist erschlossen in Gruben nördlich und südwestlich von Kittsee und an der Straße Kittsee—Gattendorf. Die Schotter und Sand-schotter sind stets unverfärbt. In der Grube nördlich Kittsee werden sie durch Silt überdeckt, wie sie ja gegen N zu allgemein in stärkerem Maß durch Überschwemmungssedimente der Donau überdeckt werden. Südlich Pama (Linie „Neuriss-Wiese“—Zeiselhof) liegen in geringer Mächtigkeit

¹⁾ Die Werte sind der vorliegenden topographischen Karte 1:25.000 entnommen und stimmen nicht ganz mit den anlässlich der Durchführung der Untersuchungsbohrungen durch die „Österreichische Verbundgesellschaft“ längs der Donau ermittelten Werte überein.

postglaziale Leithaschotter über den jungdiluvialen Schottern mit reichlichen Sand- und Silteinschaltungen (A. TAUBER 1954). Unterkante und Mächtigkeit der Schotter und Deckschichten in der Umgebung von Pama ist in CF-Bohrungen aus folgenden Werten zu ersehen:

	CF Pa 9	CF Pa 15	CF Pa 22	CF Pa 30
Quartäroberkante.....	135.2	136.7	134.7	133.5
Mächtigkeiten: Humus ...	1.1	0.4	0.4	1.0
Löß.....	3.0	0.8	0.6	—
Schotter ..	3.9	12.8	15.0	13.0
Quartärunterkante	127.2	122.7	118.7	119.5

Die Bohrungen bilden eine 5.5 km lange NW—SE verlaufende Linie. Die Andeutung einer Neigung der Terrassenunterkante gegen E zu ist gegeben.

Zur Kenntnis der jüngsten (holozänen) Donauablagerungen trugen zahlreiche Bohrungen der Österreichischen Verbundgesellschaft längs der Donau von Petronell bis Wolfsthal bei. Zuerst wurden stets die an der Oberfläche verbreiteten Aulehne angetroffen, die über 3 m mächtig werden. Darunter folgen graue Schotter verschiedenster Korngröße, Schottersande und Sandlagen. In einzelnen Bohrungen lagen im Schotter eingebettet harte Holztrümmer, teils schwarz verfärbt. Bemerkenswert ist der von G. HORNINGER (1957) beschriebene Fund von gut gerundeten Ziegelbrocken in Bohrung W, B 22 im Verband der Schotter und Sande in 8—9 m Tiefe. Nach Vermutung von G. HORNINGER stammen die Ziegel aus Carnuntum. Sie weisen auf eine Verlagerung der Rinne nach N hin. Die Bohrung liegt an der Innenseite des Donauknies, wo an sich in reichem Maße Schotter abgelagert werden.

Für Oberkante, Sohle und Mächtigkeit der jüngsten Donauablagerungen zwischen Petronell und Wolfsthal sind gebietsweise gemittelt folgende Werte ersichtlich:

	Geb. nördl. Petronell	Geb. D. Altenb.- Hainburg	Russbach- mündung	Theb. Pforte (NW-Abschn.)	Theb. Pforte (SE-Abschn.)
Oberkante .	144	143—142	140.5	141—140	140—138.5
Sohle	131—130	139—130	128.5—126.5	130—128	128—126
Mächtigkeit	13—14	12	12—14	10.5—12.5	10.5—12

Diese Werte geben eine ungefähre Richtlinie für das natürliche Gefälle von Terrassen in diesem Bereich.

Äolische Ablagerungen, Solifluktionssedimente

Der größte Teil der Oberfläche wird von Löß, Lehm und vor allem Flug-sand bedeckt. Aber nur an bestimmten Stellen ist auf Grund einer Lage-rungsbeziehung zu einer Terrassenoberfläche eine stratigraphische Deutung möglich. Infolge der großen Verbreitung dieser Sedimente seien zur Be-schreibung nur die wichtigsten Lokalitäten herausgegriffen.

Zu den älteren der genannten Ablagerungen dürften braune und rot-braune Lehme gehören, die hauptsächlich im Bereich der hohen Schotter

und Verebnungen nördlich und westlich Edelstal sowie südwestlich Wolfsthal vorkommen. Eine Lagerungsbeziehung zu den hochgelegenen Schottern ist nicht erschlossen. Teile des Lehmes sind über der Verebnungsgruppe 230—260 *m* sichergestellt. Im Gebiet der „zwei Jochen“ enthält der Lehm große, schwere Eisenkonkretionen. Am Pfaffenberg treten hochgelegene Schotter meist zusammen mit braunem Lehm auf. In einem älteren Zeitabschnitt könnte auch die Bildung der Spaltenlehme in den Leithakalksteinbrüchen östlich des Pfaffenbergs und im Steinbruch der „Hollitzer Baustoffwerke AG“ in Deutsch-Altenburg zu stellen sein. In letzterem wurden in den Spaltenlehmen auch Vertebratenreste mit keiner eindeutigen Altersfixierung gefunden (FREUDENBERG 1914, EHRENBURG 1929, ZAPFE 1948 u. a.). Eine Datierung erfuhr der Lößlehm der Hundsheimer Höhle durch die bekannte Hundsheimer Fauna.

Von größerer Verbreitung sind jedoch graue, gelbgraue äolische Ablagerungen aus jüngeren Abschnitten des Quartärs. Es handelt sich um Löss, weit häufiger um Sandlöss, Lößsande und Flugsande. Reinere Löss in großer Mächtigkeit liegen an der NW-Seite des Braunsberges aufgeschlossen in einem bis 10 *m* tiefen Hohlweg vor. Ihre Lage auf der in zirka 172 *m* SH. gelegenen Erosionsterrasse weist auf einen eher dem jüngeren Quartär angehörenden Zeitabschnitt. Auch die Ost- und Südseite ist stark überlößt. Am Südfuß überwiegt Sandlöß und Flugsand. Der teilweise stark verschwemmte Löß nördlich der Ortschaft Berg ist durch den Nachweis einer intensiv braunen Verlehmungszone von 60 *cm* Mächtigkeit von Bedeutung. Sie befindet sich knapp über der bereits erwähnten, die Terrasse Berg—Gattendorf (= Gänserndorfer Terrasse) markierenden Kerbe im Granit (666). Über der Verlehmungszone folgt Schwemmlöß und verschwemmte Bodenbildung, lagenweise mit Granitmaterial. Im Hangenden des Lösses tritt allmählich eine abermalige, jedoch nicht so intensive Verbraunung ein, bei der es aber unsicher ist, ob sie nicht durch tiefe, rezente Bodenbildung verursacht wurde. Der Lage über der Terrasse nach stammt die Verlehmung aus der Zeit nach Aufschotterung der Gänserndorfer Terrasse. Eine weitere, allerdings zusammengeschwemmte Bodenbildung fand sich in mächtigem Schwemmlöß in einem Hohlweg nordwestlich Berg (179). Jüngere Löss und Sandlöss erfüllen auch die Niederung von Edelstal. Aus einer 4 *m* tiefen Grube (472) nordwestlich der Schotterkuppe mit Kote 195 wurde durch A. PAPP eine wärmezeitlich Lößschneckenfauna bekannt (H. KÜPPER 1955). Löss und Flugsande säumen den N- und vor allem den S- und E-Hang des Spitzer Berges.

Ausgesprochene Flugsande in größerer Mächtigkeit erstrecken sich am Nordfuß des Pfaffenberges und Hundsheimer Berges. Auch die Niederung um den Schloßberg ist mit Flugsand erfüllt. Aufgeschlossen ist er hier in zwei Bausandgruben 103 und 114. Größere Anwehungen finden sich auch im Bereich westlich und südlich Wolfsthal (143). In den Sanden stecken häufig astförmig verzweigte, mürbe Kalkkonkretionen. Flugsande werden auch südwestlich und nordöstlich Hundsheim und stellenweise am weiteren N-Rand der Hundsheimer Senke sehr mächtig. Nordöstlich von Hundsheim sind sie stark verschwemmt. Flugsand und Sandlöß ist auch fast in allen Dellen von Terrassen zu beobachten. Daß Flugsande sehr jung sein können, zeigt das durch H. KÜPPER und J. FINK 1955 aufgenommene

Profil über den Mauerresten von Carnuntum. Auf ältere, rote Flugsande über der Terrasse von Prellenkirchen wurde bereits verwiesen.

Auch an eiszeitlichen Solifluktionerscheinungen ist das untersuchte Gebiet sehr reich. Stellenweise setzten sich breite, mächtige Ströme talwärts in Bewegung, wie z. B. Schuttfelder in N und S des Sattels östlich des Pfaffenberges zeigen. Der nördliche reicht bis zur Donau, durch die er in zirka 150 *m* Höhe unterschritten wird. Etwas hangaufwärts wird er von Flugsand überdeckt. Der südliche reicht bis zur Terrasse von Petronell—Prellenkirchen, die er überlagert. Schuttströme fließen u. a. auch von den Hängen südlich Hainburg und sind noch im Stadtgebiet verfolgbar: durch den Bau einer Wasserleitung westlich des Schloßberges wurde ein derartiger Schuttkörper, überlagert von einer Flugsanddecke, freigelegt. Das Schuttmaterial stammt von den steilen Osthängen des Hundsheimer Berges. Bei Grundaushüben für einen Neubau in der Jägerstraße nordöstlich des Schloßberges war abermals grober Lokalschutt, überlagert von mehr als 1 *m* Flugsand, aufgeschlossen. In den Bohrungen der „Austria Tabakwerke AG“ überwiegt das Profil Tertiär, Solifluktionsschutt (+ Kiesstücke), Flugsand und Humus. An besonders steilen Berghängen können solifluidal abgeglittene Gesteinsblöcke sehr große Ausmaße erreichen (Osthang von Hundsheimer Berg und Braunsberg). Überlagerung von eiszeitlichem Blockschutt durch Flugsand bzw. Sandlöß wurde auch bei den Leithakalksteinbrüchen am Pfaffenberg festgestellt; sie zeigen, daß nach einer Periode starker Solifluktionswirkung eine solche rein eiszeitlicher, äolischer Sedimentation folgte. Diese Perioden sind allem Anschein nach in jüngere Abschnitte des Quartär zu stellen. Erwähnung fanden bereits die Solifluktionerscheinungen an Terrassenkörpern.

C. Biostratigraphie, Fazies

Grundlage der stratigraphischen Zuordnung der Tertiärsedimente bilden die Zoneneinteilung von R. GRILL nach Foraminiferen im Torton und Sarmat und von A. PAPP nach Mollusken im Pannon. Dazu herangezogen wurden außerdem besonders die Darstellungen über die Verbreitung der Mollusken im Torton von R. SIEBER, im Sarmat von A. PAPP und über die Verbreitung von Ostracoden im Torton, Sarmat und Pannon von K. KOLLMANN.

Da vor allem im Torton und Sarmat zwei sowohl sedimentologisch als auch paläontologisch unterscheidbare Faziesarten, nämlich eine des unmittelbaren Randes und eine randfernere, allerdings noch nicht ausgesprochene Beckenfazies zu verzeichnen sind, tritt neben der Aufgabe einer allgemeinen Alterseinstufung der Sedimente auch die der Koordinierung altersgleicher Anteile der verschiedenen Faziesbereiche. Verschiedene Faunenelemente machen eine solche meist möglich. Ab Oberpannon treten lithologische und morphologische Gesichtspunkte für die Stratigraphie in den Vordergrund. Im folgenden soll eine Kennzeichnung der Makro- und Mikrofauna der einzelnen Zonen und Faziestypen gegeben werden.

1. Torton

a) Mitteltorton

Randfernere Fazies

In der Mikrofauna (Taf. 22) lassen sich ohne wesentliche Unterschiede zum Wiener Beckenbereich die Sandschaler- und Bolivinenzone nach R. GRILL nachweisen. Lediglich eine hinzutretende Häufigkeit von Elphidien, Asterigerinen u. a. zeigt Beziehung zur Randfazies an. Allgemein wird, wie öfters im übrigen Wiener Becken, bei gleicher Fazies größerer Artenreichtum in der Sandschalerzone wettgemacht durch größere Individuenzahl einer geringeren Artenanzahl in der Bolivinenzone. Ein Vergleich beider Zonen zeigt, daß auch hier erstere durch das Auftreten von *Uvigerina semiornata semioranata* ORB. seltener *Uvigerina venusta venusta* FR. (PAPP und TURNOVSKY 1953) mit einer reichen Begleitfauna, aus der besonders Spiroplectamminen, Textularien und einige Lageniden hervorgehoben seien, gekennzeichnet ist; letztere dagegen ist besonders reich an *Uvigerina venusta venusta* FR. und *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA, die in einer Begleitfauna von hauptsächlich *Bulimina elongata* ORB., *Bolivina dilatata* Rss., *Cassidulina oblonga* Rss., *Cassidulina punctata* Rss. und *Globigerina bulloides* ORB. auftreten. Die Ostracodenfauna ist dieselbe, die K. KOLLMANN 1958 als für das Mitteltorton charakteristisch beschrieb, wobei gegen unten zu die reicher skulpturierten Formen häufig werden und auch *Cythereis asperima* Rss. bereits hinzutritt.

Da der Großteil der Aufschlüsse in diesen beiden Zonen nur aus Bohrungen besteht, lag Makrofauna nur fragmentär vor. Verwiesen sei jedoch auf die Aufzählung einer solchen bei T. FUCHS (1868) aus einer Brunnengrabung in Hainburg.

Randnahe Fazies

Die Mikrofauna des Torton der Randfazies (Taf. 22) unterscheidet sich von der der Beckenfazies, abgesehen von der kalzifizierten Erhaltung, durch größeren Wuchs, geringere Artenzahl und durch eine völlig andere Vergesellschaftung, die durch das Hervortreten von *Elphidium crispum* (LAM.), *Elphidium fichtelianum* (ORB.), *Asterigerina planorbis* ORB., *Cibicides pseudoungerianus* CUSHM., *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und durch das Vorkommen der Gattungen *Pyrgo*, *Borelis*, *Reussella*, *Amphistegina*, *Gypsina* u. a. gekennzeichnet ist. Die Ostracodengemeinschaft, die ungefähr der des randfernere Bereiches entspricht, ist in vielen Fällen der einzige Nachweis für mitteltortones Alter der Randbildungen. Mit dankenswerter Unterstützung von Herrn Dr. K. KOLLMANN wurden folgende Formen festgestellt: Angehörige der Gattungen *Loxoconcha*, *Xestolebris*, *Callistocythere*; *Bairdia* aff. *subdeltoidea* (MÜNST.), *Aurila convexa* (BAIRD), *Aurila cicatricosa* (Rss.), *Hemicythere* (?) *trigonella* (Rss.), *Protocythere deformis* (Rss.), *Cytheridea acuminata* BOSQU., Vertreter der Gattungen *Cythereis*, *Cnestocythere*, *Hermanites*, *Cytherella* usw. Das Fehlen von Uvigerinen in der Randfazies erschwert zwar die Trennung von Sandschaler- und Bolivinenzone, doch geben, falls hier nicht fazielle Differenzierungen vorliegen, einerseits der größere Artenreichtum und das häufigere Auftreten von Textularien und Spiroplectamminen — *T. conica* ORB. + var., *Sp. pectinata* (Rss.) und

Sp. mariae sind häufig, *Sp. carinata* (ORB.) fehlt —, andererseits eine Arten- und Individuenarmut mögliche Hinweise dafür.

Die Molluskenfauna des Randbereiches (Taf. 22), die mit Ausnahme der Kalzitschaler nur in Form von Steinkernen und Abdrücken vorliegt, zeigt durchwegs schlechten Erhaltungszustand, und der Verfasser möchte Herrn Prof. Dr. R. SIEBER, der die Bestimmung des größten Teiles derselben übernahm, besonderen Dank aussprechen. Die Fauna setzt sich zum größten Teil aus Bivalven zusammen. Kennzeichnend ist ihr Reichtum an Pecten und oft massenweisen Ostreen; beide kommen als nahezu einzige Molluskenarten auch in unmittelbarer Küstennähe vor. Neben Angehörigen dieser beiden Familien sind auch Formen der Gattungen *Arca*, *Glycimeris*, *Pinna*, *Spondylus*, *Anomia*, *Cardita*, *Begonia*, *Cardium*, *Venus*, *Lutraria*, *Panopea* in wechselnder Häufigkeit vertreten. Von den selteneren Gastropoden waren die Gattungen *Diloma*, *Turritella* und *Conus* gelegentlich zu beobachten. Die Fauna läßt eine spezielle Zuordnung innerhalb des Torton nicht zu. Vorliegende Formen entstammen fast ausschließlich einem einheitlichen kalkig-klastischen Material. F. BACHMAYER bringt 1951 im Rahmen der Schilderung der Fundstelle der von ihm beschriebenen Dekapodenfauna eine Liste von Mollusken aus einem Kalksandstein detritärer Natur, der allerdings in dem betreffenden Steinbruch (43) nicht mehr festgestellt werden konnte (wohl liegt unterhalb desselben ein solcher vor, Kap. B, 1., b 2). Die Molluskenfauna unterscheidet sich durch ein häufigeres Auftreten von Gastropoden, darunter vieler Kleinformen. Hingewiesen sei noch auf die zahlreichen Bohrlöcher von *Lithodomus sp.* an den Steilküsten der Kalke und Dolomite des Mesozoikums.

Für eine Steilküstenfazies kennzeichnend ist auch das stellenweise gehäufte Auftreten von Seeigeln vorwiegend der Gattung *Clypeaster* und *Scutella*. Wie aus Aufzählungen durch G. A. KORNUBER 1857 und G. STACHE 1867 hervorgeht, war vor allem das Torton südlich Hainburg reich an Seeigeln. An dieser Stelle wurde auch das durch F. HAUER 1867 bekannte Skelett von *Halianassa collini* gefunden.

Nach F. BACHMAYER sprechen die in dem Leithakalk östlich des Pfaffenberges aufgefundenen Dekapodenarten und ihre Wuchsform für ruhige Ablagerungsbedingungen. Eine Anzahl davon sind ausgesprochene Seichtwasserbewohner (Calianassiden, Galeathiden, Maiiden u. a.).

Am Aufbau der biogenen Kalke im randlichen Torton beteiligen sich wie allgemein neben Nulliporen in stellenweise großer Häufigkeit knollige, selten flächige, durch Diagenese oft nur mehr schwer erkennbare Bryozoenkolonien (besonders der Gattung *Celleporaria*).

Bemerkenswert ist das Zusammenvorkommen der Bryozoen mit Serpuliden der Art *Hydroides pectinata* (PHIL.) („artspezifischer Parachorismus“ nach E. VOIGT 1930). Häufig werden Lithotamnien von den Bryozoen umwachsen. Korallen treten als Riffbildner nicht in Erscheinung. Sie konnten nur an einem Punkt gefunden werden.

b) Obertorton

Randfernere Fazies

Die Mikrofauna des Obertorton (Taf. 22) ist meist sehr kleinwüchsig und nicht sehr arten- und individuenreich. Ein Großteil der Arten der Bolivinenzone ist verschwunden, einzelne setzen sich in nicht allzu ver-

minderter Häufigkeit, aber mit weitaus kleinerem Wuchs fort, wie *Bolivina dilatata* Rss., die ziemlich verkümmerte *Bulimina elongata* ORB., *Cassidulina oblonga* Rss., *C. punctata* Rss. u. a. Kennzeichnend ist die Häufigkeit der planktonischen Globigerinen und der ziemlich variablen *Globorotalia scitula* (BRADY). Daneben kommen immer wieder Formen der Gattung *Nonion*, *Elphidium*, *Nodogenerina*, *Cibicides*, *Asterigerina* usw. vor. Von dieser Fauna hebt sich *Rotalia beccarii* (L.) mit verschiedenen Variationen durch größeren Wuchs und größere Häufigkeit ab. Ostracoden sind selten. Vorkommende Limnocytheren wie einzelne Splitter von Süßwasserschnecken deuten auf stellenweise stark aussüßenden Einfluß hin. Fragmente von *Clithon (Vittoclithon) pictus* (FER.) sind nicht selten.

Eine reiche Molluskenfauna (Taf. 22) brachte eine Bohrung der „Österr. Verbundgesellschaft“ nördlich Petronell zutage, für deren Überlassung zur Untersuchung ich Herrn Dr. G. HORNINGER und für deren Bestimmung ich Herrn Prof. R. SIEBER sehr danke.

Es handelt sich hier um ein Zusammenvorkommen tortonischer und sarmatischer Elemente. Sarmat- und Tortonformen sind entsprechend der groben Sedimentbeschaffenheit stark abgerollt. Nach Prof. R. SIEBER weicht die Ausbildung der Tortonfossilien, insbesondere der Turritellen, stark von der der Formen tieferer Tortonanteile ab. Manche Arten zeichnen sich durch Kleinwüchsigkeit aus, wie *Cerithium (Pt.) procrenatum* SACCO u. a. Die Sarmatelemente weisen normale Größenverhältnisse auf. Die vorliegenden Exemplare von *Clithon pictus* (FER.) sind meist von der kugeligen Ausbildung der sarmatischen Formen. Nur wenige zeigen eine Andeutung eines Kieles, der für die tortonische Unterart *Clithon pictus tuberculatus* (SCHRETER) kennzeichnend wäre (A. PAPP 1952). Im allgemeinen ergibt sich der Schluß, daß es sich um eine auf hohes Torton hinweisende Fauna handelt.

E. VEIT (1943) beschreibt eine ähnliche Fauna aus Sedimenten des höheren Torton (= Rotalien- und Bolivinenzone) aus Bohrungen an verschiedenen Stellen des Wiener Beckens. Er vergleicht diese Sedimente mit der „bunten Fazies“ am östlichen Beckenrand in der Slowakei. Die „bunte Fazies“ geht dort vom oberen Torton bis ins untere Sarmat, wobei eine Grenze zwischen beiden Abschnitten schwer zu erkennen ist. Als Bildungsbedingungen werden Seichtwasserverhältnisse und brackische Einflüsse in Erwägung gezogen. Allem Anschein nach liegen Anklänge an die „bunte Fazies“ auch in unserem Raum vor. Schwierigkeiten bei der Grenzziehung Torton—Sarmat scheinen auch hier auf, Seichtwasseranzeichen sind vorhanden.

2. Sarmat

a) Untersarmat

Randfernere Fazies

Wie aus Bohrungen und Aufschlüssen am Rande ersichtlich ist, liegt an der Basis des Untersarmat ein Schichtglied mit einem gelegentlichen Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) und *Rotalia beccarii* (L.), ansonsten jedoch mit armer Mikrofauna, die oft schwer von der des Obertorton zu unterscheiden ist (Taf. 23). In vielen Proben finden sich außerdem noch eine Anzahl der kleinwüchsigen Obertortonforaminiferen, wie die plank-

tonischen Globigerinen, *Globorotalia scitula* (BRADY), ferner *Bolivina dilatata* Rss., zartwüchsige Seeigelstacheln usw., die anscheinend umgelagert sind, da sie auch noch manchmal mit der höheren, typischen Untersarmatfauna vorkommen. Es wurden wahrscheinlich im Untersarmat, besonders zu dessen Beginn, vor allem in Küstennähe immer wieder ältere Sedimente aufgearbeitet und die ohnehin kleinwüchsige und leicht schwebende Fauna vertragen und wieder abgelagert. Schwierigkeiten in der Grenzziehung ergeben sich auch durch teilweise Süßwassereinflüsse, wie sie vom Oberorton bis ins Untersarmat auf Grund von Fragmenten von Süßwasserschnecken und der Ostracodengattung *Limnocythere* festzustellen sind. In vielen Fällen jedoch lassen einzelne Elemente, besonders die noch anzuführenden Ostracoden des Untersarmat, eine stratigraphische Orientierung zu.

Eindeutig gibt sich das Untersarmat erst durch das Einsetzen der im ganzen Wiener Becken bekannten, reichen Untersarmatfauna mit den charakteristischen, großwüchsigen Elphidien (Taf. 23) zu erkennen, denen sich *Cibicides lobatulus* (J. u. W.), *Rotalia beccarii* (L.), *Quinqueloculina sarmatica* KARRER, *Triloculina consobrina* ORB. und *Articulina sarmatica* KARRER hinzugesellen. Eine Gruppe kleinerer, nicht so häufiger Arten setzt sich zusammen aus einem kleinen Nonion der Gruppe *Nonion granosum* (ORB.), dem ebenfalls kleinen, durch einen glasigen Nabelknopf kenntlichen *N. chapapotense* COLE, das R. WEINHANDL 1956 aus dem Sarmat des Wiener Stadtgebietes anführte, und aus *Schackoinella sarmatica* WEINHANDL, das hier zwar nicht auf das Untersarmat beschränkt ist (seltene Vorkommen auch im Ober- und Mitteltorton), jedoch in demselben immer wieder auftritt. Schließlich seien noch einige bemerkenswerte Arten erwähnt, die ansonsten im Marin leben, hier anscheinend fortbestanden, aber wohl ungünstige Lebensbedingungen vorfanden: *Bolivina „sarmatica“* (R. WEINHANDL 1956), *Bulimina elongata* ORB. + var., eine *Buliminella* sp. und eine *Nodogenerina* sp. Sehr auffallend ist die aus *Cytheridea hungarica* ZAL., *Aurila* aff. *mehesi* (ZAL.), *Haplocytheridea dacica dacica* HEJJAS (nach K. KOLLMANN 1959 auch im Mittelsarmat und tieferen Obersarmat vorkommen) und aus Arten der Gattungen *Loxoconcha*, *Xestolebris* und *Leptocythere* bestehende Ostracodenfauna.

Neben dieser Fauna bezeichnet eine Anzahl von Mikrotesten und Bivalvensplittern sehr gut das Untersarmat: Mohrensternien, Rissoen, Hydrobien, *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (BAST), *Gibbula angulata* (EICHW.), *Syndosmya reflexa* (EICHW.), Ervilien, Cardien, Modiolen und selten *Clithon pictus pictus* (FER.). Erwähnenswert ist stellenweiser Bryozoenreichtum, wobei besonders *Crisiella carnuntina* BOBIES in Erscheinung tritt.

Randnahe Fazies

Die Mikrofauna der Randfazies unterscheidet sich außer durch gelegentliche Kalzifizierung wenig von der des Beckens.

An vielen Stellen des Strandes kam es im Untersarmat zur Bildung von Bryozoen- und Algenriffen. Von den Bryozoen wurde hier immer nur als einzige Art *Cryptosula terabrata* (SINZ.) beobachtet. Die Kolonien dieser Art werden durchzogen von zahlreichen, bis 1 mm dicken, unregelmäßig verlaufenden Röhren von *Hydroides pectinata* (PHIL.).

In diesem Lebensbereich trifft man an Mollusken (Taf. 23) neben dem in großer Häufigkeit vorkommenden *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) auch zwei Cardienarten: *C. vindobonense vindobonense* (PARTSCH) und das als leitend für tieferes Sarmat angesehene *C. lithopodolicum sarmaticum* (KOL.). Die Bivalven sind stets doppelklappig in Lebensstellung (A. PAPP 1940) von den Riffbildnern eingeschlossen. Von den Gastropoden fanden hier fast nur Trochiden gute Lebensbedingungen, wie *Calliostoma sopronensis* PAPP und kleinere Formen, wie *C. styriaca* (HILB.), *C. guttenbergi* (HILB.) und *Gibbula angulata* (EICHW.). Selten entdeckt man Steinkerne und Abdrücke von Mikrotesten, wahrscheinlich Rissosen.

Die Riffe bevorzugten hauptsächlich Steilküsten. Ihre Entstehung vollzog sich nach C. A. BOBIES in einer Wassertiefe von wenigen Metern. Relativ ruhiges Wasser wäre trotz der nahen Brandungszone vorauszusetzen.

Als Äquivalent der Bryozoen-Serpelriffe am Rand könnte die Serpultilage im sarmatischen Tonmergel des Donauabfalles gelten. Da nach W. J. SCHMIDT (1955) in tonigen und mergeligen Sedimenten ein ungünstiger Lebensraum für *Hydroides pectinata* (PHIL.) vorliegt, kann hier auch auf eine Einschwemmung geschlossen werden. Flächige Bryozoen konnten hier ebenfalls nicht gedeihen.

b) Mittelsarmat und Obersarmat

Randfernere Fazies

Eine arme, meist auch kleinwüchsige Mikrofauna ohne eindeutige Differenzierung von tieferen gegen höhere Schichten zu kennzeichnet dieses Sedimentpaket (Taf. 23). Wohl gibt sich das Mittelsarmat durch das Auftreten von *Elphidium hauerinum* (ORB.) zu erkennen, auch tritt nach oben zu *Nonion granosum* (ORB.) mehr in den Vordergrund, eine deutliche Grenze zum Obersarmat ist jedoch nicht zu fassen. Die spärliche Entwicklung der Fauna im Mittelsarmat mag auf eine Regression zurückzuführen sein, die sich auch noch in randfernere Teile durch Süßwasser-einfluß bemerkbar macht und dadurch Bedingungen schafft, die sich wenig von denen des Obersarmat abheben.

Neben *Nonion granosum* (ORB.) kommt ein sehr kleines, glattes *Nonion* (juvenile Form?) vor. Unter den Elphidien tritt *E. rugosum* (ORB.), *E. obtusum* (ORB.) und *E. aculeatum* (ORB.) in den Vordergrund. Häufig ist ein kleines *Elphidium* anzutreffen, das nur ganz kleine, oft kaum sichtbare Vertiefungen an den Suturen aufweist. Es dürfte sich um Jugendexemplare, möglicherweise sogar von *E. hauerinum* (ORB.) handeln. Aus dem Untersarmat reichen noch immer *Bolivina „sarmatica“*, eine verkümmerte *Bulimina elongata* ORB. und *Buliminella* sp. herauf. Von Interesse ist das Vorhandensein einiger im Sarmat ungewohnter, äußerst kleiner, zartschaliger, neuer Arten der Gattung *Entosolenia*. An Ostracoden treten besonders Formen von *Aurila* aus der Verwandtschaft *notata* (Rss.) in Erscheinung, ebenso *Loxoconcha*, eine *Leptocytheren*-art, die kleinere, bauchige *Xestolebris tumida* (Rss.) und seltener eine längliche Art derselben Gattung. Die für oberstes Sarmat sprechende *Cyprideis pannonica* (MEHL.) wurde gelegentlich beobachtet. Fast häufiger als adulte Ostracoden treten Larvenstadien auf. Anscheinend haben wie bei den Nonioninen und Elphidien

ungünstige Lebensbedingungen ein vorzeitiges Absterben juveniler Formen bewirkt. Als kennzeichnend anzusehen ist das häufige Auftreten von meist knopfförmigen, hellen Oolithen und anderen Fischresten.

Die Makrofauna aus diesen Zonen blieb wegen ihrer Seltenheit ohne Bedeutung. Mikrotesten und Schalensplitter in Mikroproben traten gegenüber solchen im Untersarmat zurück.

Randnahe Fazies

Nur an wenigen Stellen des Randes weist ein gehäuftes Vorkommen von *Elphidium hauerinum* (ORB.) in einer Mikrofauna mit ansonsten obersarmatischem Gepräge auf ein Vorhandensein von Mittelsarmat oder zumindest im Obersarmat aufgearbeitetes Mittelsarmat hin.

Ansonsten überwiegt die kennzeichnende, einheitliche, normal- bis großwüchsige Fauna des Obersarmat (Taf. 23). Sie ist nicht sehr artenreich, dafür umso individuenreicher. Zum Unterschied vom randferneren Bereich ist sie stets versteinert. In den Vordergrund tritt eine Gruppe von Elphidien bestehend aus: *E. rugosum* (ORB.), *E. obtusum* (ORB.), *E. cf. aculeatum* (ORB.) und *E. listeri* (ORB.). Durch die besondere Häufigkeit der Elphidien, unterscheidet sich die obersarmatische Mikrofauna des Randbereiches und randnäheren Beckenbereiches von der Beckenfazies, in der *Nonion granosum* überwiegt. Dieses ist meist aber auch hier verlässlich vertreten; *Rotalia beccarii* (L.), *Bolivina „sarmatica“*, und Milioliden sind nicht selten. Von den ebenfalls recht kennzeichnenden Ostracoden ist *Aurila notata* (Rss.) ziemlich häufig und meist groß. Dazu treten immer wieder die Arten *Leptocythere* sp., *Xestolebris tumida* (Rss.), *X. sp.* und div. Loxoconchen. *Hemicytheria omphalodes* (Rss.) kommt vereinzelt vor.

Nur in Mikroproben wurden häufig Vorkommen von *Spirorbis heliciiformis* (EICHW.), *Spirorbis spirorbis* (L.) und seltener *Sp. commutatus* (ROV.) festgestellt. In Menge liegen Otolithen und Fischreste, besonders Zähnchen, vor. Nubecularien sind anscheinend immer an Kalk gebunden und fehlen in Mergeln.

Wie im Untersarmat, so bauten auch im höheren Sarmat riffbildende Organismen in der Randzone Gesteinspartien auf. Möglicherweise steckt hin und wieder in denselben Mittelsarmat, vom größten Teil ist jedoch obersarmatisches Alter erwiesen.

Als Gesteinsbildner treten wieder Bryozoen und Algen mit meist flächigem Wachstum in den Vordergrund. Unter den Bryozoen nimmt *Schizoporella montifera* ULLRICH und BASSLER eine führende Stellung ein. In schichtiger, krustenförmiger Aufeinanderfolge bildet sie metermächtige Riffe. Wie bereits erwähnt, ist diese Art im Schwarzmeerbereich riffbildend im Bessarab (Mactraschichten + Verarmungszone nach A. PAPP 1954). C. A. BOBIES fand sie nur im österreichischen Untersarmat in Form der von ihm aufgestellten Unterart *Schizoporella montifera austriaca* BOB. Er wies jedoch bereits auf die Wahrscheinlichkeit einer Verbreitung dieser Art bis ins untere Bessarab, vielleicht in Gestalt der ursprünglichen Spezies ULLRICHS und BASSLERS, hin. Neben dieser Form kommen noch andere, darunter *Cryptosula terebrata* (SINZ.), vor. Letztere Art hat also zwar im Untersarmat ihre stärkste Verbreitung, ist jedoch nicht auf dieses beschränkt. Knollige Bryozoenkolonien findet man nur an wenigen Stellen,

Hydroides pectinata (PHIL.) ist auch im Obersarmat häufiger Begleiter der Bryozoen.

Neben Bryozoen betätigten sich auch Kalkalgen als Gesteinsbildner. E. KAMPTNER (1942) beschrieb beispielsweise aus dem Oolith von Wolfsthal zwei Corallinaceenarten, *Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER und *Melobesia* (*Litholepsis*) *carnuntina* KAMPTNER. In den Gesteinen des Obersarmat sind Algen teils allein vertreten (heller, zum Teil bräunlicher, sehr spröder Kalk), teils bildet er ein Geflecht mit Bryozoen. Im Dünnschliff ist dann neben den Fäden und Schleiern der Algen auch die netzförmige Struktur der Bryozoen zu erkennen. In diesem Geflecht schwimmen vereinzelt oder gehäuft die kleinen, weißen, knolligen Gebilde von *Nubecularia novorosica nodula* KARR und SINZ.

Nach A. PAPP (1955) ist deren Vorkommen vom Vorhandensein bestimmter, feinästiger Algentypen, die dann ringförmig umwachsen werden, abhängig. Die Dimension der Nubecularien ordnet sich in die Größenverhältnisse der Formen von Wiesen ein, womit sie ebenfalls kleiner als die des Bessarab im Euxinischen Becken sind. Die Nubecularien erwiesen sich als ausgezeichnetes stratigraphisches Hilfsmittel, da sie auch in fossilarmen Kalken und teilweise auch in kalkig-klastischen Sedimenten zumindest in Einzelexemplaren auftreten. Nach A. PAPP ist die Verbreitung der Nubecularien auf obere Ervilienschichten und Mactrensichten beschränkt.

In diesem Lebensraum existierte auch eine individuenreiche Molluskenfauna, wobei die Bivalven stets in der bereits im Untersarmat beobachteten Weise umschlossen sind. Besonders häufig scheint *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) und stellenweise nicht minder häufig *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (ORB.) auf. Auch Ervilien und Cardien kommen vor. Von den Gastropoden bevorzugten Calliostomen, seltener Pirenellen diesen Lebensbereich.

Die Entstehung der Bryozoen-, Algen- und Nubecularienkalke setzt seichtes, ruhiges Wasser (geschützte Küste) voraus und bevorzugt sandigen Boden (C. A. BOBIES 1957, A. PAPP 1955). Die häufig im Gestein enthaltenen Molioliden (einschließlich der Nubecularien) weisen auf wärmeres Wasser hin.

Die an sich artenarme, aber individuenreiche Molluskenfauna der Obersarmatsedimente (Taf. 23) enthält allgemein eine Reihe stratigraphisch wertvoller Formen, mit denen auf Grund der Molluskengliederung nach A. PAPP 1952 eine mühelose Einstufung in „obere Ervilienschichten“ und in einem Fall „Mactraschichten“ erfolgen konnte. Dabei war das Auftreten von Calliostomen der Formengruppe *C. poppelacki* — *C. podolicoformis* (A. PAPP 1958) von Bedeutung. Bei den Cardien sind neben dem häufigen, stellenweise in Pflastern auftretenden *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH) besonders breitgerippte Arten, wie *C. latisulcum latisulcum* MÜNST. und *C. latisulcum nexingense* PAPP, bezeichnend. Zufolge seiner Häufigkeit wichtig ist außerdem *Irus* (*Paphirus*) *vitalianus* (ORB.) mit seiner größeren, höhersarmatischen Varietät. *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK. neigt ebenfalls bereits zu größerem Wachstum. Neben diesen Formen trifft man in wechselnder Häufigkeit *Modiolus*, *Ervilia*, *Irus*, *Pirenella*, *Cerithium* u. a. Das Auftreten von *Congeria soceni soceni* JEK. dürfte ausübende Einflüsse anzeigen.

An manchen Stellen wurden Mollusken lumachelleartig zusammengeschwemmt, so daß sich das Gestein nur aus Steinkernen und Abdrücken von Mollusken, hauptsächlich *Modiolus incrassatus incrassatus* (ORB.) und *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH), zusammensetzt.

3. Pannon

Randferne und randnahe Fazies

Die vorliegende Ostracodenfauna (Taf. 24) läßt ein Vorhandensein der Zonen B—D nach A. PAPP erkennen. In diesem Schichtpaket kann ein tieferer Anteil, umfassend Zone B und tiefere Zone C, abgetrennt werden von einem höheren Anteil mit höherer Zone C und Zone D. Als Grundlage hiezu dienen vor allem die durch K. KOLLMANN 1960 bearbeiteten Cytherideinae, die Hemicytheren und einzelne Cyprididae.

Die tiefere Schichtgruppe ist gekennzeichnet durch das häufigere Auftreten von *Eucypris? auriculata* (Rss.), Angehörigen der Verwandtschaft *Erpetocypris abscissa* (Rss.) und *E. recta* (Rss.) sowie etlichen Candonen. Dazu treten in anderen Proben *Cyprideis pannonica* (MEH.), *C. heterostigma major* KOLLM., *Hemicythere hungarica* (MEH.), *H. lörentheyi* (MEH.), ein Vorläufer von *H. folliculosa* (Rss.) u. a.

Die höhere Schichtgruppe beginnt zum Teil fossilarm oder fossilleer, zum Teil ist eine Fauna vorhanden, die sich zusammensetzt aus der bereits selteneren *Eucypris? auriculata* (Rss.), Angehörigen der bereits oben genannten Arten von *Erpetocypris*, Candonen, *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLM., *C. macrostigma macrostigma* KOLLM., *C. heterostigma major* KOLLM., einem Vorläufer von *Hemicythere folliculosa* (Rss.) u. a. Diese Fauna gehört noch der Zone C an. Die charakteristischen, meist reichhaltigeren Vergesellschaftungen der Zone D enthalten mit Ausnahme von *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLM. dieselben Cyprideisformen wie in Zone C bei häufigem Hinzutreten von *Cyprideis heterostigma sublittoralis* POK. Unter den Hemicytheren ist vor allem die typische *H. folliculosa* (Rss.) zu finden. *Eucypris? auriculata* (Rss.) ist nur mehr selten anzutreffen. Unvermindert bleiben Arten des Formenkreises *Erpetocypris abscissa* (Rss.) und *E. recta* (Rss.), diverse Candonen, von denen anscheinend besonders spitze Formen der Untergattung *Pontonella* in den Vordergrund treten. Stets vertreten sind *Candona mutans* POK., dreieckige Formen der Verwandtschaft *C. fossulata* POK. und trapezförmige Formen der Untergattung *Lineocypris*. An einigen Stellen zeigen Formen durch starke Ähnlichkeit mit *Cyprideis heterostigma obesa* (Rss.) Anklänge an das höhere Mittelpannon (Zone E). Die in dieser Zone zu erwartende Fauna mit den typischen Formen von *C. heterostigma obesa* (Rss.), *C. heterostigma heterostigma* Rss. und *Hemicythere brunnensis* (Rss.) usw. wurden nicht beobachtet.

Makrofauna (Taf. 24) ist nur in verfestigtem Sedimentmaterial und daher nur in Form von Steinkernen und Abdrücken enthalten. Die Bestimmung war auf Grund dieser Erhaltungsform oft nicht leicht, und ich danke Herrn Prof. Dr. A. PAPP für die stets freundliche Unterstützung dabei.

Die tiefsten Ablagerungen des Pannon (Zone B) enthalten sehr zahlreiche Umlagerungen aus dem Obersarmat. Die Abgrenzung zu diesem

ist daher nicht leicht, besonders wo ausgesprochene Elemente des Pannon fehlen. Durch Mikrofauna als Unterpannon festgelegte Schichten enthielten *Melanopsis impressa* KRAUSS und *Congeria soceni soceni* JEK. neben umgelagerten Sarmatformen. Wahrscheinlich sind beide Arten hier autochthon. Ausgeschlossen ist jedoch nicht, daß sie auch in den oberen Sarmatanteilen als durch hangende Aussüßung bedingte Faunenelemente enthalten sind. Sicher unterpannonen Alters ist *M. impressa* KRAUSS in jenem Fundpunkt, wo sie zusammen mit *Congeria ornithopsis* BRUS. vorkommt.

In höheren Schichten tritt eine andere, sehr kennzeichnende Fauna auf. Von den Melanopsiden waren immer wieder die großen Formen von *M. ex gr. fossilis* (MART., GMELIN), ferner *M. vindobonensis vindobonensis* FUCHS, *M. rugosa* HANDM., seltener *M. pygmea pygmea* M. HOERN. und *M. cf. senatoria* HANDM. zu finden. Unter den Congerien herrscht die scharf gekielte *Congeria ramphophora vösendorfensis* PAPP vor. Seltener scheinen *C. spatulata* PARTSCH, *C. neumayri* ANDR. u. a. auf. Die Limnocardien sind durch das häufige *Limnocardium conjugens* (PARTSCH), durch *L. cf. edlaueri* PAPP und die großen, breitgerippten Formen der Gruppe *L. böckhi* (HALAV.) oder *L. schedelianum* (PARTSCH) (genaue Artfixierung infolge stets unvollständiger Wirbelregion nicht möglich) und durch eine engberippte Art der Gruppe *Limnocardium promultistriatum* JEK. und *Didacna deserta* (STOL.) vertreten.

Diese Fossilgemeinschaft dürfte einem einheitlichen, stratigraphisch schmalen Niveau angehören, dessen genaue Festlegung einige Schwierigkeiten bereitet. Dies hauptsächlich wegen der bestehenden Unsicherheit in der Parallelisierung der Entwicklung der Fauna des Wiener Beckens und dessen Randbereiches vor allem an der Grenze zum ungarischen Raum. In Frage kommt der Abschnitt höheres Unterpannon—tieferes Mittelpannon. Schon im Sinne von A. PAPP 1951 besitzt ein Ausschließen der Zone E durch das Fehlen verschiedener zu erwartender Faunenelemente Berechtigung; eine auftretende *Congeria spatulata* PARTSCH weicht durch geringere Schloßlänge von ihrer typischen Unterart ab, und mit *Congeria ramphophora vösendorfensis* PAPP wäre ebenfalls schon vor dieser Zone zu rechnen, da ihre typische kleinere Unterart bereits in Zone C auftritt. Noch weniger ist gegen einen Ausschluß von Zone E einzuwenden, wenn man mit K. KOLLMANN einen Teil der bei A. PAPP als Zone E geltenden Aufschlüsse (z. B. Inzersdorf, Föllig, Stegersbach) in die Zone D versetzt. Im allgemeinen läßt sich daher die Altersstellung der Makrofauna mit der der Mikrofauna in Einklang bringen.

An verschiedenen Punkten, besonders in höheren Schichtanteilen, ist ein Auftreten von Kriechspuren auf den Schichtflächen der Sandsteine zu beobachten. Es sind unregelmäßig verlaufende, oft ein dichtes Gewirr bildende, bis 1 mm breite, wahrscheinlich von Würmern stammende Spuren. Wie auch Rippelmarken und stellenweise sogar Trockenrisse zeigen, handelt es sich hier um Ablagerungen des Seichtwasserbereiches. Limonitisierte Blattabdrücke an Schichtflächen sind nicht selten.

Im Oberpannon dürften auch zum größten Teil Seichtwasserverhältnisse geherrscht haben. An Fossilien liegen nur vereinzelte Splitter von Süßwasserschnecken als Anzeichen sehr weitgehender Aussüßung und zahlreiche Pflanzenabdrücke vor. In einem dunkelgrauen, an kohlgler Substanz

reichen Ton (Küstensumpfbildung) fand sich ein Fragment einer Unterkiefersymphyse von *Hipparion* sp.

4. Quartär

Der einzige paläontologische, für die Quartärforschung dieses Gebietes wichtige Anhaltspunkt ist die Vertebratenfauna von Hundsheim. Die ersten Funde aus dieser Lokalität, einer Spalte im mesozoischen Kalk, stammen von E. TOULA (1902). In der Folgezeit beschäftigten sich zahlreiche Forscher mit diesem Vorkommen, zuletzt E. THENIUS und H. ZAPPE (1947, 1948). Je nach der Anknüpfung dieser Fauna an die der ungarischen Donauterrassen oder an die von Mosbach in Deutschland wird sie in das Mindel/Riss-Interglazial, möglicherweise auch in ein Mindel-Interstadial (E. THENIUS 1947) oder in das Günz/Mindel-Interglazial (H. ZAPPE 1948 — auf Grund der Bärenpopulation) gestellt.

Nach E. THENIUS handelt es sich beim Hauptteil der Fauna um Elemente der offenen Landschaft, besonders das Nashorn weist auf Steppenbereich hin. Die Faunenreste der Kleinsäuger, die für Flußniederung sprechen, sind wahrscheinlich im Gewölle von Eulen hieher vertragen worden: Bisamspitzmaus, Fischotter usw. Warmes Klima ist vorauszusetzen.

D. Tektonik

1. Tektonisch bedingte Morphologie

Die auffällige, inselförmige Isolierung von Bergen und Berggruppen am Südrand der Kleinen Karpaten durch dazwischenliegende, in Verlauf und Richtung oft einem System einzuordnende Tiefenfurchen waren immer wieder Gegenstand tektonischer Überlegungen (H. HASSINGER, F. X. SCHAFFER, G. GÖTZINGER, H. LEITER, T. KRÄUTNER, J. STINI, A. PAPP, H. HÄUSLER u. a.).

So kann bereits der Thebener Kogel und das östlich anschließende Gebiet als vom Hauptteil der Kleinen Karpaten getrennt betrachtet werden. In den Hainburger Bergen selbst zeigen neben einem zusammenhängenderen, vom Pfaffenberg bis zum Königswart reichenden Rumpf diese Absonderung der bereits im Torton vom Thebener Gebirge und vom Hundsheimer Berg getrennt gewesene Braunsberg, der durch seine relativ tiefe Lage des mesozoischen Kalkes ausgezeichnete Schloßberg, der durch tektonische Ursache oder vielleicht auch nur durch exogene Gleitvorgänge gemeinsam mit der die Kote 311 tragenden Kalkrippe vom Hundsheimer Berg losgelöst wurde und der zumindest im westlichen Teil auch schon im Torton freistehenden Spitzer Berg. Von den größeren Tiefenfurchen halten in ungefährer Parallelität die Senke von Blumenau, der Donaudurchbruch, die Senke von Hundsheim—Edelstal und nicht zuletzt die Brucker Pforte NW—SW-Erstreckung mit Abweichungen in E—W-Richtung bei. Die Entstehung dieser Senken mag zwar erosiver Art sein, verursacht wurde sie jedoch sicherlich durch tektonische Vorgänge.

Aber auch kleinere Talungen, besonders im Wolfsthaler Granitmassiv, weisen Parallelitäten auf: westlich Berg zeigen zahlreiche Einschnitte im Granit NNW—SSE-Erstreckung. Diese Richtung entspricht der des Ostabfalles des Granitmassivs zwischen Wolfsthal und Berg. Das breite Tal südwestlich Wolfsthal verläuft ähnlich. Neben dieser Richtung ist auch ein annähernd E—W gerichteter Talverlauf im Granitmassiv zu beobachten. Der Granit spricht auf auch nur geringe tektonische Beanspruchung durch starke kataklastische Veränderung und damit erhöhte Verwitterungsbereitschaft an. Zonen dieser Beanspruchung bieten daher der Erosion besondere Angriffsflächen.

Von tektonischem Interesse ist außerdem der Verlauf der Delle südlich Deutsch-Altenburg mit ihren Verzweigungen, die ebenfalls Parallelitäten zu bestehenden tektonischen Linien zeigt. Sie enthält u. a. die Richtung der noch anzuführenden Brüche bei Regelsbrunn und Wildungsmauer. Auch zwei Dellen bei Petronell laufen diesen parallel. Möglicherweise ist auch der NE—SW-Verlauf der Terrassenränder südöstlich Berg und der NW—SE-Verlauf einiger Dellen um Prellenkirchen nicht rein zufälliger Art.

Zusammenfassend scheint es also, daß sich die Morphologie vielfach nach bestimmten tektonisch vorgezeichneten Linien ausrichtet. Unter diesen dominieren solche mit NW—SE-Richtung mit Abweichungen in die E—W-Richtung. In den angrenzenden Niederungen besteht auch ein NE—SW-System, das ja auch im Wiener Becken (Mitterndorfer Senke, Steinbergbruch usw.) und am Karpathenostabfall zu finden ist.

2. Tektonik am Rand des Wiener Beckens

Der Rand des Wiener Beckens in diesem Abschnitt ist gekennzeichnet durch das Fehlen großer Brüche. Auch im angrenzenden Beckengebiet fehlen solche, wie aus Bohrungen hervorgeht. Die geringmächtigen Schichten liegen flach und ungestört. Erst weiter im Innern des Wiener Beckens ziehen durch Regelsbrunn und Wildungsmauer zwei durch Prof. Dr. K. FRIEDL auf Grund von CF-Bohrungen festgestellte Brüche in NE—SW-Richtung.

Die am Rande vorhandene Tektonik äußert sich am ehesten durch indirekte Anzeichen, wie Zerrüttungszonen, Kluft- und Spaltenbildungen und Thermaltätigkeit mit auf diese zurückzuführenden Inkrustierungen. So ist beispielsweise in den Steinbrüchen des „Strombauamtes“ und der „Hollitzer Baustoffwerke AG“ bei Deutsch-Altenburg Mesozoikum und überlagerndes Torton von Klüften und Hohlräumen durchsetzt, die von braunen und rötlichen, größtenteils limonitischen und kalzitischen Krusten überzogen sind. Wie Messungen zeigten, lassen diese Spalten keine Regelmäßigkeiten im Verlauf erkennen. L. BURGERSTEIN (1882) beobachtete bereits Thermalabsätze in Form von Pyrit-, Gips- und Kalzitkristallen samt limonitischen Zersetzungsprodukten vor allem im nördlichen Abschnitt des Westhanges des Kirchenberges.

Am Südwestabhang des Pfaffenberges wird das Tortonkonglomerat von einer Schar sehr breiter, weithin sichtbarer Spalten durchsetzt, die ungeachtet des Verlaufes des Bergfußes N—S-Richtung besitzen. Dieser

Richtung kommt einige Bedeutung bei der Untersuchung der die Schwefeltherme von Deutsch-Altenburg voraussetzenden tektonischen Verhältnisse zu. Die Anzeichen der Thermaltätigkeit lassen sich nach thermometrischen Untersuchungen in den Brunnenwässern von Deutsch-Altenburg durch L. BURGERSTEIN unabhängig vom alten Gebirgsrand von der Austrittsstelle an in südlicher bis südwestlicher Richtung verfolgen. In der Fortsetzung dieser Linie folgt zunächst die breite Delle in der Petronell—Prellenkirchner Terrasse, die mit ihren Verzweigungen fast bis zum Spitzer Berg reicht. Wie erwähnt, richtet sich der Verlauf dieser Delle vermutlich nach tektonisch vorgezeichneten Linien. Dies wäre ein Hinweis auf eine bis in jüngere Zeit wirksame Tektonik in diesem Bereich. Durch strukturgeologische Methoden (Profil 2, Taf. 20) kommt ein Bruch bei Deutsch-Altenburg kaum zum Ausdruck, so daß auch das Ausmaß der vermuteten Störung nicht sehr groß sein kann.

Daß der Gebirgsrand selbst jedoch nicht ganz bruchfrei sein dürfte, zeigte eine Kanalgrabung südlich des Steinbruches der „Hollitzer Baustoffwerke AG“, wo sich Schotter der Petronell—Prellenkirchner Terrasse leicht bergwärts neigten. Möglicherweise wurde dieser demnach sehr junge Bruch in Bohrung HDA 2 zuunterst angefahren. Die Sprunghöhe kann nur wenige Meter betragen.

Die Strukturbohrungen im Bereich der Brucker Pforte zeigen dort eine bruchlose Absenkung zum Wiener Becken, die im Torton in einem stärkeren Maße wirksam war als im Sarmat und Pannon.

3. Tektonik am Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Obwohl die Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene beckenwärts rasch ein starkes Ausmaß erreicht, ist auch ihre Begrenzung teilweise arm an markanter Bruchtektonik. Diese äußert sich hauptsächlich in dem an die Berggruppe grenzenden Bereich, während die Absenkung längs der Schwelle der Brucker Pforte im untersuchten Bereich ohne Bruchbewegung vor sich ging (Profil 6, 7, Taf. 20). Eine Schar von kleinen Verstellungen ist aufgeschlossen am Ostende des Spitzer Berges. Sie zeigen, daß sie während der Sedimentation des Oberpannon im Zuge des verstärkten Absinkens des benachbarten pannonischen Raumes entstanden sind. Ihre Fallrichtung beträgt $120/75^\circ$. Die Streichrichtung ordnet sich damit der allgemeinen Richtung des Abfalles der Karpaten gegen das pannonische Becken ein. Als Anzeichen dieser Bruchtätigkeit dürfte auch die „Römerquelle“ bei Edelstal zu werten sein. Im N der Donau dürften Mineral- und Thermalquellen von Preßburg, St. Georgen und Bösing eine ähnliche Stellung einnehmen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dozent Dipl.-Ing. Dr. V. FRITTSCH wurde im Bereich der Quelle von Edelstal nach geoelektrischen Messungen bei einer Sondierung bis 1500 m eine hochohmige Zone (3000 Ohm) bei 410 m Tiefe festgestellt, die dem Grundgebirge (Granit?) entsprechen dürfte. Eine weitere Sonde mit 2000 m Meßtiefe südwestlich der Quelle an der Straße nach Prellenkirchen zeigte eine hochohmige Zone bei 850 m Tiefe an. Die hier jedoch wesentlich tiefer liegenden Werte (1200 Ohm) deuten eher auf ein zerrüttetes Grundgebirge (Mesozoikum?) hin, dessen Oberkante jedoch weit höher liegt.

4. Quersenzen im südlichen Karpatenrumpf

Für eine tektonische Anlage der bereits außerhalb des untersuchten Gebietes befindlichen Blumenauer Senke sprachen sich bereits mehrere Forscher, darunter besonders G. GÖTZINGER und H. LEITER, aus.

Daß auch der heutige Donaudurchbruch tektonisch bedingt ist (H. HASSINGER 1918), machen neben seiner auffälligen Richtung auch einige andere Tatsachen wahrscheinlich, wie die häufig kaolinisierte und mylonitische Ausbildung des unter den Donauschottern angebohrten Granits sowie die im Vergleich zum Sarmat-Oolith südwestlich Wolfsthal tiefere Lage des im Donaudurchbruch erbohrten gleichen Gesteins (unter 128 *m* SH.). Wenn auch der Durchbruch vor allem im W zumindest als Bucht schon im Torton und Sarmat bestanden hat (Leithakalkvorkommen westlich, Sarmatvorkommen östlich Wolfsthal), so hat er seine heutige Form erst in jüngerer Zeit erhalten, wie das Fehlen jeglicher Meeresablagerungen vor allem an der nördlich an die Donau anschließenden Gebirgsrandzone und am markanten, mehr gegen SE zu schwenkenden, nur mehr durch fluviatile Kerben markierten Granitabfall zwischen Wolfsthal und Berg, der ziemlich junger Tektonik seine Entstehung verdanken dürfte, zeigt. Die Felssohle des Donautales selbst besteht, wie Bohrungen zeigen, östlich des angetroffenen Sarmatoolithes ebenfalls nur aus Granit.

Auch die Hundsheimer Senke (Profil 3—5, Taf. 20) dürfte durch eine Senkungszone mit geringer Bruchtätigkeit bedingt sein. Entlang dieser kam ähnlich wie im Donaudurchbruch die Erosion in verstärktem Maße zur Wirkung. Wie aus dem Jüngerwerden der Sedimente von W gegen E an den Rändern ersichtlich ist (Torton im W, Pannon im E), ging die Bildung der Senke schrittweise in dieser Richtung vor sich. Im Zuge der allgemeinen Absenkung des östlich anschließenden Beckengebietes wurde auch der Ostteil der Senke hinabgebogen. Der Nordrand ist, wie aus dem regelmäßigen Eintauchen der Schichten gegen das Innere der Senke erkenntlich ist, frei von nennenswerter Bruchtektonik. Der Südrand könnte, wie das Vorspringen von Resten jüngerer Pannonsedimente gegen W längs desselben nahelegt, von einem Bruch begleitet sein (in den Profilen nur angedeutet), der vermutlich die nach geoelektrischen Messungen tiefe Lage des Grundgebirges mitbedingt und auch mitbestimmend bei der Entstehung der Mineralquelle von Edelstal war.

Eine tektonische Einsenkungszone ohne erkennbare Bruchbegrenzung ist schließlich die Brucker Pforte. Die geringe Sedimentmächtigkeit — die Felssohle liegt in Cf Pa 16 bei 290 *m* (NN — 119·3 *m*) — spricht gegen hohe Senkungsbeträge. Der Höhenunterschied von 218 *m* zwischen dem am Südhang des Spitzer Berges und in Cf P 11 erbohrten Nulliporenkalk wäre wohl tektonisch zu deuten, könnte aber zumindest zum Teil auch auf eine Strandverschiebung zurückzuführen sein. Nach der geradlinigen Grenze des Ober-Pannon südwestlich der Schwelle war die Pforte nicht mehr den jungen Senkungsvorgängen des pannonischen Raumes unterworfen.

Die Entstehung der Brucker Pforte vollzog sich im Rahmen einer den gesamten Gebirgsrumpf betreffenden Entwicklung: Im Gegensatz zum tektonisch hochliegenden nördlichen Anteil der Berggruppe dürfte der südliche in einem Depressionsabschnitt der Gebirgsachse liegen, wie auch schon das Ostschwenken des Mesozoikums am Spitzer Berg zeigte. Die

nur Hangneigung aufweisenden Anlagerungen am Spitzer Berg können zwar keine Aussagen in dieser Richtung machen, aber das Fallen der westlich anschließenden Beckensedimente gegen S zu einer muldenförmigen Vertiefung in der Verlängerung der Hundsheimer Senke und Brucker Pforte mit Einsetzen des im N fehlenden Pannon (Profil 7, Taf. 20) bestätigt ein leichtes Absinken des Gebirges mit seiner näheren Umgebung. Als Periode stärkerer Absenkung könnte neben vortortoner Zeit das höhere Unterpannon und tiefere Mittelpannon herausgegriffen werden.

5. Tektonischer Vergleich zwischen den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene

Von diesem Grenzbereich zwischen beiden Beckengebieten aus betrachtet, ist ein sehr ausgeprägter Unterschied im tektonischen Werdegang von Wiener Becken mit seinen älteren und Kleiner Ungarischer Tiefebene mit ihren jungen Anlagen festzustellen (Profil 6, 7, Taf. 20). Die stärkste Absenkung des ersteren ist im Torton zu verzeichnen. Besonders das Obertorton nimmt gegen das Beckeninnere stark an Mächtigkeit zu. Sarmat, Unterpannon und tieferes Mittelpannon bleiben im Verhältnis dazu geringmächtig. Höheres Mittelpannon und Oberpannon setzen erst außerhalb des untersuchten Anteiles im Wiener Becken ein. Man kann also annehmen, daß im Sarmat und Pannon in diesem Bereich keine starke Absenkung herrschte. Im vor allem aus der Gegend der Brucker Pforte bekannten angrenzenden Anteil des Pannonischen Raumes dürfte auf Grund des geringmächtigen Torton in Leithakalkfazies der Sedimentationsraum stabileren, schelfartigen Charakter getragen haben. Obertorton und Untersarmat fehlen. Beide Zonen keilen an der Westseite der Brucker Pforte aus. Erst das Vorhandensein eines allmählich mächtiger werdenden Mittel- und Obersarmat läßt auf eine, wenn auch nicht auffällige, Absenkungstendenz schließen, die sich im Unter- und Mittelpannon fortsetzt. Von diesen Schichten hebt sich dann das Oberpannon durch erhöhte Mächtigkeitszunahme infolge starker Absenkung deutlich ab. Diese dauert, wie auch die große Mächtigkeit abgesenkter Quartärschotter weiter im Inneren der Kleinen Ungarischen Tiefebene zeigt, bis in die jüngste Zeit an.

Der entwicklungsgeschichtliche Unterschied zwischen Wiener Becken und westpannonischem Raum spiegelt sich in deutlicher Weise in der Anordnung der Randsedimente in den Hainburger Bergen wider. Während in westlich gelegenen Anteilen des Gebietes Sedimente des Torton und Sarmat, höchstens des Unterpannon meist auf vortertiäres Gebirge transgredieren, trifft man an den östlichen und nordöstlichen Rändern nur Ablagerungen des Pannon, ebenfalls in direkter Anlagerung an vortertiärem Gebirge. Manche Strecken sind überhaupt frei von Meeresablagerungen (Rand Berg—Wolfsthal, Uferzone nördlich der Donau, Karpatenstrand um Preßburg) und sind daher erst seit ganz junger Zeit Randbereich.

6. Bewegungen der Gebirgsachse

Das Vorhandensein von Hebungen und Senkungen des Gebirgsrumpfes wird sehr wahrscheinlich durch die Feststellung von Strandverschiebungen, die im Ausmaß von denen an anderen Rändern des Wiener Beckens abweichen oder dort überhaupt nicht beobachtbar sind. Die Strandver-

schiebungen erreichen fallweise Beträge von über 200 *m*. Absolute Daten über das Ausmaß der Hebungen und Senkungen in diesem Bereich sind kaum genau zu ermitteln, da sicherlich jeweils auch großräumigere Strandverschiebungen mit gleich — oder vielleicht sogar mit entgegengesetzter Tendenz in Rechnung gestellt werden müssen. Durch diese tektonische Labilität der Gebirgsachse ist eine Ähnlichkeit mit dem Leithagebirge gegeben, wo nach A. TOLLMANN (1953) ebenfalls kräftige Bewegungen der Gebirgsachse zu verzeichnen sind.

Der Unterschied zum Großteil der übrigen Rahmenzone des Wiener Beckens äußert sich bereits durch das Fehlen des Untertorton, wahrscheinlich bedingt durch eine Aufwölbung des Gebirgsabschnittes während dieser Zeit.

Der nachgewiesene Höhenunterschied von zirka 210 *m* zwischen dem höchsten (360 *m* SH.) und dem tiefsten Leithakalkvorkommen (150 *m* SH.) läßt auf ein Ansteigen gleichen, bei Berücksichtigung des Vorkommens am Thebener Kogel noch höheren Ausmaßes der mitteltortonen Strandlinie schließen. Die gleichmäßige Verteilung der Vorkommen innerhalb der genannten Höhenspanne schließt eine Verstellung untereinander aus. Dieses hohe Ausmaß legt ein Absinken der Gebirgsachse nahe. Das Oberorton ist tektonisch durch eine auch regional bekannte Hebung gekennzeichnet. Möglicherweise ist in diesen Abschnitt die Bildung der zwischen Mitteltorton und Obersarmat entstandenen Spalten und Klüfte im Leithakalk zu legen, deren Streichrichtung im Sattel östlich des Pfaffenberges in besonderer Häufigkeit bei 000° bis 030°, mit dem Maximum bei 020°, liegen. Untergeordnet streichen sie 090°, 130° und 060°. Klüfte mit Richtung 020° durchsetzen auch den Leithakalk am Südhang des Spitzer Berges.

Als Anzeiger der Bildungstiefe sarmatischer Randsedimente dienen die verbreiteten krustenbildenden Bryozoen und Algen in stellenweiser Gemeinschaft mit Nubecularien. Nach Mitteilung von Prof. Dr. A. PAPP sind krustenbildende Bryozoen allgemein in den Meeren der Gegenwart vorwiegend in Tiefen von 0 bis 10 *m* optimal entwickelt. Ausnahmen reichen bis 50 *m*. Die inkrustierenden Formen des Sarmat dürften ähnlich den rezenten Vertretern Bewohner des Seichtwassers gewesen sein (vgl. C. A. BOBIES 1957). Das Vorhandensein von Algenrasen und das an diese gebundene Vorkommen von Nubecularien setzt ebenfalls nicht zu große Wasserbeckung voraus (A. PAPP 1955). Im Untersarmat beträgt der nachgewiesene Höhenunterschied derartiger Bryozoenvorkommen 130 *m*, woraus man eine Strandverschiebung von mindestens 80 *m* folgern kann (die regellose Verteilung der Vorkommen innerhalb dieser Höhenspanne spricht wieder gegen tektonische Verstellung untereinander). Das Ausmaß dieser Strandverschiebung läßt sich in das bekannte regionale Bild im Wiener Becken einordnen. Eine durch verschiedene Anzeichen wahrscheinlich gemachte Regression im Mittelsarmat dürfte wieder auf eine auch in anderen Küstenbereichen des Wiener Beckens beobachtete Heraushebung der Beckenumrahmung zurückzuführen sein (vgl. WINKLER-HERMADEN 1943). Wie der Höhenunterschied von mindestens 240 *m* zwischen den tiefsten, in 170 *m* SH. und dem höchsten, in 410 *m* SH. liegenden Obersarmatischen Bryozoenkalken bzw. Algen- und Nubecularienkalken zeigt, ist auch während des Obersarmat eine starke Verschiebung der Küstenlinie (um mindestens 190 *m*), bewirkt durch ein Absinken der Gebirgsachse, zu verzeichnen. Dabei wurde weder das unter 128 *m* SH. liegende Obersarmat

im Donaudurchbruchstal noch das durch K. KOUTEK und VL. ZOUBEK in bis zirka 450 *m* SH. kartierte Sarmat am Thebener Kogel berücksichtigt. Die regellose Verteilung des Vorkommens auf die genannte Spanne von 240 *m* spricht auch hier gegen eine tektonische Verstellung untereinander und stellenweise (Südosthang und Südwesthang des Hexenberges) zeigen die Obersarmatsedimente eine vertikale Verteilung von mindestens 100 *m* am gleichen Hang. Die im Vergleich zum gesamten übrigen Rand des Wiener Beckens sehr hohe Lage des Obersarmat muß auf eine kräftige Hebung des südlichen Karpatenrumpfes in spät- oder nachsarmatischer Zeit zurückzuführen sein. Das Fehlen der Zone A des Pannon hängt wie überall am Beckenrand mit einer allgemeinen Regression zusammen. Auch die transgressive Zone B läßt sich in das von den übrigen Beckenrändern bekannte Bild einordnen. Die Transgression erfaßt allerdings nur den südlichen Teil der Berggruppe, der nördliche blieb aus der Meeresbedeckung gehoben. Das reichliche Vorhandensein von Sedimenten der Zone C/D läßt auf stärkere Wasserbedeckung als Zeichen einer tieferen Lage der Gebirgsachse im Südteil der Berggruppe schließen. Hinweise auf Strandverschiebungen während dieser Zeit sind zu sehen in der Differenz zwischen den höchstgelegenen Vorkommen dieser Schichtgruppe und Seichtwasseranzeichen (Rippelmarken, Kriechspuren, Trockenrisse) in weit tieferen Höhenlagen. Allein am Spitzer Berg liegt eine derartige Höhendifferenz von 90 *m* vor. Bei Berücksichtigung höhergelegener Pannonvorkommen an anderen Stellen vergrößert sich diese Differenz beträchtlich. Das Fehlen der Zone E läßt auf eine Hochlage dieses Gebietes während dieser Zeit schließen, die auch im Oberpannon erhalten bleibt. Lediglich der Südwestteil des Gebirges wird hinabgebogen. Im Falle einer Altersgleichstellung hochgelegener Schotter in den Hainburger Bergen mit tiefergelegenen quartären Schottern des Wiener Beckens wäre eine Niveauperänderung anzunehmen, die in einer Hebung ersterer oder Absenkung letzterer bestehen müßte.

Die erwähnten Aufwölbungen und Senkungen des Gebirgsrumpfes müssen, wie das Fehlen markanter tektonischer Linien längs des Gebirges zeigt, ohne erwähnenswerte Bruchstätigkeit vor sich gegangen sein. Die altersmäßige Anordnung der Sedimente vor allem in den westlich angrenzenden Beckenteilen, die in groben Zügen der in der Berggruppe gleicht, spricht dafür, daß bei Bewegung des Gebirges auch dessen nähere Umgebung mitverbogen wurde.

Die Annahme von Bewegungen der Gebirgsachse steht in einem gewissen Widerspruch mit der Deutung bestimmter Abrasionsflächen als Meeresterrassen. Die Wahrscheinlichkeit, daß alte Flächen diese Hebungen und Senkungen überdauerten, ohne daß sich Differenzen in der Höhenlage zueinander und zu ungefähr gleich hohen und als gleich alt geltenden Verebnungen am Westrand des Wiener Beckens einstellten, ist nicht sehr groß.

E. Geomorphologie

1. Tertiäre und ältestquartäre (?) Landschaftsformung

Das bereits vor dem Torton besonders im westlichen Teil in mehr oder weniger isolierte Stöcke und dazwischenliegende Tiefenfurchen aufgelöste

Gebirge wurde während des Jungmiozän und älteren Pliozän immer wieder durch eindringendes Meer in eine Küsten- und Insellandschaft umgewandelt. Brandungstätigkeit gestaltete die Landschaft weiter aus. In Perioden des Landzustandes kam es zu Erosionen, die manchmal ziemlich starke Ausmaße annehmen konnten. Im Bereich harten Küstengesteins (mesozoischer Kalk) wurde dadurch immer wieder das alte Relief aus der Sedimenthülle soweit es von solcher umgeben war, herausgeschält. Im Bereich weichen Gesteins (Granit, Schiefer) wurden neue Talformen angelegt. Der östlichere Teil des Gebirges unterscheidet sich bis zum Pliozän durch eine wahrscheinlich höhere, außer im Obersarmat über dem Strandbereich gelegene Position. Wahrscheinlich hat das Gebirge noch viel weiter nach Osten gereicht und eine eventuelle jungmiozäne Küste des westpannonischen Beckengebietes ist, durch junge Bewegung abgesenkt, weiter im Osten in der Tiefe zu suchen. Vor der Aufschüttung der jüngstpliozänen und ältestquartären Schotterdecke muß das Grundgebirgsrelief, soweit es nicht ohnehin bis zur damaligen Landoberfläche reichte, von Sedimenten mindestens bis zu dieser Höhe erfüllt gewesen sein. Im Laufe des Quartär wurde es wieder zu einem großen Teil ausgeräumt, wodurch heute ein in vielen Zügen lange schon bestehendes Relief freiliegt.

Wichtige Marken innerhalb dieser morphologischen Entwicklung sind die vorliegenden Verebnungen und Terrassen (Taf. 21). Eine Erhaltung solcher aus der Zeit der Meeresbedeckung ist nur in wenigen Fällen als wahrscheinlich anzunehmen. Dazu dürften die höchsten in der Berggruppe vorhandenen Flächen zu zählen sein. Sie erstrecken sich in zirka 410 *m* SH. am nördlichen Ostabhang des Hundsheimer Berges und am Hexenberg. An beiden Stellen sind auch die von dieser Kerbe stammenden, durch Mollusken als zum Obersarmat gehörig festgelegten Brandungssedimente vorzufinden.

Die nächsttiefere Verebnung mit der Kote 354 nordöstlich Hundsheim ist fluviatiler Entstehung und dürfte daher bereits dem Zeitabschnitt jüngerer Pliozän—ältestes Quartär angehören. Möglich wäre es, daß die in ähnlicher Höhenlage liegenden Gipfelbereiche des Königwartes und Braunsberges Verebnungsreste gleichen Alters sind.

Die bedeutendste, landschaftsbestimmende, zum Teil schotterbedeckte Verebnungsgruppe liegt im Höhenbereich von 280 bis 320 *m*. Ihr gehört der Schotterzug nördlich Prellenkirchen bis östlich Hundsheim an, verschiedene Verebnungsflächen ähnlicher Höhenlage innerhalb des Granitmassivs Wolfsthal—Berg, die Schotter am Teichberg, verschiedene, an einer Stelle auch Schotter führende Verebnungen westlich davon, einige fluretragende Kuppen am Osthang des Hundsheimer Berges mit einem Schottervorkommen, der Schloßberg, eine Fläche am Braunsberg und der einst ebenfalls schotterbedeckte Pfaffenberg und Spitzer Berg.

Das geradlinige und diskordante Hinweggreifen dieses Horizontes sowohl über neogene Schichten einschließlich des Oberpannon als auch über vortertiäres Gebirge sowie die vom Oberpannon völlig abweichende Verbreitung und Beschaffenheit der Sedimente lassen sie als nachpannonen Horizont erkennen und in einen dem Oberpliozän oder Ältestquartär angehörigen Zeitabschnitt einordnen. Gegen tortone, sarmatische oder pannonen Anlage der Verebnung dieser Höhenlage im Granitgebiet spricht außerdem, daß, abgesehen von dem kleinen Vorkommen sarmatischen Oolithkalkes am Teich-

berg, das jedoch keineswegs ein Abrasionssediment darstellt, nirgends auch nur Reste entsprechender Strandablagerungen zu finden sind, die bei einer derart gewaltigen Abobelung einer ganzen Landschaft durch Brandungstätigkeit angefallen sein müßten. Bei fluviatiler Entstehung der Flächen ist das Fehlen derselben verständlich. Auch wäre der Granit in der Beschaffenheit, wie er in den Hainburger Bergen vorliegt, gar nicht imstande, ältere Flächen zu erhalten, da er infolge seiner Verwitterungsbereitschaft erosiver Beanspruchung wenig standhält. Das zeigen besonders die tiefen Talungen, die das Granitmassiv zerschneiden und die sehr jung sind, da in ihnen keinerlei neogene Sedimente zu finden sind. Im N der Hundsheimer Senke bleiben beispielsweise die härteren sarmatischen Kalke als morphologische Erhebung erhalten, während der Granit als ursprünglich höher gelegenes Küstengestein zum Teil tiefer liegt, stark abgetragen und zertalt ist.

Die Verebnungen des Pfaffenberges, Spitzer Berges und Braunsberges geben sich sowohl durch dieselbe Höhenlage als auch durch das Vorhandensein von Schottern als gleichaltrig mit dem erwähnten Horizont zu erkennen. Eine weitere, allerdings auf den Pfaffenberg und höchstens Braunsberg einzuschränkende Deutungsmöglichkeit ist die Annahme einer tortonen Anlage beider Verebnungen (H. KÜPPER 1955 und 1958).

Als Hinweise für eine tortone Anlage der Hochfläche des Pfaffenberges können grobe, mächtige tortone Brandungssedimente an den Hängen desselben anzusehen sein, die an der Nordostseite bis nahe an die Hochfläche reichen. Eine ähnliche Höhe nehmen die Leithakalke im Sattel östlich davon ein. Ihre Oberkante zur Zeit des Sarmat ist durch die Auflagerungsfläche sarmatischer Sedimente bei 300—330 m markiert. In weiterer östlicher Fortsetzung erreichen allerdings klastische Tortonsedimente und Löcher von tortonen Bohrmuscheln am mesozoischen Kalk eine Höhe von 340 m, und das höchstgelegene Torton überhaupt liegt bei 360 m SH. (NE-Seite des Hundsheimer Berges).

Der Braunsberg besitzt zwei verschieden hohe Flächen. Die höhere liegt in dem bereits erwähnten Gipfelbereich bei 344 m, die tiefere bei 320 m und entspricht damit der Höhe des Pfaffenberges. Altershinweise liegen bei keiner der beiden Flächen vor.

Bei der langgestreckten Hochfläche Spitzerberg—Steinberg ist eine tortone Anlage weniger wahrscheinlich. Wohl liegen Tortonsedimente vor, doch tragen sie nicht den ausgesprochen grobklastischen Charakter wie am Pfaffenberg. Auch sind sie auf den Westabschnitt beschränkt und reichen bis höchstens 230 m, in welcher Höhe sie am westlichen Südhang auch eine kleine Plattform bilden dürften. Wenn, wie bereits festgestellt wurde, die Gebirgsachse in Richtung Brucker Pforte absinkt, dann müßte, wie auch die tiefe Lage der Tortonoberkante am Spitzer Berg tatsächlich nahelegt, eine tortone Verebnung im S der Berggruppe viel tiefer liegen als im N derselben.

Spuren des Sarmat- und Pannonmeeres sind an den Hängen des Spitzer Berges bis fast zur Hochfläche feststellbar. Die Brandungstätigkeit im Sarmat und Pannon konnte jedoch, wie aus der Ausbildung der Ablagerungen hervorgeht, nicht allzu landschaftsformend gewesen sein. Dies gilt vor allem für das Pannon, das wohl stellenweise klastisch, ansonsten feinsandig-kalkig entwickelt ist und in dieser Form im Relief des Kalkes, wenn auch oft nur mehr in Resten, haftet. Der Pfaffenberg und nördlichere Äquivalente

derselben Formengruppe waren, wie die Verbreitung der Sedimente zeigt, überhaupt nicht dem Pannonmeer ausgesetzt. Das geht außerdem aus dem Fehlen auch der geringsten Anzeichen von im Relief des Kalkes klebenden, auch bei weitgehender Erosion noch erkennbaren Resten von Pannon-sedimenten hervor. Mit dieser Feststellung ist die Annahme „pontischer“ Terrassen wie an anderen Stellen des Beckenrandes (BÜDEL 1933) auch in diesem Gebiet kaum aufrechtzuerhalten.

Zusammenfassend steht hier einer Deutung des Pfaffenberges (327 m), Braunsberges (320 m) und Spitzer Berg (290 m) als tortone Formen, zeitlich äquivalent denen des Bisambergs (360 m), der Nußbergterrasse (330 m) und der Richardshofterrasse (369 m) am Westrand des Wiener Beckens (H. KÜPPER 1955, 1958) die Auffassung gegenüber, daß es sich hier um junge (jüngstpliozäne—ältestquartäre) oder zumindest um jungüberprägte Flächen handelt, die gleichaltrig sind mit den im östlichen Teil des Gebietes festgestellten jungen Schottern und Verebnungen.

Erstere Deutung würde voraussetzen, daß die Rahmenzone des Wiener Beckens und damit auch die diese begleitende Randform („Großform“) seit dem Miozän kaum durch tektonische Bewegung verstellt und verbogen wurde, letztere würde, da sie nicht zur Annahme eines starren Beckenrandes verpflichtet, eher mit den beobachteten Hebungen und Senkungen des südlichen Karpatenrumpfes in Einklang zu bringen sein, auf die besonders die in diesem Gebiet beobachteten Strandverschiebungen und vor allem die hohe Lage des Obersarmat zurückgeführt werden können.

Die Schottervorkommen am Teichberg und nördlich Edelstal erhielten im Laufe der Erforschungsgeschichte folgende Alterszuordnung: Auf der Karte von D. STUR (1891) wurden sie als „Belvedere-Schotter“ ausgedehnt. H. HASSINGER (1918) hielt sie für älter als Pliozän (im alten Sinn). Er ließ jedoch die Möglichkeit jüngeren Alters infolge einer tektonischen Niveauveränderung offen. T. KRÄUTNER (1923) äußerte sich gegen fluviatile Entstehung der Schotter und stufte sie in hangendes Pannon ein. E. v. SZADÉCZKY-KARDOSS (1938) bezeichnet sie als „Prälääerberger Schotterhorizont“. A. WINKLER-HERMADEN (1957) übernahm diese Ansicht und sah in ihnen ein Äquivalent der „Roten Lehmserie“ im nördlichen Wiener Becken und der dazischen Schottern in den jungen Hauptabsenkungsgebieten des Wiener Beckens. Im Zusammenhang mit der Betrachtung über das Alter der „Roten Lehmserie“ am Hungerberg wies J. FINK (1958) auf verschiedene Sedimente, darunter die Schotter in den Hainburger Bergen, hin, die seiner Ansicht nach weit vor dem Günz abgelagert wurden, jedoch noch als pleistozäne Bildungen anzusehen sind. Neuerdings neigt J. FINK (1960) dazu, sie als Reste des Pliozän zu deuten. Dabei erfährt auch im Zusammenhang mit der neuen Einstufung des Laaerberg- und Wienerbergniveaus in Pleistozänabschnitte vor dem Günz die Parndorfer Platte eine Rückverlegung, da J. FINK in derselben ein Verschmelzen von Laaerbergterrasse bis Arsenalterrasse vermutet.

Aus den geologischen Gegebenheiten des Gebietes ist eine stratigraphische Einengung der hochgelegenen Schotter nur auf einen Zeitabschnitt, der zwischen Oberpannon und der Zeit vor der Einbettung der Vertebratenfauna von Hundsheim liegt (Interglazial Günz/Mindel oder Mindel/Riss), möglich. Die Spalte liegt nämlich mit einer Höhe von 260 bis 270 m tiefer als der erwähnte Horizont.

Somit ist eine jungpliozäne oder ältestquartäre Entstehung anzunehmen. Die Möglichkeit ersterer ist durchaus gegeben. Die Stellung innerhalb des Pleistozän bei Annahme letzterer wäre am ehesten dadurch zu deuten, daß die Schotter einem Pleistozänabschnitt vor dem Günz (etwa „Donau-eiszeit“ im Sinne von H. VETTERS 1927, B. EBERL 1930, W. H. ZAGWIJN 1957 u. a.) entstammen, sei es, daß sie damit einem dem Laaerberger Horizont äquivalenten oder einem höher als dieser gelegenen Horizont angehören. Anzeichen einer Hebung von Schottern (J. STINI 1923), wie sie die Annahme von Laaerbergterrasse erfordern würde, sind jedoch nicht zu beobachten. So verläuft z. B. die sicher älterquartäre Terrasse von Petronell—Prellkirchen weit aus dem Ebenenabschnitt kommend ohne Höhendifferenz den Gebirgsabschnitt entlang. Hingegen muß die Möglichkeit eines über dem Laaerbergniveau liegenden Pleistozänhorizontes offenbleiben. Ein Parallelfall läge im Bereich der Kremsfeldschotter im Sinne von R. GRILL 1956 (nicht jedoch von J. FINK 1960) vor.

Ein wesentlicher Schritt zur Klärung der Stellung der höheren Terrassen dieses Gebietes wäre eine Untersuchung der östlich an den Wiener Bereich anschließenden höheren Terrassen, u. a. besonders im Arbestaler Hügelland, unter besonderer Berücksichtigung der aus diesem Bereich vorliegenden zahlreichen Bohrungsergebnisse.

Die nächsttiefere, 230—260 *m* hoch liegende Flächengruppe, der das Gebiet südlich und südöstlich Wolfsthal und möglicherweise die Plattform in 230 *m* SH. am Nordostabfall des Wolfsthaler Granitmassivs angehört, gibt sich durch ihr Hinweggreifen über Granit, Sarmat und Pannon und durch ihre stellenweise Schotterbedeckung ebenfalls als jung entstanden zu erkennen. In welcher altersmäßigen Beziehung sie zur Vertebratenfauna von Hundsheim steht, läßt sich infolge ihrer Beschränkung auf den genannten und ihres Fehlens im Hundsheimer Bereich schwer feststellen. Ein rein höhenmäßiger Vergleich läßt im Hinblick auf die bereits erörterte Ökologie der Hundsheimer Fauna die Flächengruppe eher als älter, höchstens als gleich alt vermuten. Möglicherweise durch Tektonik, vielleicht aber auch nur durch Erosion bedingt, neigen sich einzelne Flächenanteile dieser Einheit gegen ein breites NNW—SSE verlaufendes, bei Wolfsthal aus dem Granitmassiv austretendes Tal. Neben Anzeichen tektonischer Ursache der Schiefstellung (s. S. 310) spricht die horizontale Lagerung des Ooliths in den „Herrschaftssteinbrüchen“ gegen eine solche. Der buchtartige Umriß der Verebnungsgruppe ist möglicherweise durch Schlingenbildung oder eine seenartige Erweiterung des Flußverlaufes bedingt. Für die Deutung der Herkunft von Lokalgeröllen dürfte zumindest zum Teil ein Einzugsgebiet aus dem Bereich der übrigen Kleinen Karpaten anzunehmen sein.

Ähnlich verhält es sich auch mit den Lokalgeröllen auf den beiden höheren fluviatilen Flächengruppen.

2. Quartäre Landschaftsformung

Ausschließlich im Verbreitungsgebiet des Oberpannon der randlichen Ungarischen Tiefebene liegen in isolierter Stellung ohne höhenmäßige Äquivalente die Schotterreste mit Oberkante von 190 bis 220 *m* nordöstlich und südöstlich Edelstal. Die an der Basis der Schotter beobachteten Blöcke lokalen Gesteins könnten auf eiszeitlichen Transport

zurückzuführen sein. Hauptsächlich die Annahme einer von der Parndorfer Platte abweichenden Fließrichtung (die in einer, wenn auch anderen Form zu bestätigen ist) und die festgestellte Verschiedenartigkeit in der perzentuellen Zusammensetzung der Schotter läßt E. v. SZADÉCKY-KARDOSS in ihnen einen „Prälaaerberger Horizont“ erkennen. Eine endgültige zeitliche Zuordnung der Schotterkuppen hängt von einer solchen der Petronell—Prellenkirchner Terrasse ab. Bei deren Einstufung in das Arsenalniveau (s. unten) wäre eine Zugehörigkeit der Schotterkuppen zur Wienerberg- oder Laaerbergterrasse auf Grund der Höhendifferenz in Erwägung zu ziehen. Ob sie an andere in höherer oder tieferer Position liegende Flächen anzuknüpfen sind, muß unsicher bleiben.

Die Gesteinsarten der an der Basis der Schotter gefundenen lokalen Blöcke lassen sich schwer mit einer von E. v. SZADÉCKY-KARDOSS auf Grund der Schrägschichtung angenommenen nördlichen Fließrichtung vereinbaren und legen einen Flußverlauf durch die Thebener Pforte nahe. Die Hundsheimer Senke sperrte ein höher gelegener Pannonriegel ab.

Als morphologisch am deutlichsten hervortretende, weit stromaufwärts verfolgbare Schotterfläche erweist sich die Petronell—Prellenkirchner Terrasse mit den gleichhohen Schotterresten und Kerben an der N- und E-Seite der Hainburger Berge als Angelpunkt bei der Klärung der Entwicklungsgeschichte der Terrassen dieses Raumes. Folgende Altersdeutungen liegen vor: D. STUR (1891), H. BECK und H. VETTERS (1902, 1903) verzeichneten sie als Belvedere-Schotter. H. HASSINGER (1905, 1918) sowie G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) ordneten sie der Arsenalterrasse zu. E. v. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) stellte sie ebenfalls in das Arsenalniveau, trennte sie jedoch von der Parndorfer Platte, die er als Laaerbergterrasse bezeichnete. Die tiefe Lage der Laaerbergterrasse begründete er mit einer bereits hier wirksamen Absenkung des Kis-Alfölds. H. KÜPPER (1953) vermutete auf Grund eines beobachteten Ansteigens der Höhenpunkte von Laaerbergterrasse und Stadtterrasse im Gebiet von Schwadorf und der Betrachtung der synoptischen Darstellung der Donausohle von Nußdorf bis Theben, daß sie gemeinsam mit der Parndorfer Schotterplatte eher an die Stadtterrasse als an die Arsenalterrasse anzuschließen sei. Bei J. FINK (1955) wurde sie in der „Morphologischen Karte des Marchfeldes und seiner Umrahmung“ als zu den Terrassen westlich Seyring gehörig vermerkt. A. TAUBER (1959), der sich jedoch auf die Parndorfer Platte beschränkte, setzte diese der Laaerbergterrasse gleich, wobei er zwischen Parndorf und dem südöstlichsten Anteil der Platte ein Absinken von 187 m auf 150 m SH. verzeichnete und dieses tektonisch begründete. P. SZABO (1959) schloß auf Grund von Schwermineralanalysen auf eine Verschiedenartigkeit in der Herkunft der Sedimente der Parndorfer Platte und der Petronell—Prellenkirchner Terrasse. Erstere schrieb er der Leitha zu, letztere der Donau. Die neuere, jedoch nur die Parndorfer Platte betreffende Annahme von J. FINK (1960) vermutet in derselben ein Verschmelzen der Schotterhorizonte Laaerbergterrasse bis Arsenalterrasse.

Mag auch unsicher sein, inwieweit die Petronell—Prellenkirchner Flur von der Parndorfer Platte zu trennen ist (sowohl Oberkante als auch Mächtigkeit stimmen nördlich und südlich der Leitha im untersuchten Gebiet überein), einige Wahrscheinlichkeit besitzt auf alle Fälle die Annahme, daß die Petronell—Prellenkirchner Terrasse dem Arsenalniveau

entspricht. Dies zeigt u. a. ein Ausblick auf die bei Schloß Petronell 160 *m* hoch, weiter im Osten wenige Meter tiefer liegende, sichere Gänserndorfer Terrasse und auf die 169 *m* hohe Schloßhofer Platte nördlich der Donau, die ziemlich sicher als ein Äquivalent der Terrasse westlich Seyring gelten kann (mündliche Mitteilung von Prof. H. MAJDAN). In beiden Fällen entsprechen die Höhendifferenzen den im Wiener Bereich beobachteten Größenordnungen. Ob Schotter des Wienerberger oder Laaerberger Horizontes in dieser Terrasse enthalten sind, steht in Frage, zumal die erwähnten Schotterkuppen bei Edelstal diesem Niveau angehören könnten.

Allgemein läßt sich die Frage eines indirekten Einflusses des großen Senkungsfeldes der Kleinen Ungarischen Tiefebene auf den Ablauf der Aufschotterung nahe der Mündung nur in einem größeren Rahmen beantworten. Mit dem Standpunkt einer tiefen Lage von Laaerbergsschottern in Form einer Verschmelzung oder eines Konvergierens mit Arsenalterrasse als Folge einer direkten Auswirkung junger Absenkungstendenz sind die vorliegenden geologisch-tektonischen Voraussetzungen, die sich sehr wahrscheinlich in abgeschwächter Form im Quartär widerspiegeln, schwer zu vereinbaren. Diese sind gekennzeichnet durch das Vorhandensein einer markanten Linie, die vom Ostteil des Steinberges über Prellenkirchen und Deutsch-Haslau gegen SW verläuft. Längs dieser die Schwelle der Brucker Pforte markierenden Linie gibt sich durch das Einsetzen des mächtiger werdenden Oberpannon die starke, im Bereich dieser Terrassen jedoch noch allmähliche und bruchlose Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene zu erkennen. Die Brucker Pforte stellt zwar eine Depressionszone in bezug auf die Gebirgsachse dar, großtektonisch bleibt sie jedoch Schwellenbereich mit reduzierter Mächtigkeit der Beckensedimente und ist nicht mehr in die oberpannonische Absenkung der angrenzenden Tiefebene einbezogen (das Oberpannon schwenkt nicht in die Pforte hinein). Westlich dieser Schwelle und der Hainburger Berge zeigt die ziemlich flache Lagerung und ab Sarmat nicht sehr große Mächtigkeit der Schichten einen stabileren tektonischen Charakter ohne große Senkungstendenz, wie sie erst weiter gegen das Innere des Wiener Beckens zu verzeichnen ist, an. Die Aussagen des erwähnten quartären Schotterkörpers selbst gehen dahin, daß derselbe zumindest im untersuchten Raum eine konstante, geringe Mächtigkeit aufweist (4.70—6.60 *m*). Bei Absenkung im Bereich der Aufschotterung wäre im ungarischen Raum eine größere Schottermächtigkeit zu erwarten.

Die Stellung der Terrassen ähnlicher Höhenlage an der Nord- und Ostseite der Hainburger Berge hängt von der der Petronell—Prellenkirchner Terrasse ab. Die Höhe der Fläche des Kirchenberges (178 *m*) entspricht ungefähr der Schotterunterkante bei Petronell. Die Kerbe an der NW-Seite des Braunsberges liegt nur 5 *m* tiefer. Die Schotteroberkante zwischen Schloßberg und Braunsberg reicht bis maximal 175 *m*, die Höhe der Verebnung unter der Pottenburg liegt bei 165—170 *m*. Ähnliche Höhe nehmen die an Granitschutt reichen Schotterreste südwestlich Berg ein. Die Einheitlichkeit dieser einzelnen Elemente ist ziemlich wahrscheinlich, wenn auch bei den letzten beiden die Möglichkeit einer jüngeren Entstehung (Terrassen westlich Seyring?) erwogen werden könnte. Das Fehlen jeglichen Anhaltspunktes für das Vorhandensein dieser Terrassen im untersuchten Gebiet macht sie jedoch auch an dieser Stelle fraglich.

Südlich von Zurndorf ist durch H. HASSINGER zwischen der Terrasse Berg—Gattendorf und der Parndorfer Platte eine in entsprechender Höhe gelegene Terrasse bekannt („30 m Terrasse“).

Im Zusammenhang mit Erörterungen der Terrasse von Petronell—Prellenkirchen durch verschiedene Autoren liegen auch mehrere Deutungsversuche über den Vorgang der Laufänderung der Donau von der Brucker in die Thebener Pforte vor, von denen die wichtigsten in groben Zügen folgende sind: G. GÖTZINGER und H. LEITER (1914) nahmen wie H. HASSINGER (1918) an, daß sich die Donau während der Arsenalzeit durch die Brucker Pforte ergoß. Die erst in Ungarn mündende March floß durch die Lücke zwischen Braunsberg und Schloßberg und lagerte dort die Schotter ab. Die Endphase stellten sich die ersteren beiden Autoren in Form einer Überschreitung einer weichen Schwelle nordwestlich des Hundsheimer Berges durch die höher gelegene Donau bei stärkerer Wasserführung und schließlich einer gemeinsamen Durchbrechung der Verbindung zwischen Braunsberg und Thebener Kogel vor. H. HASSINGER ließ bereits die March durch linksseitige Erosion die Lücke bei Theben für ihren Stammfluß freimachen. E. v. SZADÉCKY-KARDOSS (1938) nahm ebenfalls an, daß die March die tektonisch angelegte Thebener Pforte in Anspruch nahm und erst im Kis-Alföld in die Donau mündete. Möglicherweise benützte auch schon ein Donauarm die Thebener Pforte. Die Versetzung der Donau wurde durch Übertiefung der Thebener Pforte ermöglicht, die jedoch nicht einfach auf starke Erosion der March, sondern auf tektonische Ursache zurückzuführen sei; sie erfolgte im Zuge einer allmählich sich nach N verschiebenden Senkung des Kis-Alfölds.

Eine Änderung erfahren diese Deutungen, wenn man die nach SZADÉCKY-KARDOSS aus Donauschottern bestehenden Schotterkuppen in 190 bis 220 m SH. am Ostrand der Edelstaler Senke als durch die Thebener Pforte hiehergelangt betrachtet und so die Donau dieselbe in bereits weit älterer Zeit durchfloß.

Ein anderes Bild ergibt sich auch durch die Feststellung, daß die Schotter in der Lücke zwischen Braunsberg und Schloßberg Donauschotter sind. Es ist auch nicht erwiesen, daß die March vor der Donau die Thebener Pforte durchfloß und ihre Mündung nicht schon im Wiener Becken erfolgte. Hin und wieder auftauchende Versionen, daß der Rußbach das Tal zwischen Braunsberg und Schloßberg oder gar zwischen Schloßberg und Hundsheimer Berg benützt haben könnte, entbehren jeder Grundlage. Zwischen Schloßberg und Hundsheimer Berg waren auch nirgends Schotter festzustellen.

Wie schon zahlreiche Autoren hervorhoben, ist die weit ausgedehnte Schotterfläche der Petronell—Prellenkirchner Terrasse bzw. Parndorfer Platte, die die Brucker Pforte der ganzen Breite nach einnimmt, nicht mehr durch die Donau zerschnitten. Lediglich die Leitha, die ursprünglich nach N zur Donau floß (SZADÉCKY-KARDOSS 1937), bahnte sich ihren Weg in verhältnismäßig junger Zeit nach Osten. Jedoch geschah dies schon vor der Zeit der Aufschotterung der Terrasse Berg—Gattendorf, da der Leitha zuzuschreibende Terrassenschotter in einer dieser Donauterrasse entsprechenden Höhe vorhanden sind.

Der Höhenlage und dem Habitus nach stellt die Terrasse im Schloßbereich von Petronell, im Abschnitt Hainburg, im Ortsbereich und westlich Wolfsthal sowie zwischen Berg und Gattendorf

ein Äquivalent der Gänserndorfer Terrasse dar. Schon H. HASSINGER (1905, 1918) bezeichnete die Terrasse Berg—Gattendorf—Zurndorf als Äquivalent der „Stadt- oder Simmeringterrasse“. Allerdings sah er in der Terrasse westlich Wolfsthal die Fortsetzung der seiner Deutung nach durch die March aufgeschotterten Flur in der Lücke zwischen Schloßberg und Braunsberg und rechnet sie zur Arsenalterrasse. E. v. SZADÉCKY-KARDOSS stellte die Schotter zwischen Schloßberg und Braunsberg bis Wolfsthal und die Schotter zwischen Berg und Gattendorf in einen Horizont und parallelisierte sie mit einer höheren Terrasse der Umgebung Wiens, vor allem mit der 30 m-Terrasse (Terrasse westlich Seyring), unter Hinweis auf eine Höhensenkung der älteren Terrassen am Rande des Kis-Alfölds. Nun ist aber infolge der tieferen Lage und der erkennbar unterschiedlichen Materialbeschaffenheit die Terrasse westlich Wolfsthal von der Flur zwischen Schloßberg und Braunsberg zu trennen. Einer Höhensenkung könnte nur der Abschnitt Berg—Gattendorf infolge seiner Lage im Verbreitungsgebiet des Oberpannon der Kleinen Ungarischen Tiefebene ausgesetzt gewesen sein. Ein Absinken gegen den Terrassenabfall zu mag auch angedeutet sein. Gleiche Materialbeschaffenheit, gleiche Höhe und die Verknüpfung durch Kerben im Granit lassen die Terrassen um Wolfsthal und zwischen Berg und Gattendorf als äquivalent erkennen.

Längs der Donau und östlich der Hainburger Berge bzw. der Terrasse Berg—Gattendorf wird die Landschaft beherrscht von der Ebene der jüngsten pleistozänen und holozänen Ablagerungen. An dieser Stelle von Interesse ist hauptsächlich der an die Ungarische Tiefebene angrenzende Teil. Aus einer Aufstellung der Unterkante und Mächtigkeit der jüngsten Schotter (s. S. 315) könnte ein leichtes Absinken derselben gegen SE zu schließen sein, das nicht allein auf ein natürliches Gefälle zurückzuführen sein dürfte. Weiter gegen Osten zu nimmt nach E. v. SZADÉCKY-KARDOSS die Mächtigkeit der pleistozänen und holozänen Schotter stetig zu. In einer Bohrung in Magyarovar beispielsweise waren die quartären Donauschotter bei 220 m Endteufe noch immer nicht durchörtert. Diese mächtigen Schotterablagerungen veranschaulichen die junge Absenkungstendenz der Kleinen Ungarischen Tiefebene, die nach E. v. SZADÉCKY-KARDOSS auch der Grund ist, warum er im Kis-Alföld keine Donauterrassen beobachten konnte. Es herrschte hier nur Sedimentation, nie Erosion. Die Sedimente lagern in stratigraphischer Reihenfolge übereinander. M. PESCI (1956, 1957) führt zwar Terrassen aus jüngeren Abschnitten des Quartär aus dem Kis-Alföld an, bestätigt aber eine oft mehrere hundert Meter messende quartäre Absenkung in der Kleinen Ungarischen Tiefebene.

An der Ausgestaltung des Landschaftsbildes der heutigen Form waren neben Aufschotterung und Erosion auch Löß- und Flugsandanwehungen sowie Solifluktion durch eine das Relief des Gebietes im allgemeinen abschwächende Wirkung maßgeblich beteiligt.

F. Entwicklung des Gebietes in Tertiär und Quartär

Mitteltorton. Nach dem Abschnitt vortortonen und wahrscheinlich auch untertortonen Landzustandes, in dem tektonische und exogene Vorgänge vor allem in westlichen Teilen der Berggruppe ein der Anlage nach weit-

gehend erhalten bleibendes und öfter als Transgressions- und Regressionsfläche dienendes Relief formten, übernimmt der Westteil der Hainburger Berge nach starkem Ansteigen der mitteltortonen Strandlinie die Rolle eines Küstengebietes, in dem kalkig-klastische Sedimente der Leithakalkfazies zur Ablagerung gelangen und das zahlreichen marinen Tiergruppen Lebensmöglichkeit bietet. Die östlichere Berggruppe hat jüngere Entwicklung und eine eventuell östliche tortone Küste ist abgesenkt durch junge Bewegungen weiter im Osten in der Tiefe zu suchen. Die Brucker Pforte ist bereits offen. Die über dem Grundgebirge transgredierende Konglomeratserie entspricht wahrscheinlich der Sandschalerzone und vielleicht auch tieferen Tortonanteilen. Bolivinenzone liegt hauptsächlich in Leithakalkfazies vor. Das Tortonmeer kam anscheinend nur mehr mit dem westlichen Abschnitt des Spitzer Berges in Berührung. Im Anteil des Wiener Beckens kommen fossilreiche Tonmergel und Sande, obertags auf das Gebiet nordöstlich der Berggruppe (Hainburg) beschränkt, zur Ablagerung. In die angrenzende Kleine Ungarische Tiefebene setzt sich die Fazies der Brucker Pforte in allerdings unbekannter Erstreckung fort.

Obertorton. Während in den Hainburger Bergen Landzustand als Folge einer Hochlage herrscht und die aus Tonmergel und Sanden, seltener aus Schottern bestehenden, eine arme, kleinwüchsige Mikrofauna führenden Obertortonsedimente nur mehr oder weniger nahe an den Nordwest- und Westfuß der Berggruppe heranreichen bzw. an der Schwelle der Brucker Pforte über Bolivinenzone und unter Untersarmat auskeilen, zeigt eine rasche Mächtigkeitzunahme gegen das Wiener Becken zu eine verstärkte Absenkung in dieser Richtung an. Im Anteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlt Obertorton.

Untersarmat. Eine Verschiebung der Strandlinie wandelt westlichere Teile der Hainburger Berge wieder in eine Küstenlandschaft um. Die in ihrer Nordbegrenzung im Vergleich zum Torton etwas südlich verlagerten Sedimente bestehen aus Kalk (meist Bryozoen-, Algen- und Serpelfriffe), Sandsteinen und Mergeln, erstere in teilweiser direkter Lagerung über Grundgebirge. Im Anteil des Wiener Beckens liegen an der Basis Schichten mit Massenaufreten von *Cibicides lobatulus* (J. u. W.) in ansonsten ärmerer Mikrofauna und darüber folgt erst optimale Untersarmatfauna. Die mäßige Mächtigkeit (um 50 m, selten über 70 m) der aus Tonmergeln und Sanden, seltener Schottern bestehenden Ablagerungen nimmt beckenwärts nur langsam zu. Über der Brucker Pforte keilt Untersarmat über Mitteltorton und unter Obersarmat aus, auch am Südhang des Spitzer Berges bleibt es auf den westlichen Anteil beschränkt. Im angrenzenden Anteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlt es.

Mittelsarmat. In den Hainburger Bergen zeigt die spärliche Entwicklung desselben eine Regressionsphase infolge einer Hochlage an. In den Anteilen des Wiener Beckens, der Brucker Pforte und der Kleinen Ungarischen Tiefebene sind die aus dieser Zone vorliegenden Tonmergel und Sande infolge regressionsbedingter, verarmter Mikrofauna schwer von Obersarmat zu trennen.

Obersarmat. Stärkeres Ansteigen der Strandlinie bringt den größten Teil des damaligen Reliefs und somit auch östlichere Anteile der Hainburger Berge unter Wasser. Die meist auf Grundgebirge oder Mittelorton übergreifenden Sedimente bestehen aus Kalken meist biogener Natur (Gesteinsbildner meist Bryozoen und Algen), klastischen Küstensedimenten und Oolithen. Die Fauna dieses Lebensbereiches zeigt hohen Individuenreichtum bei geringer Artenzahl. Vorliegende Transgression ist auf eine Absenkung der Gebirgsachse zurückzuführen, die mit der spät- oder nachsarmatischen Hebung, durch die die obersarmatischen Ablagerungen und eine Plattform gleichen Alters in eine Höhe von 410 *m* gelangen, eine Besonderheit des südlichen Karpatenrumpfes darstellt. In der Brucker Pforte beträgt die Mächtigkeit des in Beckenausbildung vorliegenden Schichtkomplexes Mittel- und Obersarmat um 40 *m*, in den Anteilen des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene steigt sie auf über 70 *m* an.

Unterrpannon und Mittelpannon. Nach der regressiven Phase des untersten Pannon transgrediert in den Hainburger Bergen Zone B unter Aufarbeitung von Sarmat und Ablagerung klastischer Sedimente, beckenwärts auch Tonmergeln. Die Nordbegrenzung der Sedimentation hat sich südwärts bis zum Nordrand der Hundsheimer Senke verlagert. Die Ursache hierfür dürfte ein Hinabbiegen der südlichen Anteile der Berggruppe gegen die Brucker Pforte sein. Während sich die Verbreitung der tieferen Zone C an die Zone B anschließt, zeigt die höhere Zone C und Zone D eine bedeutendere Transgression über ältere Sedimente und Grundgebirge, die jedoch ebenfalls auf südlichere Teile der Berggruppe beschränkt bleibt. Die Ablagerungen der Zonen C, D bestehen randlich aus braunen, sandigen Kalken, seltener grobklastischen Sedimenten mit stellenweisem Seichtwassercharakter, in der Hundsheimer Senke aus Tonmergeln, seltener Sanden und kalkigklastischen Zwischenlagen. Die Fauna des Unter- und Mittelpannon trägt auch hier der allgemeinen Salinitätsverringerung Rechnung. In den angrenzenden Teilen des Wiener Beckens, wo die nördliche Verbreitungsgrenze des Pannon ähnlich wie in der Berggruppe verläuft, in der Brucker Pforte und der angrenzenden Kleinen Ungarischen Tiefebene liegt die Mächtigkeit der in Form von Tonmergeln und Sanden vorliegenden Sedimente um 65 *m* bei geringer Zunahme beckenwärts. Nur in der Kleinen Ungarischen Tiefebene schiebt sich Zone E darüber und leitet so die Absenkungsphase in diesem Bereich ein.

Oberpannon. Die Hauptabsenkung am westpannonischen Beckenrand dieses Bereiches macht sich in den Hainburger Bergen durch ein Hinabbiegen und eine Überflutung des Südostteiles derselben, wobei das Oberpannon teilweise auf Grundgebirge transgrediert, bemerkbar. Zur Ablagerung kommen Tonmergel und Feinsande, randlich meist verfestigt, gekennzeichnet durch ihren Glimmerreichtum, ihre bunten Farben, ihre Fossilarmut und ihren Seichtwassercharakter. Im Anteil des Wiener Beckens ist Oberpannon noch nicht vorhanden, längs der Brucker Pforte einsetzend nimmt es gegen die Kleine Ungarische Tiefebene rasch an Mächtigkeit zu. In relativ junger Zeit (Oberpannon oder noch später) erfolgt die Ausgestaltung des Ostabfalles des Wolfsthaler Granitmassivs.

Die geologisch-morphologische Geschichte des heutigen Donaudurchbruches und der Hundsheimer Senke ordnet sich in die des gesamten Gebietes ein. Erstere bestand im Torton im W bereits als Bucht und war auch im Obersarmat schon teilweise Niederung, der Ostabschnitt ist junger Entstehung. Auch die Ausgestaltung der Hundsheimer Senke geht in östlicher Richtung vor sich. An den Rändern derselben lagern sich gegen Osten zu fortschreitend jüngere Sedimente dem unmittelbaren Grundgebirge an (Torton im W, Oberpannon im E). Am Ende des Pannon besitzt sie bereits ihre Vollendung.

In ihren groben Zügen besitzt die Entwicklung des Gebietes im Tertiär letzten Endes in der Tektonik ihre Grundlage. Die wichtigsten Merkmale derselben sind daher folgende: 1. Bewegung der Gebirgsachse als Ursache von nachweisbaren Strandverschiebungen, vor allem solcher, die in ihrer Folge und ihrem Ausmaß von anderen Rändern des Wiener Beckens abweichen. 2. Verschiedenartigkeit der Hauptabsenkung in angrenzenden Teilen des Wiener Beckens (Torton) und der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Oberpannon). 3. Fehlen großer Brüche, auch an den Beckenrandzonen. Ein „östlicher Randbruch“ des Wiener Beckens ist anscheinend nur lokal und nicht durchgehend entwickelt. Die Absenkung zur Kleinen Ungarischen Tiefebene vollzieht sich im Bereich der Brucker Pforte ohne Bruchbewegung, in dem an die Berggruppe grenzenden Gebiet sind Anzeichen einer solchen vorhanden. Senkungszonen mit wahrscheinlich geringer Bruchtätigkeit sind der heutige Donaudurchbruch und z. T. die Hundsheimer Senke. Letztere ist bereits einbezogen in eine im Bereich der Brucker Pforte liegende, den Karpatenrumpf im S abschließende Depression der Gebirgsachse. 4. Vorhandensein eines Systems tektonischer Linien, das in vielen Fällen die Morphologie vorzeichnet.

Jüngerer Pliozän (?) Quartär. Ab Oberpannon tritt in der Entwicklung des Gebietes fluviatile Gestaltung in den Vordergrund, die sich vor allem in der Anlage der Verebnungen und Terrassen äußert.

Die höchste derselben, das Plateau mit der Kote 354 *m* nordöstlich Hundsheim gehört vermutlich dem Abschnitt höheres Pliozän—ältestes Quartär an.

Von der nächsttieferen weit ausgedehnten, Verebnungsgruppe in 280 bis 320 *m* SH., der die Schotter nördlich und nordöstlich Edelstal, am Teichberg sowie nur zum Teil schotterbedeckte Verebnungen im Granitgebiet, am Osthang des Hundsheimer Berges, am Spitzer Berg, Pfaffenberg, Braunsberg und Schloßberg angehören, ist oben genannte Entstehungszeit gesichert. Vor allem am Pfaffenberg besteht aber auch die Möglichkeit einer Überprägung einer schon im Torton entstandenen Fläche.

Jüngstpliozän—ältestquartärer Entstehung ist auch die in 230—260 *m* SH. liegende Verebnung, die südwestlich Wolfsthal verbreitet ist und die als Kerbe auch am Ostabfall des Granitmassivs angedeutet ist.

Quartäres Alter haben die in ihrer Stellung unsicheren Schotterkuppen in 190—220 *m* SH. südöstlich und nordöstlich Edelstal. Eine Zuordnung zur Laaerberg- oder Wienerbergterrasse wird in Erwägung gezogen.

Von der Petronell—Prellenkirchner Terrasse (SH. 188—170 *m*) mit ungefähr gleich hoch liegenden Akkumulations- und Erosionsäquivalenten am Nord- und Ostrand der Berggruppe (SH. 178—165 *m*) besitzt eine Zu-

ordnung zum Arsenalniveau einige Wahrscheinlichkeit. Ob in der Petronell—Prellenkirchner Flur auch ein älterer Horizont enthalten ist, steht in Frage.

Während von den im Wiener Raum bestehenden Terrassen westlich Seyring keine Äquivalente zu finden sind, läßt sich die Gänserndorfer Terrasse in einer Höhe von 146 bis 160 m mit Sicherheit in Resten bei Schloß Petronell, bei Hainburg und in Flächen westlich und im Ortsbereich von Wolfsthal sowie zwischen Berg und Gattendorf verfolgen.

Jüngstes Pleistozän und Holozän liegt in 134—144 m SH. in der Schotterplatte von Kittsee und Pama sowie längs der Donau vor.

Quartäre Solifluktionerscheinungen, Löß- und Flugsandanwehungen — letztere bis in allerjüngste Zeit — waren maßgeblich an der jüngsten Landschaftsformung beteiligt.

Literaturverzeichnis

- ANDRIAN, F. und PAUL, C. M.: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpaten und der angrenzenden Landesgebiete in NW-Ungarn. — Jb. Geol. R. A., 14. Bd., 1864.
- ANDRUSOW, D.: Die neue Auffassung des Baues der Karpaten. — Mitt. Geol. Ges., Wien 1939.
- ANDRUSOW, D.: Geologia Ceskoslovenskych Karpat. — Bd. 1, Vydavatel'stvo Slovenskej Vied, Bratislava 1958.
- BACHMAYER, F.: Die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch-Altenburg (NÖ.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44. Bd. 1951, Wien 1953.
- BACHOFEN, v. ECHT, A.: Die Geweihe von Cervus elaphus aus Hundsheim nebst Bemerkungen über Geweihbildung. — Palaeobiologica 7, Wien 1942.
- BECK, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte 1 : 75.000 der Kleinen Karpaten Wien 1902/1903.
- BECK, H. und VETTERS, H.: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — Beitr. Geol. Pal. Öst.-Ung., 16. Bd., Wien 1904.
- BOBIES, C. A.: Die Bryozoenfauna von Kalksburg, Bryozoenstudien I. — Jb. Geol. B. A., Wien 1956.
- BOBIES, C. A.: Die Bryozoen des österreichischen Sarmat, Bryozoenstudien II. — Jb. Geol. B. A., Wien 1957.
- BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. — Berliner geogr. Stud., Geogr. Inst. Univ. Berlin, H. 4, Stuttgart 1933.
- BÜDEL, J.: Alte und neue Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 76, Wien 1933.
- BURGERSTEIN, L.: Geologische Studie über die Therme von Deutsch-Altenburg a. d. D. — Denkschrift d. Kais. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 45, Wien 1882.,
- CZJZEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. — Jb. Geol. R. A., Wien 1852.
- EBERL, R.: Die Eiszeitfolge in den nördlichen Voralpen. — Augsburg 1930.
- EHRENBERG, K.: Zur Frage der systematischen und phylogenetischen Stellung der Bärenreste von Hundsheim und Deutsch-Altenburg. — Palaeobiologica 2, Wien 1929.
- EHRENBERG, K.: Ein fast vollständiges Bärenskelett aus dem Altdiluvium von Hundsheim in NÖ. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien 83, Wien 1933.
- FINK, J.: Verlauf und Ergebnisse der Quartärexkursion in Österreich 1955. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 97, H. 3, 1955.
- FINK, J.: Abschnitt Wien—Marchfeld—March in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft D, Wien 1955.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löße in Österreich. — „Eiszeitalter und Gegenwart“ Bd. 7, Wien 1956.
- FINK, J.: Quartärprobleme des Wiener Raumes. — Geomorph. Stud., Machatschek-Festschr., Gotha 1957.
- FINK, J.: Buchbesprechung über: „Das Eiszeitalter“ von P. WOLSDTDT. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd., 1958.

- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 53, 1960, Wien 1961.
- FINK, J. und MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B. A., Bd. 97, Wien 1954.
- FINK, J., GRILL, R., KOLLMANN, K. und KÜPPER, H.: Beiträge zur Kenntnis des Wiener Beckens zwischen Grinzing und Nußdorf. — Jb. Geol. B. A., Bd. 101, H. 1, Wien 1958.
- FREUDENBERG, W.: Die Fauna von Hundsheim in NÖ. — Jb. Geol. R. A., Bd. 58, Wien 1908.
- FREUDENBERG, W.: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa mit besonderer Berücksichtigung der Fauna von Hundsheim und Deutsch-Altenburg in NÖ. — Geol. Pal. Abh., H. 12, Jena 1914.
- FRIEDL, K.: Über die jüngste Erdölforschung im Wiener Becken. — Petroleum 23, Wien 1927.
- FRIEDL, K.: Das Wiener Becken in: Erdöl in Österreich. — Verl. Natur und Technik, Wien 1957.
- FUCHS, T.: Die Tertiärbildungen aus der Umgebung von Preßburg und Hainburg. — Jb. Geol. R. A., Wien 1868.
- GÖTZINGER, G., LEITER, H.: Zur Landeskunde des Donaudurchbruches der porta hungarica und ihrer Umgebung. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 1914.
- GRILL, R.: Stratigraphische Unterscheidung mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. — Öl und Kohle 37, Berlin 1941, H. 31.
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. R. A. f. Bodenf., H. 6, Wien 1943.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1956 auf den Blättern Krems a. d. D. (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). — Verh. Geol. B. A., Wien 1957, H. 1.
- GRILL, R., KÜPPER, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000, Raum südlich der Donau bearbeitet von H. KÜPPER, nördlich der Donau von R. GRILL. — Geol. B. A., Wien 1952.
- GRILL, R., KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. — Wien 1954.
- HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh. 8, Wien 1905.
- HASSINGER, H.: Beitrag zur Physiographie des inneralpinen Wiener Beckens mit seiner Umrahmung. — Bibl. d. geogr. Jb., Festbd. A. PENCK, Stuttgart 1918.
- HAUER, F.: *Halianassa collini* aus einer Sandgrube von Hainburg. — Verh. Geol. R. A. 1867, Wien.
- HOFFMANN: Crinoiden in den Kalken von Hainburg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1877.
- KAMPTNER, E.: Zwei Corallinaceen aus dem Sarmat des Alpenostrandes und der Hainburger Berge. — Ann. d. Nat. Hist. Mus. in Wien 1942.
- KOLLMANN, K.: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd. 1958, Wien 1960 (mit Literaturhinweisen mikropaläontologischer Art).
- KORMOS, T.: Revision der Kleinsäuger von Hundsheim. — Földtani Közlöny 67, Budapest 1937.
- KORNHUBER, G. A.: Über die geologischen Verhältnisse der porta hungarica. — Verh. d. Ver. f. Naturk., Preßburger Sitzungsber. I, 1856.
- KORNHUBER, G. A.: Über ein neues Vorkommen von Tertiäretrefacten bei Hainburg. — Verh. d. Ver. f. Naturk., Preßburger Sitzungsber. 1857, S. 65.
- KORNHUBER, G. A.: Der Thebener Kogel. — Verh. d. Ver. f. Nat. u. Heilk. zu Preßburg, N. F. X, 1897/1898.
- KOUTEK, J. und ZOUBEK, V.: Geologická mapa Československé Republiky, vydána statním geologickým ustavem ČSL. Republiky. — Prace, List. Bratislava (4758), 1932 bis 1936.
- KRÄUTNER, T.: Die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge. — Phil. Diss., Wien 1923 (unveröffentlicht).
- KÜPPER, H.: Uoberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Kober-Festschrift, Wien 1953.
- KÜPPER, H.: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Abschnitt Wien—Neusiedlersee. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, 1955.

- KÜPPER, H.: Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken. — Z. D. Geol. Ges., Bd. 106, I. Teil, Dez. 1955.
- KÜPPER, H.: Zur Geschichte der Wiener Pforte. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 100, H. 1—2, 1958.
- KÜPPER, H., FINK, J., GRILL, R.: Exkursion der Geologischen Gesellschaft in das Marchfeld. — Verh. Geol. B. A., Wien 1956.
- KÜPPER, H., PAPP, A., ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend. — Verh. Geol. B. A., Wien 1954.
- MAHEL, M.: Stratigraphické Problémy obolevej serie Malych Karpat. — Geologické Práce, Zpravy 15, Bratislava 1959.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 44, Jg. 1951, Wien 1953.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Sarmat im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 45, Jg. 1952, Wien 1954 (weitere Literaturhinweise paläontologischer Art in letzteren beiden Arbeiten).
- PAPP, A.: Nubecularien aus den sarmatischen Schichten von Wiesen. — Burgenländ. Heimatblätter, 17. Jg. 1955, H. 2.
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmat im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges., Wien 47, 1954, Wien 1956.
- PAPP, A.: Morphologisch-genetische Studien an Mollusken des Sarmats von Wiesen (Bgl.). — Wissenschaftl. Arbeiten aus d. Burgenl., H. 22, Eisenstadt 1958.
- PAPP, A. u. HÄUSLER, H.: Neue Beobachtungen über die Tertiärschichten der Hainburger Berge. — Mitt. R. A. f. Bodenf. Zweigst. Wien, 1940.
- PAPP, A. u. THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiär und Quartär Niederösterreichs. — Sitzber. öst. Ak. Wiss. math.-natw. Kl., Bd. 158, Wien 1949.
- PAPP, A. u. THENIUS, E. mit Beiträgen von BERGER, W. u. WEINFURTER, E.: Vösendorf, ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 46, 1953 (Sonderband), Wien 1954.
- PAPP, A. u. TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B. A. 96, H. 1, Wien 1953.
- PECSI, M.: Neuere talentwicklungsgeschichtliche und morphologische Angaben vom Donautal zwischen Bratislava und Budapest. — Magyar Tudományos Akademia Földrattudományi Kutocsoport 38, 1956 (ungarisch mit kurzer deutscher Zusammenfassung).
- PECSI, M.: Parallelisierungen der Donauterrassen und der Terrassen in der Umgebung Wien und des Eisernen Tores. — Magyar Tudományos Akademia Földrattudományi Kutocsoport 38, 1957 (ungarisch mit deutscher Zusammenfassung).
- POKORNY, VL.: The Ostracods of the so-called Basal Horizon of the Subglobosa beds at Hodonin (Pliocene, Inner Alpine Basin, Czechoslovakia). — Sbornik UUG, 19, odd. pal., Praha 1952.
- POKORNY, VL.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie I. u. II, Berlin 1958.
- RICHARZ, P. St.: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. — Jb. Geol. R. A., Wien 1908.
- SAUERZOPF, F.: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannon. — Burgenländ. Heimatblätter, 14. Jg., H. 1, Eisenstadt 1952.
- SCHMIDT, J. W.: Die tertiären Würmer Österreichs. — Denkschrift Öst. Ak. Wiss. math.-natw. Kl., 109. Bd., 7. Abh., Wien 1955.
- SCHRETER, Z.: Die sarmatischen Bildungen und Faunen des innerkarpatischen Beckens. — Math.-natw. Anz., Ungar. Akad. Wiss. 60, Budapest 1941.
- SICKENBERG, O.: Neue Ausgrabungen im Altpleistozän von Hundsheim. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien 83, Wien 1933.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. Ann. Naturhist. Mus. Wien, Dez. 1955, Bd. 60, 1954/1955.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 1958, Bd. 62, 1958 (weitere Literaturhinweise paläontologischer Art siehe in letzteren beiden Arbeiten).
- SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreichischen Tertiär. — Erdöl-Zeitschrift, 74. Jg., H. 4, Wien 1958.

- SIEBER, R.: Die miozänen Turritellidae und Mathildidae Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51. Bd. 1958, Wien 1960.
- STINI, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. — Jb. Geol. B. A., 82, Wien 1932.
- STUR, D.: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 Bl. 6, Hainburg. — K. k. Geol. R. A., Wien 1891.
- STUR, D.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. — Geol. R. A., Wien 1894, Bl. 6.
- SZADÉCZKY-KARDOSS, E. v.: Über die Entwicklungsgeschichte des Leithafusses. — Földr. Közl. 1937.
- SZADÉCZKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländischen Tiefebene. — Mitt. berg- und hüttenmänn. Abt. a. d. k. ung. Palatin-Josef-Univ. f. Technik und Wirtschaft 10, Sopron 1938.
- SZABO, P.: Angaben zur Entwicklung des Flußnetzes im Wiener Bereich und auf ungarischem Gebiet während des Quartär auf Grund von Schwermineralien. — Phil. Diss. Wien 1959.
- TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie in: Burgenland, Landeskunde, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1951.
- TAUBER, A. F.: Geologische Beiträge in: Allgemeine Landestopographie des Burgenlandes, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1954.
- TAUBER, A. F.: Hydrogeologie und Hydrochemie der Parndorfer Heideplatte. — Burgenländ. Heimatblätter, 21. Jg., H. 1, Eisenstadt 1959.
- THENIUS, E.: Ergebnisse neuer Ausgrabungen im Altpliozän von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (NÖ.). — Akad. Anz. Akad. Wiss., Wien 1947.
- THENIUS, E.: Fischotter und Bisamspitzmaus aus dem Altquartär von Hundsheim (NÖ.). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Bd. 157, Wien 1948.
- THENIUS, E.: Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse. — Mitt. Geol. Ges. Wien 45, 1952.
- THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten, Wien 1955.
- THENIUS, E.: Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältestpliozän von NÖ. — Jb. Geol. B. A., Bd. 99, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Das Neogen am Südwestrand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. — Wissenschaftl. Arbeiten aus dem Burgenland H. 10, Eisenstadt 1955.
- TOULA, F.: Über ein neues Vorkommen von sarmatischen Kalken am Thebener Kogel. — Verh. Geol. R. A., Wien 1868.
- TOULA, F.: Über das Vorkommen von Congerenschichten am Hundsheimer Berg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1868.
- TOULA, F.: Das Nashorn von Hundsheim. — Abh. Geol. R. A., 19, H. 1, Wien 1902.
- TOULA, F.: Tiefbohrung bei Preßburg. — Verh. Geol. R. A., Wien 1915.
- TOULA, F.: Über die marinen Tegel von Neudorf a. d. March (Deveny-Ujfalú) in Ungarn und seine Mikrofauna. — Jb. Geol. R. A. 64, 1914, Wien 1915.
- UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpaten, Wien 1903.
- VEIT, E.: Zur Stratigraphie des Miozän im Wiener Becken. — Mitt. R. A. f. Bodenf. Zweigt. Wien, H. 6, Wien 1943.
- WEINHANDL, R.: Neuere Bohrungen im Bereiche der Stadt Wien. — Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1956.
- WEINHANDL, R.: Schackoinella, eine neue Foraminiferengattung. — Verh. Geol. B. A. Wien 1958.
- WESSELY, G.: Geologische Neuaufnahme des Tertiärs und Quartärs der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete. — Phil. Diss. Wien 1959.
- WESSELY, G.: Exkursionsbericht in: Führungen und Fachaussflüge 1960. — Mitt. Geol. Ges. 53. Bd., 1960, Wien 1961.
- WICHE, K.: Die Oberflächenformen im Burgenland. — Burgenland, Landeskunde, hgg. v. d. Burgenländischen Landesregierung, Wien 1951.
- WIESENER, H.: Das Gestaltungsbild des Wiener Beckens in: Geomorphologische Studien, Machatschek-Festschrift, Gotha 1957.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- WOLSTEDT P.: Das Eiszeitalter, 2. Bd., Europa, Vorderasien und Nordafrika. — 2. neu bearbeitete Auflage, Stuttgart 1958.

ZAGWIJN, W. H.: Zum heutigen Stand der pollenanalytischen Untersuchungen des Pleistozän in den Niederlanden. — *Geologie en mijnbouw* (nw. ser.) 18^e Jaargang, December 1956.

ZAGWIJN, J. H.: Vegetation, climate and timecorrelation in the early Pleistocene of Europe. — *Geologie en mijnbouw* (nw. ser.), 19 Jaargang, Juli 1957.

ZAPFE, H.: Über das Bärenskelett aus dem Altpleistozän von Hundsheim. — *Verh. Zool. Bot. Ges. Wien* 88/89, Wien 1941.

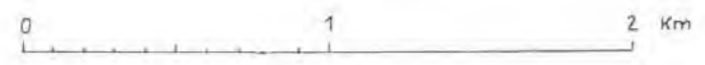
ZAPFE, H.: Die altpleistozänen Bären von Hundsheim in NÖ. — *Jb. Geol. B. A.* 1946, H. 3/4, Wien 1948.

GEOLOGISCHE KARTE

der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete

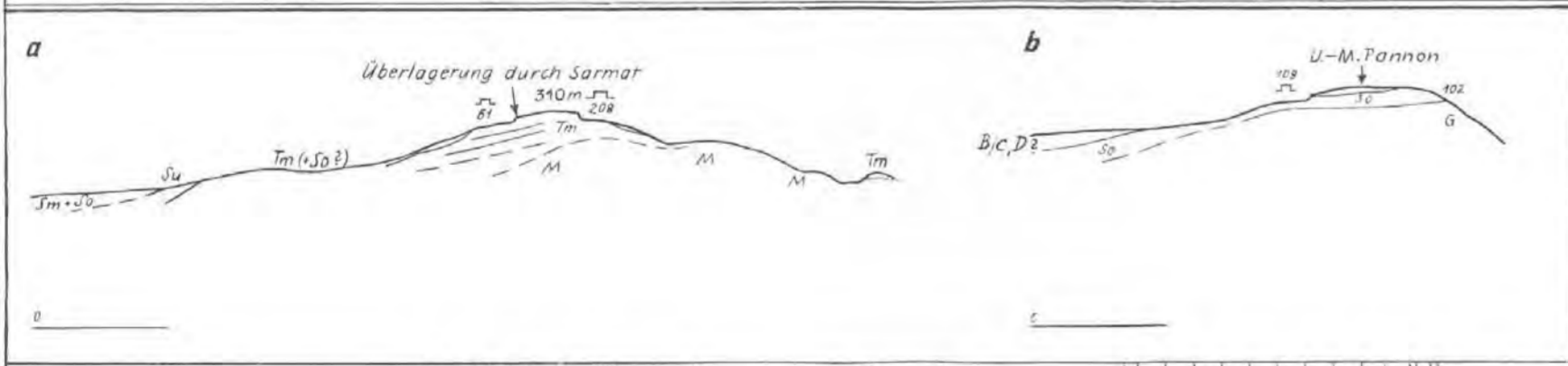
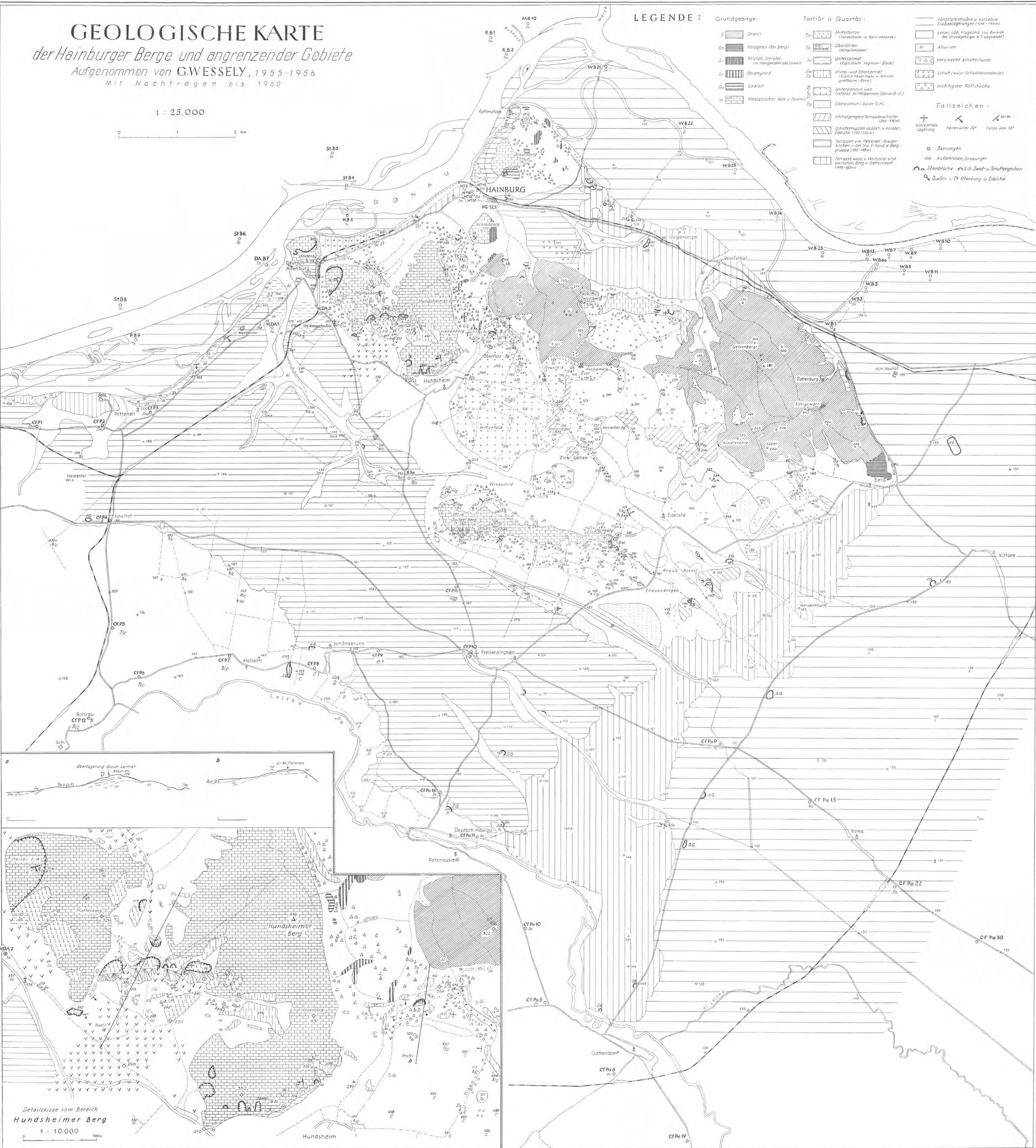
Aufgenommen von G.WESSELY, 1955-1956
Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000



LEGENDE :

- | | | |
|---|---|--|
| Grundgebirge: | Tertiär u. Quartär: | Fallzeichen: |
| G: Granit | Tm: Mitteltertiär (Sarmatien- u. Bolvinenzone) | + : horizontale Lagerung |
| Gn: Paragneis (bei Berg) | To: Obertertiär (Sarmatienzone) | < : Falten unter 20° |
| S: Kristall. Schiefer im Hangenden des Granit | Su: Untersarmat (Eggenidum regium-Zone) | > : Falten über 20° |
| Sa: Porphyroid | U: Mittel- und Obersarmat (Eggenidum regium- u. Kollon-grafsum-Folge) | o : Bohrungen |
| Qu: Quarzit | H: Unterpannon und tieferes Mittelepannon (Zonen B-D) | 506 : Aufschlüsse, Grabungen |
| M: Mesozoischer Kalk u. Dolomit | Po: Oberpannon (Zonen G, H) | — : Steinbrüche |
| | | — : Sand- u. Schottergruben |
| | | Q : Quellen v. Dt. Altenburg u. Edelstal |

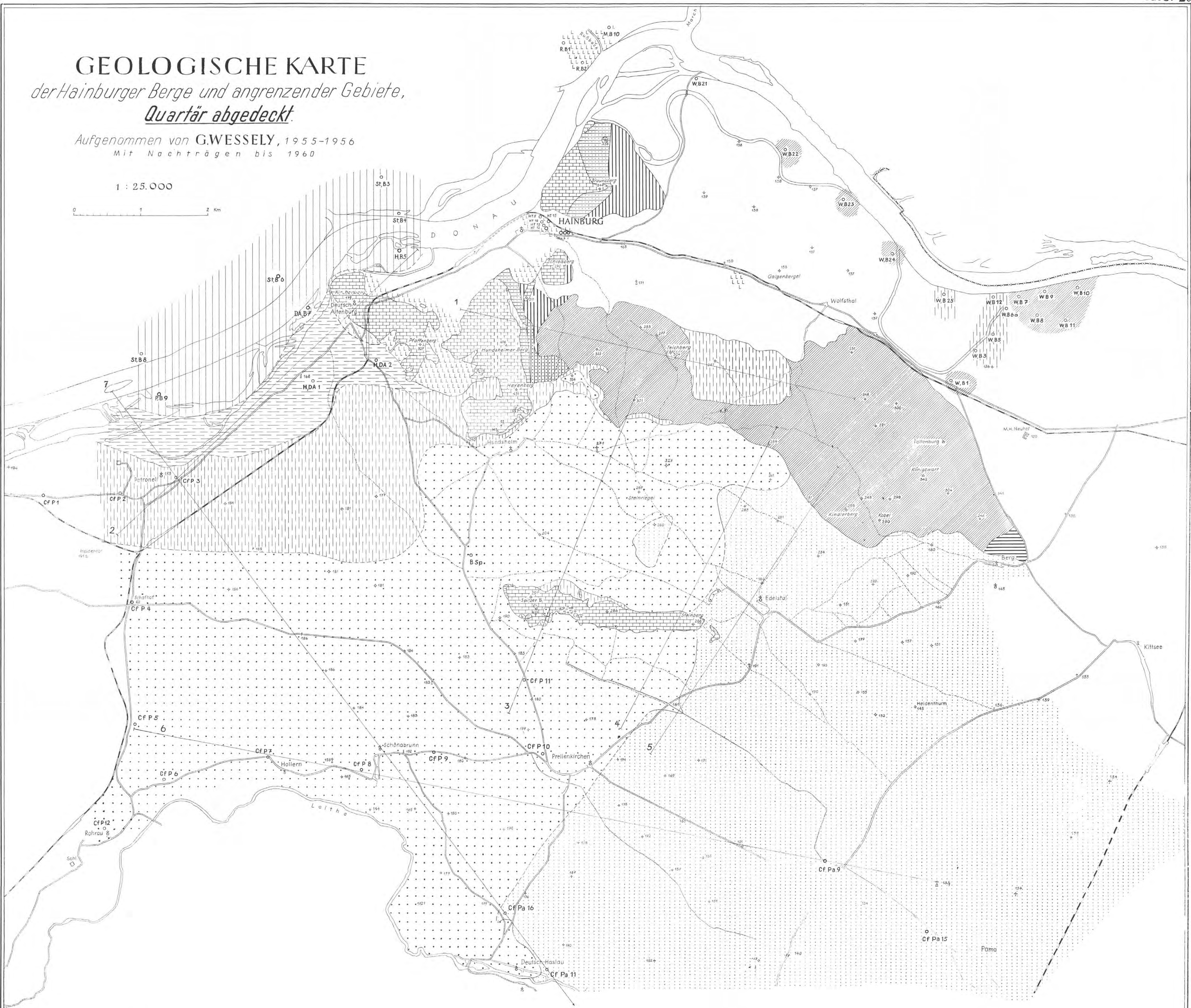
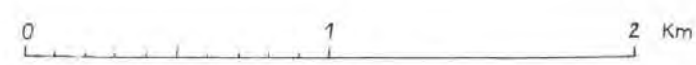


GEOLOGISCHE KARTE

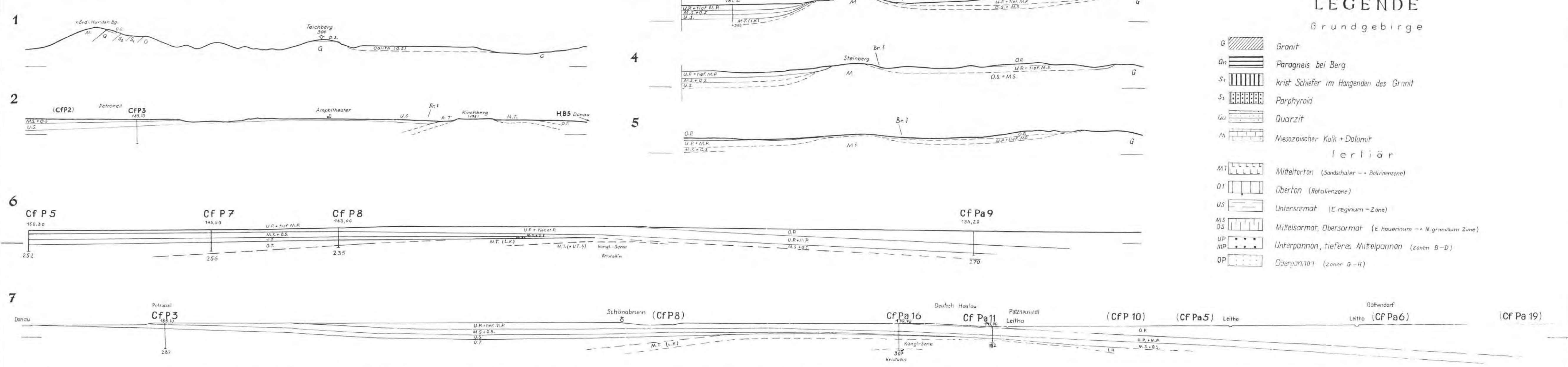
der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete,
Quartär abgedeckt

Aufgenommen von G. WESSELY, 1955-1956
Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000



PROFILE :



LEGENDE

Grundgebirge

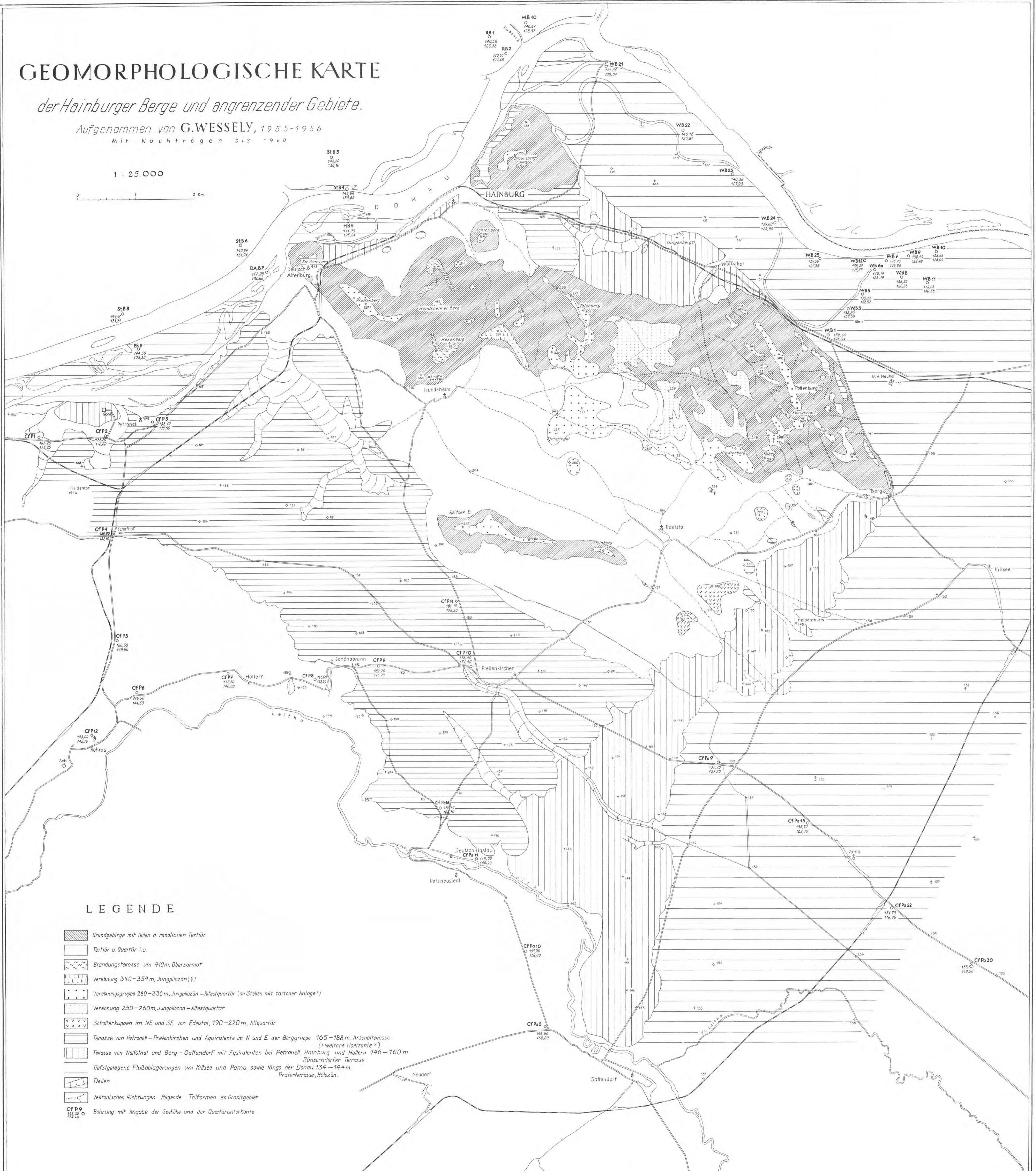
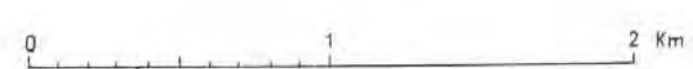
- G Granit
- Gn Paragneis bei Berg
- Sr Krist. Schiefer im Hangenden des Granit
- Ss Paraphyrit
- Qu Quarzit
- M Mesozoischer Kalk + Dolomit
- tertiär
- M1 Mitteltorton (Sandsthaler - - Böhmerzone)
- OT Oberorton (Rotalpzene)
- US Untersarmat (E-regium-Zone)
- MS Mittelsarmat, Obersarmat (E-hauserum - - Nigranum Zone)
- UP Untersarmat, tieferes Mitteleuropäan (Zonen B-D)
- OP Danganyan (Zonen G-H)

GEOMORPHOLOGISCHE KARTE

der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete.

Aufgenommen von G. WESSELY, 1955-1956
Mit Nachträgen bis 1960

1 : 25.000



LEGENDE

- Grundgebirge mit Teilen d. randlichen Tertiar
- Tertiar u. Quartär i.a.
- Brandungsterasse um 410m, Obersarmat
- Verebnung 340-354m, Jungpliozän (?)
- Verebnungsgruppe 280-330m, Jungpliozän - Altterquartär (an Stellen mit tartoner Anlage?)
- Verebnung 230-260m, Jungpliozän - Altterquartär
- Schotterkuppen im NE und SE von Edelstal, 190-220m, Altquartär
- Terasse von Petronell - Prellenkirchen und Aquiralente im N und E der Berggruppe 165-188m, Arsenaltferasse (+ weite Horizontale ?)
- Terasse von Wolfsthal und Berg - Gattendorf mit Aquiralente bei Petronell, Hainburg und Hollern 146-160m Gänserndorfer Terasse
- Tiefstgelegene Flußablagerungen um Kitzsee und Pama, sowie längs der Donau, 134-144m, Praterterrasse, Holozän.
- Dellen
- tektonischen Richtungen folgende Talformen im Granitgebiet
- CFP 1
162,30
178,10
Bohrung mit Angabe der Seehöhe und der Quartärunterkante

Randfernere und randnahe Fazies

	16	22	24	25	26	31	32	40	41	55	209	599	615	621	638	665	B.Sp. 110 m	B.Sp. 130 m	DA 2a 2,40 - 3,50	DA 2a 14,20 - 15,80	DA 2b 17,00 - 18,50	DA 1 5,60 - 33,50	DA 1 36,20 - 36,70
Quinqueloculina sarmatica K.	s	h	s	s	h	s										ns	s	ns	ss	ns	ns	s	
Articulina sarmatica KARR.	ns				ss			ss	ss								s		ns	ns	s		
Triloculina consobrina ORB.	ns	s						ss											ns	ns			
Nonion aff. granosum (ORB.)	s	h	s	ns				s	s	ss	s	s	ss				s	s	s	s	ns	s	
- " - chapapotense COLE	s	s								ns	s						s		ss	s			
- " - div. sp. (klein)			ns							s	ns				ss				s		ns		
Elphidium reginum (ORB.)	ns	ns			ns			ss	s	s	s						s		ns	s	s		
- " - aff. crispum (LAM.)	h	h	h	ns				s	h	h	h						s	h	h	ss			
- " - aff. aculeatum (ORB.)	s	ns	ns	s					ns	ns	s						s	s	ns	s	ss	ns	s
- " - listeri (ORB.)						s	ns									ss		ss					
- " - rugosum (ORB.)	s	s	h	s	ns					ns	s	s	s	s	s	s	h	ns	s	s			
- " - aff. flexuosum (ORB.)	ns																s	s					
- " - koberi TOLLM.	ns	ss	s																ss				
- " - sp. (Jugendform?)										ns												s	
Buliminella sp.		ss																					
Bulimina elongata ORB.	s	s			s			s	s										ss		ns		
- " - " - " var.																							
Bolivina "sarmatica"	s	s	h	ns				ss	ss	ss									ss	h			
Nodogenerina sp.	ss	ss	ss					ss	ss										ss	s			
Angulogerina angulosa (W.u.C.)	ss																					ss	
Discorbis globularis (ORB.)	ss	ns	s							ss							s	s					
Rotalia beccarii (LINN.)	h	h	h	h	h	s	h	ns	h	ss	h	sh	h	ns	s	h	sh	ns	ns				
Cassidulina punctata RSS.										ss											ns		
Cibicides lobatulus (J.u.W.)		ns	h		ns	h	ns		s	ns	ns	h	s	s	ns	s	sh	ns	h				
Schackoinella sarmatica WEINH.	h	s	ss							s									s	ns			
Cytheridea hungarica ZAL.	h	ns	s	s				s	s	ns	s	s	ns	ss	ss				ns	ss	ss		
Haplocytheridea dacica dacica (HEJJ.)	s	ns						ns	ns	ns	ns					ss			ss				
Aurila aff. mehesi (ZAL.)	ns	ns	h	s	s	s	ss	s	s	s	ns					ss			ns	s			
Hemicytheria omphalodes (RSS.)						s																	
Leptocythere div. sp.	ns	s						ss	s							s			s	ns	s		
- " - parallela MEH.		s																					
Xestolebris tumida (RSS.)	ss	s	ss					ss											s	ss			
- " - sp.		s																	ns				
Loxoconcha div. sp.										ss						h			s	s	s	s	s
Cyamocytheridea leptostigma (RSS.)																ss							
Cyprideis pannonica (MEH.)								h	ss	ss													
- " - sp.	ss							ns															
Haplocytheridea dacica dacica (HEJJAS)																s							
Erpetocypris sp.																	ss	ss					
Ostracodenlarven (meist Aurila)	s	ns			ss	s	ns	ss		ns	s	s	s										
Spirorbis heliciformis (EICH.)																							
- " - spirorbis (L.)																			ss	ns		s	ss
- " - commutatus (ROV.)																			ss				s
Mikrotesten, Molluskensplitter																							
Otolithen		s			ns			s	s	s	s	s	s	s	s	s							
Fischzähnen																h						h	
Fischreste																							
?Algenreste																h			ns				
Umlagerungen																			US	US	US	T	

Randfernere Fazies

haupts. Mittelsarmat

Randnahe Fazies

haupts. Obersarmat

	4	5	7	10	17	20	536	594	596	653	654	659	B.Sp. 70 m	B.Sp. 100 m	61	61h	69a	71	74	78	102	109	119	120	123	136	137	228	650a	M.B. 12, 70m	M.B. 5 25, 30m				
Quinqueloculina sarmatica KARR.							s						h	s																					
Triloculina consobrina ORB.															s																		s		
Nonion granosum (ORB.)	ns	s	ss	h			ns	s					s	ns	ss	s	ss					ss	ns	ns	s	ns	s		s	h					
- " - sp. (klein)	ns	s				ss	s	s	s	ss	s	s	ss	h	h																				
Elphidium rugosum (ORB.)	n	s	ns	s	ss	s	h	h	h	h	h	h	ns	h	s	h	h				h	ns	h	h	h	sh	sh	h	ns	h					
- " - obtusum (ORB.)						s	ns	h	h	ns	h	h	ns	h	ss	sh	ns				ns	h	h	h	ns	h									
- " - cf. aculeatum (ORB.)	s	s	ss	s	s		ns	ss	s	s	s	ns	ns		h	h					ns	s													
- " - listeri (ORB.)															s																	h			
- " - sp. (Jugendform?)	s	s	ns	s	s	ns			ns	ns	h	ns																			s				
- " - hauerinum (ORB.)	s	s	ns	s	s		ns	ss	s				s	ns					s	ns															
Buliminella sp.	ss								ss	ss	ss																								
Bulimina elongata ORB.																																			
Entosolenia div. sp.	ns					s																													
Bolivina "sarmatica"	h	ns			ns	ns	s	ns	h	h	ns	s	s						h											ss					
Rotalia beccarii (L.) + var.	h	s	h	s			s	h	ns	h	h	ss			ss									h	ss				s	h					
Cibicides lobatulus (J.u.W.)	ns	ns					h	ns	ns																										
Aurila notata (RSS.)				h											s	ns		s	ns		ns	h	h	h	ns	ns	ss				ns				
Aurila ex gr. notata (RSS.)	ns				ss									ss																					
Hemicytheria omphalodes (RSS.)																									ss						ns				
Leptocythere sp.	s	s	s	s			s	ss	ns	s	ss	s			ns	ss		s	s					s	ns	s									
- " - parallela MEH.																																			
Xestolebris tumida (RSS.)	s	ns	s	ss				s	h	ss	ss				s		ss							s	s	ss									
- " - sp.																								h	ns	s	h	ss		ss					
Loxoconcha div. sp.																									s	s	s	s	s						
Cyamocytheridea leptostigma (RSS.)																																			
Cyprideis pannonica (MEH.)								h	ss	ss																									
- " - sp.	ss							ns																											
Haplocytheridea dacica dacica (HEJJAS)																																			
Erpetocypris sp.																																			
Ostracodenlarven (meist Aurila)	s	ns			ss	s	ns	ss		ns	s	s	s										ns		s										
Spirorbis heliciformis (EICH.)																																			
- " - spirorbis (L.)																																			
- " - commutatus (ROV.)																																			
Mikrotesten, Molluskensplitter																																			
Otolithen		s			ns																														

Geologie der Heilquelle Deutsch Altenburg (NÖ.)

Von H. KÜPPER, mit Beiträgen von W. PRODINGER und R. WEINHANDL

Mit 2 Tafeln (25 und 26)

Inhalt

	Seite
I. Einleitung	351
II. Gesteine und deren Alterszuordnung.....	352
III. Wässer und deren Gruppierung	354
IV. Die geologische Situation der Heilquelle	355
V. Beeinflussungen der Heilquelle	356
VI. Ausblick	356

I. Einleitung

L. BURGERSTEIN hat in den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1881, S. 289 und in den Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Bd. 65, 1882, S. 107 zwei Berichte über die Geologie der Therme von Deutsch Altenburg veröffentlicht. An diesem Stand hat sich in den folgenden Jahren bis heute nichts geändert; wohl wurde die Heilquelle regelmäßig in den üblichen lehrhaften Aufzählungen genannt. Erst mit dem Beginn der Bearbeitung der Geologie der Hainburger Berge durch G. WESSELY, zirka 1954, wurde der erste Schritt in der Richtung einer neueren Bearbeitung getan, bei welcher naturgemäß nicht die Geologie der engsten Umgebung der Heilquelle im Vordergrund stand, sondern das gesamte Gebiet der Hainburger Berge.

Anfang 1958 wurde im Bereich von Bundes- und Landesinteressen die Frage aufgerollt, ob die Heilquelle Deutsch Altenburg von einer durch technische Maßnahmen bewirkten dauernden Höherschaltung des Donauspiegels ungünstig beeinflusst werden würde und welche Maßnahmen gegen eine solche Beeinflussung zu erwägen wären. Zur Beantwortung dieser Frage war es erforderlich, die Art des Auftretens der Quelle im geologischen Rahmen kennenzulernen, um das Reagieren derselben auf geplante Maßnahmen abschätzen zu können. Es wurden daher von Beginn 1958 bis Mitte 1960 folgende Untersuchungen ausgeführt:

a) geologische Untersuchungen; mit un tiefen Bohrungen wurde in einem relativ engmaschigen Netz die Umgebung der Heilquelle abgetastet und die Verteilung von Quartär, Tertiär und mesozoischem Untergrund festgelegt;

b) hydrologische Untersuchungen; durch Aufstellung eines Limnographen und Beobachtungen der Grundwasserstände in ihrer Abhängigkeit von den Schwankungen des Donauspiegels; diese Arbeiten wurden vom Hydrographischen Amt der niederösterreichischen Landesregierung durchgeführt;

c) chemische Untersuchungen der Veränderungen in der Zusammensetzung der Heilquelle und der Grundwässer in ihrer Abhängigkeit von den Schwankungen der Niederschläge und des Donauspiegels, durchgeführt von Dr. W. PRODINGER, Geol. B. A.;

d) technische Untersuchungen über Standfestigkeit, Einbindevermögen usw. des Untergrundes, ausgeführt durch Bohrungen unter der Leitung von Dr. G. HORNINGER, Verbundgesellschaft.

Alle diese Untersuchungen wurden im Auftrag der niederösterreichischen Landesregierung durch die Österreichische Verbundgesellschaft ausgeführt, wobei in Angelegenheit eines Gesamtkonzeptes mit Unterzeichnetem stets angenehm Verbindung gehalten wurde.

Aus diesen Untersuchungen ergaben sich Daten, die alle zu einem neueren geologischen Gesamtbild zusammenzufügen die Zielsetzung des Folgenden sein soll. Wir haben hiebei dankbar davon Gebrauch gemacht, über die Geologie einer österreichischen Heilquelle ein bisher wohl einzigartig ins Detail gehendes Bild geben zu können; andererseits schien es auch erwünscht, in diesem Bild vor allem die großen Züge hervortreten zu lassen, es nicht mit Details zu überladen; für diese sei nach den graphischen Beilagen und wo nötig, nach den Archiven verwiesen, wo sie ja weiter erhalten bleiben.

Der folgende Text ist als einfache Erläuterung aufzufassen zu den Darstellungen auf Tafel 25 und 26.

II. Gesteine und deren Alterszuordnung

Das Auftreten von Mesozoikum, Tertiär und Quartär ist durch WESSELY bereits näher beschrieben; es folgen hiezu nur einige ergänzende Bemerkungen:

a) Das Mesozoikum ist, wo angebohrt, entwickelt entweder als dunkle Kalke, poliert, fast schwarz; teilweise ebenflächig gebankt; die Bankung geht z. T. auf tektonische Auswalzung zurück; z. B. DA 19, 24-5 m; teilweise sind diese dunklen Kalke jedoch auch brecciös, von unregelmäßigen, nur z. T. verheilten Klüften durchsetzt, z. B. DA 9, 30 m;

graue Kalke bis Dolomit; poliert dunkel- bis hellgrau, meist stark brecciös, wobei auch helle und dunkle Komponenten gemengt auftreten können; hellgraue bis schwach rötliche Dolomite, stark brecciös, zu netzartiger Verwitterung neigend; z. B. DA 18, 21-5, 21-7 m.

Um einen Vergleich dieser Gesteine nach dem Chemismus mit solchen der Kalkalpen durchführen zu können (V. GBA. 1957, S. 97), wurden folgende Analysen von Dr. W. PRODINGER, GBA. Nr. 1864/60, vom 24. I. 1961 ausgeführt:

	% CaO	% MgO	% ¹⁾ Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	% Unl. Rück- stand	% Glühverlust CO ₂	% H ₂ O
Kalk, DA 9, 29 m	53·48	2·10	0·30	1·70	41·92	0·08
Kalk, DA 9, 30 m	53·41	1·35	0·30	2·30	42·80	0·10
Kalk, DA 19, 6 m	53·72	1·70	0·65	1·39	42·91	0·11
Kalk, DA 19, 24·5 m	52·40	2·66	0·24	0·48	44·22	0·10
Dolomit, DA 18, 21·5 m	37·75	15·15	0·66	0·39	46·10	0·30
Dolomit, DA 18, 21·7 m	39·20	13·23	0·74	0·48	45·53	0·06

¹⁾ In der Tabelle VGBA 1957, S. 97 dargestellt als FeO und Al₂O₃.

Für die Alterszuordnung dieser Kalke liegen keine neueren Hinweise vor. 1901 berichtete TOULA über Encrinusstielglieder vom Pfaffenberg (Verh. Verein f. Arznei- u. Naturkunde, Preßburg); H. BECK wiederum betont 1903 (V. GRA., S. 51) die Übereinkunft der Kalke von Hainburg—Deutsch Altenburg mit jenen von Ballenstein und seither ist hauptsächlich diese Auffassung immer wieder übernommen worden. Unter einem verdient es jedoch festgehalten zu werden, daß neuere Untersuchungen zur Entscheidung der Alterszuordnung nicht vorliegen. Wohl ist aus mündlichen Mitteilungen bekannt, daß die Geologen in Bratislava nicht die Auffassung H. BECK's teilen, sondern eher der von TOULA zuneigen.

b) Die tertiären Gesteine gliedern sich in zwei Hauptgruppen: einerseits Nulliporenkalke mit Übergängen zu feinen bis groben Breccien; andererseits sandige bis tonige Mergelgesteine, in denen die Einstreuung organischer Reste zurücktritt.

Die an Organismenresten reichen Gesteine, welche unter der Bezeichnung Nulliporenkalke gehen, setzen sich in wechselnder Zusammensetzung aus dreierlei Komponenten zusammen, und zwar:

1. feiner Sand- bis groben Schuttdetritus der mesozoischen Kalke und Dolomite; zwischen einer Sandfraktion (zirka 2 mm \varnothing) und grobem, eckigem Kalk „split“ (zirka 2 cm \varnothing und gröber) scheint hier kein Übergang vorzuliegen.

2. Organische Reste und deren Detritus, vor allem Nulliporen, Bivalven und Foraminiferen; die Nulliporen treten auf entweder als Nulliporengrus oder als Formen mit relativ geringer Beschädigung ihrer natürlichen Verästelungen.

3. Graue Ton- bis Feinstsandkomponenten, welche die Fugen zwischen den organischen und anorganischen Brocken füllen. Für einen Großteil der Nulliporenkalke ist die Bezeichnung als solche richtig; ein Teil wäre besser als dichte Kalkarenite mit organischen und anorganischen Komponenten zu bezeichnen.

Die Nulliporenkalke (siehe 1.) sind den mesozoischen Kalken an- und aufgelagert, ohne daß an letzteren Verwitterungserscheinungen sichtbar wären.

Die feinsandigen bis mergeligen Tongesteine wurden nicht näher untersucht und sind in den Schnitten auf Grund der geologischen Feldbezeichnungen vermerkt.

Nach der mikropaläontologischen Bearbeitung von R. WEINHANDL ist das Marin der Bohrungen Deutsch Altenburg als höheres Torton anzusprechen. Mit dem Auftreten von *Uvigerina venusta liesingensis* in Deutsch Altenburg 1 ist hier die Zone mit *Bolivina dilatata* nachgewiesen, die in der Arbeit von WESSELY in den oberen Teil des Mitteltortons gestellt wird. Für Unteres Torton (Lagenidenzone) finden sich keinerlei Anhaltspunkte.

c) Das Quartär umfaßt überwiegend lockere Tone, Feinsande, Sande und Grobkiese und -schotter, wie sie im Alluvial- und Jüngstpleistozän in der Nähe des Donauspiegelbereiches bekannt sind; eine nähere Untersuchung fand nicht statt, u. a. auch, weil die Probeentnahme in dem lockeren Material wenig vollständig war.

Es sei vermerkt, daß das Gebiet des „Kurparkes“ zwischen Kurhaus und Donaulände nach 1883 mit zum Teil grobem Steinbruchschutt angeschüttet wurde, welches dort bis über 2 m Mächtigkeit auf darunter folgenden Donauabsätzen liegt.

Zeitliche Hinweise für eine Gliederung des Quartär liegen nicht vor.

III. Wässer und deren Gruppierung

Da die Fragestellung der Untersuchungen in erster Linie darauf ausgerichtet war, Anhaltspunkte über die Möglichkeiten der gegenseitigen Beeinflussung verschiedener Wässer festzustellen, wurden als erster Schritt für eine größere Anzahl von Beobachtungspunkten für eine längere Zeitdauer Wasseranalysen in Serienuntersuchungen von Dr. W. PRODINGER (GBA) angefertigt. Die Auswahl dieser Punkte war vom geologischen Gesichtspunkt so getroffen, daß man mit großer Wahrscheinlichkeit normale Grundwässer und solche, die mit H_2S -Wässern durchsetzt sind, erfassen konnte. Diese Annahme hat sich auf Grund der Analysenresultate bestätigt, wie aus folgender Tabelle hervorgeht, die als Auswahl aus einem wesentlich größeren Analysenmaterial anzusehen ist.

Übersicht über Wasserzusammensetzung
(ausgedrückt in GDH°, Auszüge aus Serienanalysen von Dr. W. PRODINGER)

Datum	a) Unbeeinflusste Grundwässer		b) Wässer mit H_2S -Komponenten	
	Teich im Park	Badgasse 22	Badgasse 24	Heilquelle
17. 4. 1958	22.3	21.4	54.0	58.5
6. 8. 1958	22.2	24.4	54.3	62.8
15. 12. 1958	21.5	20.7	50.8	61.7
13. 3. 1959	19.8	20.6	40.6	62.3
18. 6. 1959	20.8	23.0	51.2 ¹⁾	58.4 ¹⁾
20. 6. 1959	21.6	21.3	53.4	62.0
17. 8. 1959	—	—	54.6	42.5 ¹⁾
21. 8. 1959	21.7	—	37.0 ¹⁾	63.0

¹⁾ Vermutlich von Donau-Hochwasser beeinflusst.

Aus dieser Tabelle ergibt sich, daß die vom H_2S -Zutritt unbeeinflussten Grundwässer eine Zusammensetzung haben, wie sie in anderen Bereichen des südlichen Wiener Beckens bereits bekannt ist (Jb. GBA. 1954, S. 161).

Von den Wässern mit H_2S -Komponenten wurden keine Vollanalysen angefertigt, da diese Wässer für die Zwecke der Identifizierung schon nach den ersten Stichproben sich als durch hohe Härte-Werte gekennzeichnet erwiesen.

Mit dieser Übersichtsgruppierung, zu welcher im Zweifelsfall der H_2S -Geruch als Indiz hinzukam, war es möglich, sich ein Bild über die gegenseitige Beeinflussung der Wässer zu machen.

IV. Die geologische Situation der Heilquelle

Da durch eine noch so eingehende Betrachtung der an der Oberfläche angetroffenen geologischen Verhältnisse und Wässer eine befriedigende Klärung der Art des Quellaustrittes nicht erreicht werden konnte, wurden unter Anwendung entsprechender Vorsichtsmaßnahmen in der Umgebung der Quelle eine größere Anzahl von Untersuchungsbohrungen ausgeführt. Die Resultate dieser Untersuchungen sind zusammenfassend auf Tafel 26 in vier Profilschnitten dargestellt und können in folgende Hauptpunkte zusammengefaßt werden:

Die mesozoischen Kalke wurden an mehreren Stellen angebohrt und zeigten, obwohl sie stellenweise stark geklüftet waren, keine H_2S -Wässer; man wird sich deshalb vorstellen dürfen, daß die Quellwässer in wohlausgekleideten Quellkanälen aufsteigen; eine weiträumige Infiltration der klüftigen Kalke durch H_2S -Wässer ist nicht wahrscheinlich.

Die Grenzfläche Tertiär—Mesozoikum ist eine sedimentäre Auflagerungsfläche mit einem dichten Abschluß der rauhen Oberfläche der mesozoischen Kalke, welche letztere keine Verwitterungskruste tragen. An dieser Grenzfläche steigen keine H_2S -Wässer auf.

Das Tertiär ist auf einem deutlich entwickelten prätertiären Relief abgelagert; es ruht auf diesem teils mit tonigen bis porösen Nulliporenkalken, teils aber auch mit sandigen Tonen und Mergeln auf. Von einer Abgrenzung des Tertiärs durch Brüche gegen das Mesozoikum war nichts zu beobachten. Da nur in einigen Bohrungen an eng begrenzten Stellen H_2S -Geruch deutlich beobachtet wurde, wird man annehmen dürfen, daß das Tertiär von einer Anzahl relativ unansehnlicher Spalten durchsetzt wird, die, wieder gut abgedichtet, die Wanderwege der H_2S -Wässer bilden.

Die quartären Sande, Silte, Kiese und Schotter wiederum bedecken das Tertiär; auch in ihnen wurden H_2S -Wässer stellenweise angetroffen; am Donauufer tritt bei Niederwasser Schwefelwasser regelmäßig auf. Da eine Spaltenbildung im Quartär unwahrscheinlich ist, wird man sich vorstellen dürfen, daß sich die von unten in die lockeren und porösen Quartär-Kiese und -Schotter eintretenden H_2S -Wässer in diesen rasch lateral verbreiten und dabei auch wohl mit dem Grundwasser der Donau zuwandern.

Das Gesamtbild des Quellaustrittes stellt sich so dar, daß in einem sehr eng begrenzten Raum von unten durch die mesozoischen Kalke und

tertiären Tone und Nulliporenkalke wohlausgekleidete Zufußröhren¹⁾ bis an die Sohle des Quartärs reichen; durch diese steigt das temperierte Wasser auf und verteilt sich lateral im Quartär. Der Quellschacht reicht bis etwa 2 m über die Quartärsohle und scheint in alten Zeiten günstig hinsichtlich des Haupt-H₂S-Wasseraustrittes angelegt worden zu sein.

Vermutungen über weithinreichende Bruch- oder Spaltensysteme im Untergrund, an welche die Quelle gebunden sein soll, haben sich bisher nicht bestätigt. Die Tatsache allerdings, daß SW von Badgasse 8 im Bachgerinne ein deutlicher H₂S-Austritt sichtbar ist, und ferner, daß nach Angaben von L. BURGERSTEIN in Hausbrunnen entlang der Bundesstraße 1882 erhöhte Wassertemperaturen gemessen wurden, weist darauf hin, daß der in der heutigen Heilquelle gefaßte H₂S-Austritt nicht der einzige in diesem Bereich sein dürfte.

V. Beeinflussungen der Heilquelle

Wie dargelegt, bewegen sich die H₂S-Wässer in einem kompliziert verästelten Röhrensystem, das gegenüber dem Donauspiegel indirekt, nämlich durch das Quartär, als offen zu bezeichnen ist. Verschiedene Wasserstandsbeobachtungen haben deshalb auch ergeben, daß die Ganglinien der Donau und der Heilquelle annähernd gleich verlaufen. Die mesozoischen Kalke sind in breiter Front gegen die Donau zu von dichtem Tertiär abgedeckt, so daß mit einer Einflutung von Donauwässern bei Hochwasserständen von N her nicht zu rechnen ist.

Trotzdem wurden auch ausführliche Untersuchungen der Zusammensetzung der Quell- und Grundwässer durchgeführt, um beurteilen zu können, ob es sich bei dem erwähnten Gleichlauf der Ganglinien um eine Druckübertragung oder auch direkte Einflutung handelt. Ein Vergleich der Daten, Hochwasserstände, der Zusammensetzung der Heilquelle und des Hausbrunnens Badgasse 24 ist auf folgender Tabelle ersichtlich. Es ergibt sich hieraus, daß bei Hochwässern über 600 mm Pegel Deutsch Altenburg bei der Heilquelle am ersten Tag der Hochwasserspitze, beim genannten Hausbrunnen etwas später, eine Beeinflussung der Wasserzusammensetzung sich bemerkbar macht. Allerdings ist dieser Hinweis nicht ganz sicher, da zumindest bei der Heilquelle ein Wassereinbruch von „oben“ her wegen technischer Mängel der Quellschachtmauerung nicht ganz ausgeschlossen werden konnte, worauf auch die Tatsache hinzuweisen scheint, daß sich schon nach 24 Stunden die Wasserzusammensetzung den langjährigen Durchschnittswerten wiederum nähert.

VI. Ausblick

Die Arbeiten, welche zur Klärung des Auftretens der Heilquelle ausgeführt wurden, haben auch einen bestimmten Eindruck über die Konfiguration des Ufersaumes des Tortonmeeres gegeben, auf welchen hier kurz hingewiesen werden soll.

¹⁾ Die Tatsache, daß in einem kürzlich ausgeführten Brunnen in den mesozoischen Kalken (Haus Nr. 24, Ostrand der Parzelle) Wasser von wesentlich höherer Härte, aber niedrigeren Chloridgehalten angetroffen wurde, weist in der Richtung unbeeinflußt von einander bestehender Wasserkörper verschiedener Zusammensetzung.

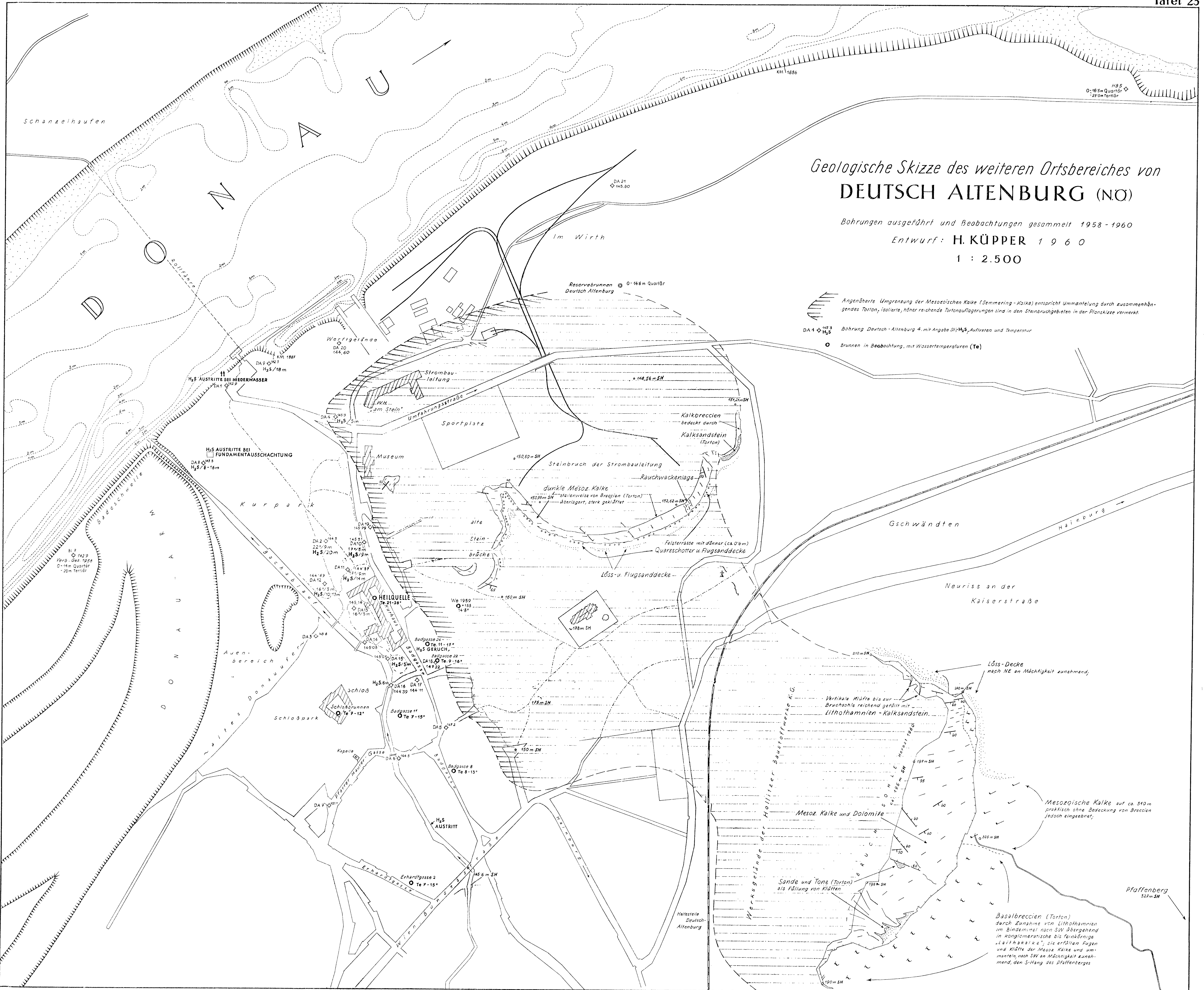
Tabelle zur Darstellung der Abhängigkeit der Zusammensetzung der Heilquelle Deutsch Altenburg von Schwankungen des Donaupegelstandes.

(Chemische Analysen von Dr. W. PRODINGER, Geologische Bundesanstalt)

Datum	Pegel Deutsch Altenburg	Heilquelle			Badgasse 24 (Brunnen)			Bemerkungen
	Wasser- stand	G. H.	CaO mg/l	Cl mg/l	d. G. H°	CaO mg/l	Cl mg/l	
17. 4. 1958	299	58·5	432	1163	54·0	351	757	
16. 6. 1958	296	62·6	434	1263	47·8	325	675	Frühjahr-Mittelwasser
15. 7. 1958	311	62·4	430	1158	50·0	336	676	nach Sommer-Hochwasser
15. 9. 1958	195	62·8	427	1142	54·1	358	n. b.	nach Sommer-Niederwasser
16. 2. 1959	174	62·4	426	1157	43·6	314	582	nach Winter-Niederwasser
13. 3. 1959	295	62·3	422	1157	40·6	314	475	nach (erstem) Frühjahrs-Hochwasser
18. 6. 1959	626	58·4	387	1014	51·2	360	816	erster Tag Hochwasserspitze 1959
19. 6. 1959	500	61·8	n. b.	n. b.	40·5	286	439	zweiter Tag nach Hochwasserspitze
20. 6. 1959	452	62·0	432	1230	53·4	394	816	dritter Tag nach Hochwasserspitze
22. 6. 1959	405	62·1	n. b.	n. b.	41·0	300	n. b.	fünfter Tag nach Hochwasserspitze
17. 8. 1959	646	42·5	308	567	54·6	370	886	erster Tag der zweiten Hochwasserspitze
18. 8. 1959	566	59·0	387	1106	36·2	239	387	zweiter Tag der zweiten Hochwasserspitze
19. 8. 1959	498	62·0	418	1176	35·7	236	390	dritter Tag der zweiten Hochwasserspitze
20. 8. 1959	460	62·4	430	1170	42·6	286	292	vierter Tag der zweiten Hochwasserspitze
21. 8. 1959	421	63·0	424	1176	37·0	247	383	fünfter Tag der zweiten Hochwasserspitze
25. 10. 1959	273	62·0	434	1110	48·2	308	603	Herbst-Mittelwasser

Wie aus der Karte, Tafel 25 und auch aus den Bohrungen und Geländebeobachtungen ersichtlich ist, wird das nach NNW vorspringende „Vorgebirge“ mesozoischer Kalke (Pfaffenberg) allseitig sedimentär von anlagerndem Tertiär ummantelt. Wir haben es deshalb hier zu tun mit einem Teil einer vorobertortonen, submarinen Reliefform. Das Plateau am Pfaffenberg kann nach G. WESSELY als vorobertortone Brandungsplattform gedeutet werden, die aber durch höher gelegenes Sarmat und auch Pleistozän später wieder einsedimentiert wurde. Daß die genannte Reliefform uns heute zugänglich geworden ist, verdanken wir der Tatsache, daß die Erosionsform aus den umhüllenden Sedimenten herausgeschält wurde; die letzte Sedimenthaut aber, welche das tortone submarine Relief ummantelt, wurde nicht ganz weggeräumt und gewährt uns so einen Einblick in sehr alte submarine Reliefformen.

Die Erhaltung dieser alten Form ist umso bemerkenswerter, als nach G. WESSELY die Hainburger Berge verschiedene Bewegungen im Jungtertiär sicher mitgemacht haben; sie könnte ein Anlaß sein, wieder einmal mit neuem Mut und in der Hoffnung auf neue Perspektiven an die Auflösung des Randes unseres Wiener Beckens heranzugehen, der sich bisher immer noch allzu weitausgreifenden, vereinheitlichenden Erklärungsversuchen gerne abhold gezeigt hat, dafür aber das Eingehen auf verborgene Feinheiten wohl noch lange lohnen wird.



Geologische Skizze des weiteren Ortsbereiches von
DEUTSCH ALTENBURG (NO)

Bohrungen ausgeführt und Beobachtungen gesammelt 1958-1960
 Entwurf: **H. KÜPPER 1960**
 1 : 2.500

- Angenäherte Umgrenzung der Mesozoischen Kalke (Semmering-Kalke) entspricht Ummantelung durch zusammenhängendes Torton; isolierte, höher reichende Tortonauflagerungen sind in den Steinbruchgebieten in der Planskizze vermerkt.
- DA 1 $\begin{matrix} 145,3 \\ H_2S \end{matrix}$ Bohrung Deutsch-Altenburg 4. mit Angabe SH_2 , H_2S , Auftreten und Temperatur
- \circ Brunnen in Beobachtung, mit Wassertemperaturen (Te)

Löss-Decke nach NE an Mächtigkeit zunehmend.

Vertikale Klüfte bis zur Bruchsohle reichend gefüllt mit Lithothamnien-Kalksandstein.

Mesoz. Kalk und Dolomite

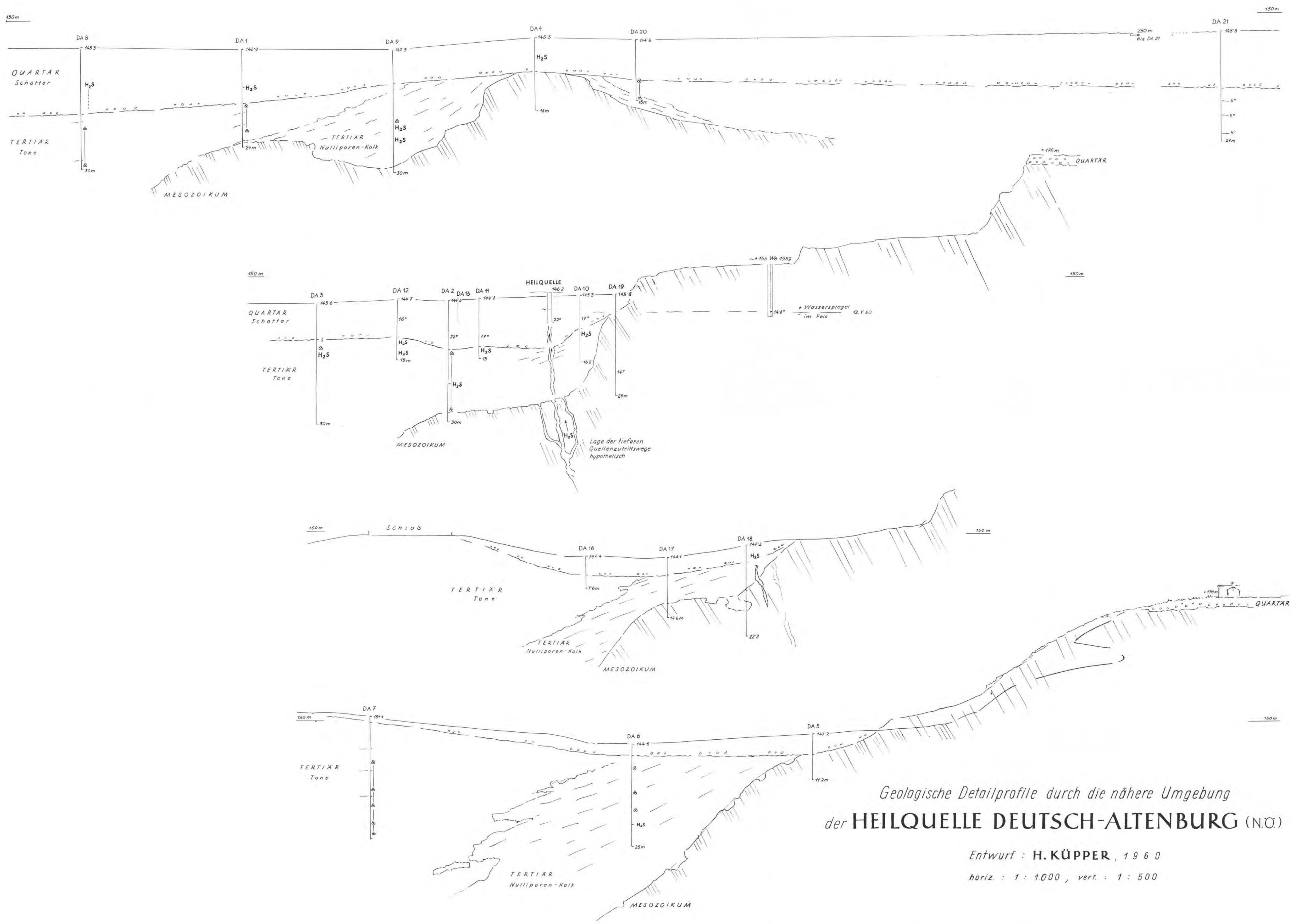
Sande und Tone (Torton) als Füllung von Klüften

Mesozoische Kalke auf ca. 310 m praktisch ohne Bedeckung von Breccien jedoch eingeebnet.

Basalbreccien (Torton) durch Zunahme von Lithothamnien im Bindemittel nach SW übergehend in konglomeratische bis feinkörnige „Leithalkalke“, sie erfüllen Fugen und Klüfte der Mesoz. Kalke und ummanteln nach SW an Mächtigkeit zunehmend, den S-Hang des Pfaffenbergs

Werksgelände der Hollitzer Baufabrikwerk K.G.

Pfaffenberg 521m SH



Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich).

Von B. PLÖCHINGER mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER,
A. PAPP

Mit einer Geologischen Karte samt Profilen auf Tafel 27 und 19 Textabbildungen

	Seite
Zusammenfassung	359
Vorwort	362
I. Die Gesteine der triadischen Rahmenzone, das Tertiär und das Quartär ...	362
II. Die Gesteine der oberkretazisch-paleozänen Muldenfüllung und die Eigenart ihres Faziesverbandes	367
A. Die Basisbildungen der Gosau	368
B. Die kohleflözführende Gosauserie („Kohleserie“) des Campan	375
1. Die kohleflözführende Serie im Bereich von Piesting—Wöllersdorf ...	375
2. Die kohleflözführende Serie im Bereich von Dreistätten—Felbering ..	378
3. Die kohleflözführende Serie im Bereich Stollhof—Maidersdorf	385
4. Die kohleflözführende Serie im Bereich von Zweiersdorf—Grünbaeh ..	387
C. Inoceramenschichten	391
1. Orbitoidensandsteine	392
2. Inoceramenmergel	395
a) Die Inoceramenmergel im Becken der Neuen Welt	395
b) Die Inoceramenmergel im Becken von Grünbach	399
D. Die Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän)	401
III. G. Bardossy: Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen	405
IV. A. Papp: Das Vorkommen von Großforaminiferen in der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt	414
V. Tektonik	419
1. Tektonische Übersicht	419
2. Der vorgosauisch angelegte Deckenbau	421
3. Relief und Transgression der Oberkreide	424
4. Der tertiäre Zusammenschub	426
VI. Erläuterung zu den Profilen	432
VII. Daten zur Erforschungsgeschichte der Gosaumulde	435
Literatur	438

Zusammenfassung

Im rund 5 km langen und bis 1·3 km breiten Grünbacher Abschnitt streicht die Gosaumulde O—W, im nördlich anschließenden, etwa 12·5 km langen und bis 3·8 km breiten Abschnitt der Neuen Welt und des Piestingtales NO—SW. Den Rahmen bilden die Hohe Wand, die östlichen Vorberge des Schneeberges und die Fischauer Berge.

a) Für eine Übersicht über die Tektonik verweisen wir auf die Abb. 15, Seite 421.

Der Bau der mit Obersanton- bis Dan/Paleozän-Ablagerungen erfüllten Gosaumulde ist von der Beschaffenheit der triadischen Unterlage, vom Bau des Rahmens abhängig. Der NO-Teil der Gosaumulde (Becken der Neuen Welt) wird in den Fischauer Bergen und der Hohen Wand von Gesteinen der Hallstätterdecke (Hohe Wand-Decke) gesäumt, u. zw. von Wettersteinkalk, vorwiegend mergeligen karnischen Schichtgliedern, vor allem aber von Hauptdolomit, Korallen-, Hydrozoen- und Spongienführenden Hallstätter Riffkalken und bunten norischen Hallstätter (Monotis-)Kalken. Dachsteinkalk der Ötscherdecke grenzt nur an der Ruine Starhemberg an.

Die südliche Basis des O—W streichenden Grünbacher Muldenteiles wird vorwiegend von tiefer triadischen Ablagerungen der Schneebergdecke gebildet. Die Höhen des Kienberges und des Zweierwaldes stellen vor dem Abbruch des Wiener Beckens die östlichsten Anteile der Schneebergdecke dar. Gesteine der Hallstätter (Hohe Wand)-Decke treten W von Willendorf in einer km-langen, NO-streichenden Zone unter den Werfener Schichten der Schneebergdecke als Fenster („Höfleiner Fenster“) zutage. In den Werfener Rauhacken und Breccien liegt ein bedeutendes Serpentinorkommen.

Auch am W-Rand des Grünbacher Gosaumuldenabschnittes, im Pfennigbacher Becken, konnte die Überschiebungsfläche der Schneebergdecke gut erfaßt werden. Sie verläuft dort, wo N des Gips-tagbaues steilgestellte, NO-streichende Gosaukonglomerate die gipsreichen Werfener Schichten der Schneebergdecke im SO von den Werfener Kalken und Rauhacken der Hallstätterdecke im NW trennen.

Die einerseits über dem Überschiebungsrand der Schneebergdecke—Hallstätterdecke, andererseits auch über dem Überschiebungsrand der Hallstätterdecke—Ötscherdecke transgredierenden Gosauablagerungen lassen einen vorgosauischen Deckenschub ableiten. Beiderseits der Mulde treten die Überschiebungsflächen der Schneebergdecke zutage.

Im Muldenteil der Neuen Welt kommt die jung aufgeprägte NO-Tektonik zum Ausdruck, während sich im OW-streichenden Grünbacher Muldenteil besonders die ältere, nachgosauisch wiederbelebte O—W streichende Tektonik abzeichnet. Die formbaren Werfener Schichten der Schneebergdecke, die hier die Muldenbasis bilden, mögen bei der post-paleozänen Einmuldung den Tiefgang von etwa 1500 m mit beeinflußt haben.

Nach einer bedeutenden Auffaltung der triadischen Rahmenzone entstand bei der jungtertiären Einengung die Aufschuppung auf die Muldenfüllung und die vom Rahmen in die Gosaumulde hineinreichenden Längs- und Querverwürfe.

b) Für eine Übersicht über die Oberkreide-Paleozän-Sedimente der Muldenfüllung verweisen wir auf Abb. 1, Seite 24.

Über den Wettersteinkalken der Mahleiten-Queraufwölbung ruhen mit deutlicher Diskordanz Exotika-reiche Gosaukonglomerate. Hier war zur Zeit der Gosautransgression in Karsthohlräumen und Klüften des Kalkes die Bedingung zur Bildung eines tonigen Bauxites bzw. auch bauxitischen Tones gegeben. G. BARDOSSY behandelt ihn in seinem Beitrag

mineralogisch-petrographisch. Für die Basisbildungen der Gosau am nördlichen Flügel der Neuen Welt-Mulde ist durch die Hippuritenbestimmungen von O. KÜHN übersantonisches Alter festgelegt. Während hier die Gosautransgression durchwegs mit dem Obersanton einsetzen dürfte und durch die hangende kohleflözführende Serie eine campane Regression angedeutet wird, beginnt am südlichen Flügel der Neuen Welt-Mulde die Gosautransgression erst mit dem Obercampan. Nur am N-Flügel war hier die Voraussetzung zu einer Kohleflözbildung gegeben. Am S-Flügel der Grünbacher Mulde äußert sich die spätere Transgression nur in der starken Reduktion der kohleflözführenden Schichten.

Alle Gosauablagerungen zeigen einen raschen seitlichen Fazieswechsel. Wesentlich für die bergbaulichen Betrachtungen erscheint die Tatsache, daß sich nun die „Dreistättener Konglomerate“ als eine stratigraphische Einschaltung innerhalb der campanen, kohleflözführenden Serie erwiesen haben. Dadurch ergibt sich im Dreistättener Bereich die Existenz von 4 Flözzenen, 2 liegend des Konglomerates und 2 hangend davon. Die „Felberinger Flöze“ sind jünger als die „Wandflöze“ und stellen keine tektonische Wiederholung dar.

Die durch die „Dreistättener Konglomerate“ auf etwa 700 m Mächtigkeit anschwellende campane Serie reduziert sich gegen das Grünbacher Steinkohlerevier zusehends auf eine nur etwa 300 m mächtige Serie. In dieser Richtung verlieren sich die grobklastischen Einschaltungen allmählich und bündeln sich die erst weit auseinandergezogenen 4 Flözzen zu der etwa 100 m mächtigen und 8 abbauwürdige Flöze führenden „Flözzone Grünbachs“, die nur den Flözzen 1 und 2 des Neuen Welt-Bereiches entsprechen dürften. Es ist uns bewußt, daß die einzelnen Flöze keineswegs durchgehende Schichten darstellen.

Einen ähnlich raschen Fazieswechsel wie die flözführende campane Serie zeigen im NW-Flügel der Neuen Welt-Mulde und in der Grünbacher Mulde auch die hangenden, maximal bis 700 m mächtigen Inoceramenschichten des Maastricht. Die Orbitoidensandsteinlagen innerhalb der Mergel reduzieren sich zur Grünbacher Mulde zu seitlich und gegen das Hangende und können auf rhythmische Strandverschiebungen hinweisen.

Zahlreiche Mergelproben wurden von R. OBERHAUSER nach ihrem Mikrofossilinhalt untersucht und mit Hilfe der Foraminiferen eine genaue Zonengliederung erzielt. A. PAPP behandelt in seinem Beitrag die Großforaminiferen. Erst durch seinen Hinweis auf *Orbitoides media planiformis* konnten einige Orbitoidensandsteinzüge der Inoceramenschichten des SO-Flügels der Neuen Welt-Mulde und am Wiener Beckenrand in das Ober Campan gestellt werden.

Für eine Diskordanz an der Schichtfuge zwischen der campanen kohleflözführenden Serie und dem Maastricht-Orbitoidensandstein im Sinne R. BRINKMANNs könnten die Steinkohlegerölle im Orbitoidensandstein von Grünbach und die Diabasmandelsteingerölle im Orbitoidensandstein bei Maiersdorf sprechen.

Im Bereich von Zweiersdorf, an der Schwelle zwischen dem Neuen Welt- und dem Grünbacher Becken, wurde durch die Foraminiferenuntersuchungen von R. OBERHAUSER über den Inoceramenmergeln des Maastricht ein Dan-Paleozän-Vorkommen nachgewiesen, dessen fazielle Eigenart die Bezeichnung „Zweiersdorfer Schichten“ erlaubt.

Vorwort

Im Zuge der geologischen Neuaufnahmen, die im Bereich der Blätter Puchberg/Schneeberg (75), Wiener Neustadt (76) und Neunkirchen (105) durchgeführt wurden, ist in den Jahren 1955 bis 1958 die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt auf Vergrößerungen 1 : 10.000 neu kartiert worden.

Die gesonderte Behandlung dieser östlichsten, bedeutenden Gosaumulde unseres nördlichen Kalkalpenraumes wurde durch Neuergebnisse und durch das Interesse des Steinkohlebergbaues angeregt. Außer der geologischen Spezialkarte von F. KOSSMAT (1908—1911) 1 : 75.000 und der Kartenskizze von W. PETRASCHECK (1941) stand keine neuere kartenmäßige Darstellung der Gosaumulde zur Verfügung. Für die Rahmenzone der Hohen Wand lag die Aufnahme von E. KRISTAN (1958) vor.

Dankbarkeit möchte ich allen meinen Helfern und Förderern zum Ausdruck bringen.

Der Lagerstättenabteilung, insbesondere Herrn Dipl.-Ing. K. LECHNER †, welcher meinen Arbeiten stets großes Interesse entgegenbrachte, verdanke ich die Überlassung lagerstättenkundlicher Unterlagen. Den Kohlebergbau von Grünbach und von Oberhöflein habe ich für die Ermöglichung der Untertagsstudien und für die Hilfe bei der Probenentnahme zu danken.

Namentlich will ich auch jenen Herren meinen Dank aussprechen, welche diese Arbeit durch ihre Beiträge bereicherten: Herrn Dr. G. BARDOSSY (Geologische Anstalt, Budapest) für seine eingehenden mineralogisch-petrographischen Untersuchungen einiger Bauxite unseres Bereiches, Herrn Dr. R. OBERHAUSER (Geol. B. A., Wien) für seine mikropaläontologischen Untersuchungen, die den unerläßlichen Unterbau der Arbeit darstellen und Herrn Professor Dr. A. PAPP (Paläontolog. Inst. d. Universität Wien) für seinen Beitrag über die Großforaminiferen unserer Gosaumulde.

Für Makrofossilbestimmungen bin ich vor allem Herrn Professor Dr. O. KÜHN, ferner den Herren Professor Dr. R. SIEBER, Professor Dr. H. ZAPPE, Dr. H. FLÜGEL und cand. pal. SCHAFFER dankbar. Herrn Dr. K. MÄDLER danke ich für Charophytenbestimmungen, Herrn Dr. K. KOLLMANN für die vorläufige Durchsicht der Ostracoden und Herrn Dr. H. STRADNER für eine Coccolithenangabe.

I. Die Gesteine der triadischen Rahmenzone (Ö. D. — Ötscher Decke, H. D. — Hallstätter- oder Hohe Wand-Decke, S. D. — Schneeberg-Decke) das Tertiär und das Quartär ¹⁾

Werfener Schichten (S. D., H. D.): Bunte, glimmerreiche Tonschiefer und Sandsteine nehmen in der Schneebergdecke einen etwa gleich großen Raum ein wie die grauen oder graugrünen, gelegentlich mit gelblichgrauen Werfener Kalkbänken wechsellagernden Tonschiefer. Erstere lassen sich den Seiser Schichten, letztere den Campiler Schichten gegenüber-

¹⁾ Die vorliegende Arbeit, die sich mehr auf die Gosauablagerungen konzentriert, behandelt jene Ablagerungen nur in kurzer Form; sie mögen in den Erläuterungen zu einer umfassenderen geologischen Karte eine eingehendere Darstellung erfahren.

stellen. Die bunten Sedimente sind im Bereich des Rosenthaler S Grünbach reich an Myophorien. In den grauen Tonschiefern hingegen finden sich nächst der Kote 487 nach der Bestimmung von Herrn Prof. H. ZAPPE die oberskythischen Formen *Turbo rectecostatus* HAUER und *Naticella* sp.

Am Überschiebungskontakt der Werfener Schichten der Schneebergserie über die Gesteine der Hallstätter Serie treten am Zweierwald Quarzite und Quarzoolithe auf (vgl. O. AMPFERER, 1919). Wie die quarzdurchtränkten, vererzten Tonschiefer an den Luftschutzztollen bei Rothengrub, so erinnern auch sie an paläozoische Gesteine der Grauwackenzone.

Die hangenden gelben und gelblichbraunen Rauhwacken und Kalke stehen mehrererorts mit größeren Gipsvorkommen in Beziehung, so nahe vom Mundloch des Höfleiner Erbstollens und am NW-Fuß des Kienberges. Das ausgedehnte Gipsvorkommen der Pfenningwiese zeigt sich daneben auch mit bunten Werfern verknüpft und bildet den Hut auf einem Anhydrit. Durch einige auflagernde anisische Kalkschollen läßt sich die Zugehörigkeit der gipsreichen Werfener Schichten zur Schneebergdecke des Himberges nachweisen. Gelbe Kalke und Rauhwacken der Hallstätter Decke treten lediglich am Haltberg S-Fuß, zwischen Eichberg und der Straße zum Ascherkreuz auf. Von den gipsreichen Werfern werden sie durch eine Zone steilgestellten, exotikareichen Gosaukonglomerates getrennt.

Die gelblichen Rauhwacken, Kalke und Breccien der Skyth-Anisgrenze zeigen gelegentlich Serpentineinschaltungen; die bedeutendste ist die des Preßbühels bei Unterhöflein. Sie ist an die 400 m lang und 40 m mächtig. Nach der Untersuchung von Dozent E. ZIRKL handelt es sich um einen Peridotitserpentin mit Maschenstruktur und eine Serpentinpseudomorphose nach einem diopsidischen Augit. Die umgebenden gelben Rauhwacken und Breccien beinhalten stellenweise zahlreiche Serpentinbrocken und Tuffmaterial.

Auch der metermächtige, artgleiche Serpentin, welcher sich 500 m OSO von Schloß Strelzhof am rot markierten Weg findet, ist den gelben Gesteinen der tiefen Trias eingeschaltet. Auch hier verweisen Serpentin- und Werfener Schiefergerölle auf eine sedimentäre Aufarbeitung.

Der 10 m lange und 5 m mächtige Serpentin des Hornungtales, 200 m NNW des Gehöftes Adrigan, ist dem Gestein der übrigen Vorkommen petrographisch vergleichbar.

Gutensteinerdolomite und Gutensteinerkalke (S. D.) des tiefen Anis bilden das normale Hangende der gelblichen Kalke, Breccien und Rauhwacken, doch finden sich auch inmitten der Rauhwacken brecciöse Dolomiteinschaltungen. H. P. CORNELIUS (1951, S. 12) nimmt deshalb nach seinen Beobachtungen im Pfenningbacher Becken an, daß sich im Ablagerungsgebiet von Dolomit und Gips die Bildung von Rauhwacken durch Umsetzung unter Einfluß von Tageswässern vollzogen hat.

Die dunklen, brecciösen Kalke sind von gelben bis rötlichen Adern durchzogen. O Rosental und am Spitzgraben, N K. 554, finden sich im dunklen, feinoolithischen, Foraminiferen-führenden Kalk Pecten und Myophorien. Tiefanisische, plattige Wurstelbänke treten nur O des Rosentales auf.

Steinalmdolomit (H. D.) liegt nach E. KRISTAN (1958, S. 254) an der südlichen Hohen Wand vor. Das vorwiegend feinkörnige, mergelig-

kalkige, graue bis rötliche Gestein wird zum Teil normal von einem Hornstein-führenden, oberanisischen Reiflingeralk überlagert.

Reiflingeralk (H. D., S. D.) ist am SO-Fuß des Himberges und am S-Ende der Hohen Wand als dünnbankiger, hellbrauner, zum Teil etwas bunt verfärbter, dichter Kalk mit unregelmäßig geformten, braunen Hornsteinknollen entwickelt. Vor allem im Gestein der Hohen Wand treten zwischen den welligen Schichtflächen häufig Mergelschieferlagen auf.

Wettersteindolomit und Wettersteinkalk (H. D., S. D.). Diese Gesteine finden sich als tiefste Schichtglieder des zur Hallstätter Decke zu zählenden Bereiches der Mahleiten. Der zum Teil körnige, massige, weiße Dolomit geht hangend oder auch seitlich in einen hellen, bunt durchaderten Wettersteinkalk über. R. TOTH (1935) konnte hier zuerst die ladinische Form *Teutloporella herculea* STOPP nachweisen. Deutliche Quer- und Längsschnitte dieser Art sind auch im Gestein des Steiner Stadels anzutreffen.

Auch die Gesteine an den W-Hängen der südlich anschließenden Fischauer Berge wollte ich 1956 dem ladinischen Niveau zuteilen, wie es vorher R. TOTH und G. ROSENBERG getan haben. Nachdem sich aber im Schliff alle eigenen, vermeintlichen „Diploporen“-Funde nicht mehr als solche ansprechen lassen, zum hangenden *Monotis*-führenden Hallstätterkalk keine karnischen Elemente mehr nachzuweisen sind und außerdem der liegende Dolomit faziell ganz dem Hauptdolomit am Plackles (Hohe Wand) entspricht, werden die in Frage stehenden Gesteine in die Obertrias gestellt.

Der Wettersteinkalk der Schneebergdecke ist als hellgraues bis rein weißes Gestein am Talberg bei Grünbach und in einer zuckerkörnigen Ausbildung am Kienberg S Maierdorf entwickelt. Am Talberg führt er nach R. TOTH (1935, S. 40) die ladinische Form *Teutloporella herculea* STOPP. Im Kalk des Kienberges zeichnen sich im Dünnschliff neben den Diploporen auch Valvuliniden ab.

Halobienschiefer, Aonschiefer, Cidariskalk, Opponitzerkalke und -Rauhacken (H. D.).

Diese karnischen Schichtglieder treten in unserem Abschnitt am S-Ende der Hohen Wand auf (E. KRISTAN, 1958, S. 256—259). Den grauen, matten bis leicht glänzenden, dünnblättrigen Halobien-Mergelschiefern konnte ich am Wurzfällenbründl, etwa 200 m NW des Gottes Segenschachtes, eine größere Anzahl des Zonenfossils der karnischen Stufe *Halobia rugosa* GÜMBEL entnehmen. R. OBERHAUSER beschreibt 1957 aus Proben dieses auch an Foraminiferen reichen Gesteines neue Formen der Gattungen *Trocholina*, *Paratrocholina*, *Quadratina*, *Lingulina*, *Darbyella* und *Dentalina*.

Zwischen dem Rastbergsattel und der obgenannten Fossilfundstelle sind mit den Halobienschiefern die Cidariskalke vergesellschaftet. Die vorwiegend dunkelgrauen, \pm kieseligen Mergelkalke zeichnen sich durch eine tiefgreifende bräunliche Verwitterung aus. Sie führen nach BITTNER (1892, S. 74) *Cidaris dorsata*, *Cidaris brauni* und Brachiopoden.

Opponitzerkalke und -Rauhacken zeigen sich am östlichen Triasrahmen nur am Wildenstein, SW von Winzendorf, in größerer Ver-

breitung. Die vorwiegend bräunlichgrauen, oft etwas verfärbten Kalke zeigen alle Übergänge zur Opponitzer Rauhwanke. Faziell ähnliche Opponitzerkalke sind SO des Rastbergsattels im Hangenden eines mitteltriadischen Dolomites anzutreffen.

Hauptdolomit (H. D.) bildet im Bereich des Plackles und an den W-Hängen der Fischauer Berge das normale Liegende der norischen Hallstätterkalke. Das i. a. hellgraubraune, massige, grusig verwitternde Gestein zeigt häufig hellrote, kalkige Kluftbeläge, so z. B. am Plackles S-Fuß (N vom Gehöft U. d. Wand) und am Engelsberg-W-Hang, S des Fahrweges zum Steinbruch.

Hallstätterkalke (H. D.). Über dem massigen Dolomit am W-Rand der Fischauer Berge liegen die teilweise gebankten, O-fallenden Hallstätterkalke. Im Liegenden vielfach hellgrau bis dunkelgrau und zum Teil bunt durchadert, werden sie gegen den Engelsberg zu sedimentärbrecciös und intensiv bunt durchmischt. Die Gesteine am Engelsberger Bruch sind durch ihre lebhaft rote Färbung ausgezeichnet. Unter dem Bruch, am O-Hang des Engelsberges, ist das norische Alter dieser Kalke durch das Leitfossil *Monotis salinaria* Bronn sichergestellt. Es konnte dort an verschiedenen Punkten in dünnen Lagen angehäuft vorgefunden werden. Bei „9“ der Kote 569 hat Herr ROSENBERG Halobienbrut entnommen. BITTNER (1882, S. 144) führt *Monotis salinaria* auch von der Brunner Eben an. Neuerdings konnte dort nur Halobienbrut beobachtet werden.

R. TORH (1935) kann man nicht zustimmen, wenn er die Kalke der gesamten Fischauer Berge wegen der darin verbreiteten Evinospongienstrukturen dem Wettersteinkalk zuteilt. KOSSMAYR hat hier im wesentlichen schon richtig gesehen.

Fast weiße, blaßrote bis bräunliche Hallstätter Riffkalke lösen in den Fischauer Bergen die intensiv bunten *Monotis*-führenden Hallstätterkalke ab. An der Hohen Wand sieht E. KRISTAN (1958, S. 263) den weißen bis hellbraunen Hallstätter Riffkalk als ein stratigraphisch höheres Sediment an als den bunten, geschichteten Hallstätterkalk und den dort helleren *Monotis*- und Halorellen-führenden Hallstätterkalk.

Die Riffkalke der Fischauer Berge weisen große Kalkalgen, Hydrozoen, Korallen und Spongien auf. So konnte Herr Prof. KÜHN aus den Kalken des Schloß- und Emmerberges folgende Formen bestimmen: *Procycolithes triadicus* FRECH, *Stylophyllum* cf. *tenuiseptum* FRECH, *Stylophyllopsis polyactis* FRECH; eine Fauna, die wohl für Obertrias spricht ¹⁾. E. FLÜGEL erkannte einen Kalkschwamm und R. OBERHAUSER in einem Dünnschliff Rotaliiden. Ein Schliff aus dem faziell ähnlichen hellen Kalk der Hohen Wand W von Maiersdorf zeigt nach OBERHAUSER großwüchsige Lituoliden.

Dachsteinkalk (Ö. D.). Aus dichtem, dunkel- bis hellgrauen oder graubraunen Megalodonten-führenden Kalk besteht der Felsen, auf dem die Ruine Starhemberg steht und die Erhebung der Kote 456. In der nördlichen Fortsetzung derselben ist N der H. St. Piesting-Dreistätten ein gut gebankter Dachsteinkalk mit Zwischenlagen eines bunten, Brachiopoden-führenden Starhembergkalles vorzufinden.

¹⁾ E. KRISTAN 1958, S. 263, führt vom norischen Hallstätter Riffkalk der Hohen Wand u. a. auch eine *Stylophyllum*- und eine *Stylophyllopsis*-Form an.

Rhätmergel (H. D.) treten W des Plackles (K. 1135) auf. E. KRISTAN beschreibt daraus 1957 eine Anzahl bisher unbekannter rhätischer Foraminiferen und zählt einige Korallen und Crinoiden auf. 1958 (S. 264—265) zitiert KRISTAN die von O. GUGENBERGER 1929 publizierte Brachiopodenliste, sowie die von GUGENBERGER neuerdings bearbeitete Bivalvenfauna dieses Vorkommens.

Tertiär und Quartär

1. Tertiär. Als tertiäre Schichtglieder finden sich neben dem mit der Kreide zusammen behandelten Paleozän das Obereozän von Willendorf, die tortonen Konglomerate, Sandsteine und Leithakalke im Bereich von Wöllersdorf, die pannonen Schotterkegel, SW von Winzendorf und von Würflach. Lediglich auf das Obereozän? von Willendorf mag hier näher eingegangen werden.

Durch einen Grabenaushub wurde am unmittelbar dem Wiener Beckenrand entlang führenden Römerweg ein grauer, sehr sandiger, glimmerreicher Mergel freigelegt, der sich nur durch den Reichtum an Kohlehäcksel und die zahlreichen Makrofossilien von den liegenden Inoceramenmergeln des Maastricht unterscheidet und faziell auch den Mergeln der Zweiersdorfer Schichten ähnlich ist. Die Einstufung in das Obereozän ergab sich aus der von Herrn Prof. KÜHN durchgeführten Fossilbestimmung (O. KÜHN, 1957, B. PLÖCHINGER, 1957). Es handelt sich um folgende Formen:

Glycimeris jacquoti TOURN. n. ssp.

Glycimeris bellardi M. E.

Ostrea horsariensis COSSM.

Isocardia acutangula BELL.

Chama squamosa SOL.

Pitaria laevigata LAM.

Meretrix incrassata SOW.

Meretrix bonnetensis BONSS.

Herr Prof. SIEBER bestimmte ferner:

Gryphaea cf. *brogniarti* BRONN und

Pecten sp.

Einige Proben, die am Römerweg, etwa 30 m W der Abzweigung des Kalkofenweges, nach Anlage einer 70 cm tiefen Rösche genommen wurden, enthielten nach R. OBERHAUSER eine Mikrofauna, welche man am besten in das tiefe Maastricht oder in das obere Campan stellen kann:

Globotruncana aff. *contusa* (CUSHMAN)

Globotruncana ex. gr. *lapparenti* BROTZEN

Bolivina incrassata REUSS

Anomaliniden, *Ostracoden* usw.

Es ist durchaus möglich, daß diese Senonformen eozän aufgearbeitet sind und aus den liegenden, unmittelbar benachbarten Inoceramenmergeln stammen. Umgelagerte Formen aus den Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän) wurden bisher allerdings nicht gefunden.

Herr Dr. GOHRBANDT, welcher unabhängig Proben der gleichen Entnahmestelle untersuchte, kam zu einem ähnlichen Ergebnis.

2. Quartär. W der Ortschaft Unterhöflein befindet sich in einem auffallend bläulichweißem Lockergestein eine Sandgrube. Es handelt sich

um quarzreiche Sande mit gut gerundeten und sortierten Lagen bis faustgroßer Tonerdesilikatgerölle. Vor allem im westlichen Teil des Bruches ist aufgearbeitete gelbe Rauhwaacke mit dem bläulichweißen Sand vermischt. Nach der Farbe und nach der Lagerung wäre man beim ersten Anblick geneigt, die geröllführenden Sande mit den benachbarten Gips-einlagerungen in den gelben Rauhwaacken in Zusammenhang zu bringen. Erst die chemische Analyse überzeugt, daß sie als Kaolin-ähnliches Verwitterungsprodukt aufzufassen sind. Die von Dipl.-Ing. K. FABICH durchgeführte Analyse erbrachte für das sandige Material, wie auch für die darin eingesedimentierten, im frischen Bruch etwas bräunlichen Gerölle ähnliche Ergebnisse: Der Sand besitzt SiO_2 69·12%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 17·21% (überwiegend Al_2O_3), CaO 0·34%, MgO 2·07%, SO_4 kaum Spur, CO_2 sehr geringe Menge. Die Gerölle weisen 72·98% SiO_2 , 15·49% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ und 1·83% MgO auf.

Im Dünnschliff eines Gerölles sieht man kleine Quarze, zersetzte Feldspate und einzelne Erzkörner, sowie dünne, randlich korrodierte Quarzlagen in feinsten Schichtung mit einem Feindetritus ähnlicher Zusammensetzung wechsellagern.

S von Maiersdorf bauen Grobschotter eines möglicherweise diluvialen Schwemmkegels den Eichbügel (K. 464). Ihre bis kopfgroßen Gerölle bestehen aus 80% hellen und dunklen Triaskalken aus dem Bereich der Hohen Wand und 20% Gosausandsteinen und Konglomeraten. Auch die Schotter des Stollhofer Schwemmkegels dürften größtenteils diluval abgelagert worden sein.

Bei der Regulierung des in SO-Richtung gegen Dörfel führenden Baches wurden hellgraue Seetone aufgeschlossen. Mit ihrer Gastropodenführung und den leicht inkohlten Pflanzenresten sind sie den Tonen O von Schloß Hernstein vergleichbar. Die Seetone der Neuen Welt breiten sich vom Pfarrhof Muthmannsdorf bis gegen Netting aus. Erst gegen den östlichen Beckenrand zu werden sie von Schutt und Detritus des benachbarten Triasrahmens abgelöst.

Für die Pleistozänforschung dürften die Höhlensedimente der Einhornhöhle am Hirnflitzstein bei Dreistätten und der Schwarzgrabenhöhle ¹⁾ bei Maiersdorf von Bedeutung sein. Die Einhornhöhle am Hirnflitzstein verdankt ihre Entstehung der Gesteinszerrüttung während der tertiären Aufschuppung des Hohen Wand-Triasrahmens auf die Gosausedimente. In den zum Teil als Knochenbreccie anzusprechenden Höhlensedimenten wurden Skelettreste von *Ursus spelaeus* und *Rhinoceros antiquitalis* gefunden (F. WALDNER, 1953).

II. Die Gesteine der oberkretazisch-paleozänen Muldenfüllung und die Eigenart ihres Faziesverbandes

Die Veränderungen im Strandbereich bringen den Fazieswechsel gleichaltriger Sedimente hervor. Jede gleichzeitig gebildete Schicht kann daher heterogen ausgebildet sein. So gehen aus dem Konglomerat der kohle-

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. H. TRIMMEL mit *Ursus spelaeus*-Knochen.

flözführenden Serie seitlich Sandsteine und Tonmergel hervor und erfährt auch der Orbitoidensandstein der hangenden Maastrichtserie eine seitliche Ablösung durch Inoceramenmergel. Weder ein Kohleflöz noch ein Konglomerat oder eine Sandsteineinschaltung kann als durchziehende Schicht betrachtet werden. Es handelt sich um Gesteinseinheiten an deren Grenzen sich Sedimentations- oder Erosionslücken befinden können. Ihre Folge verweist auf die rhythmisch zunehmende Meeresvertiefung und auf die Entfernung vom Strand. Erst die Fazies der hangenden Dan-Paleozän-Mergel (Zweiersdorfer Schichten) lassen wieder auf größere Strandnähe des Absatzgebietes schließen.

Die kohleflözführende campane Serie, die bereits N der Piesting linsenförmige, geröllreiche Sandsteineinschaltungen aufweist, erfährt S der Piesting durch die Einschaltung der „Dreistättener Konglomerate“ ihre größte Mächtigkeit. Auch die hangenden Inoceramenschichten des Maastricht sind auf Grund größer klastischer Einschaltungen im Bereich von Dreistätten—Muthmannsdorf am mächtigsten. Gegen das Grünbacher Becken reduziert sich die Gosauserie, so daß sich z. B. die Flözzone zu einem nur an die 100 m mächtigen Tonmergel-Sandsteinpaket bündeln.

Das hier kurz dargelegte Charakteristikum unserer Gosauablagerungen wird in den Stangenprofilen (Abb. 1) am klarsten veranschaulicht.

A) Die Basisbildungen der Gosau

Die Basisablagerungen der Gosau schwanken in bezug auf Fazies und Alter, sie sind heterogen und heterochron. Verschiedenartige Bildungen können altersgleich, verschiedenalterige Bildungen gleichartig sein.

Als tiefste Gosauablagerung des Mulden NW-Flügels hat eine Strand- bzw. Basisbreccie zu gelten, die aus dem nächststehenden Gestein zusammengesetzt ist und deren Komponenten durch ein rotes, lateritisches Bindemittel zusammengehalten werden. Man trifft sie im N-Abschnitt der Mulde, vor allem S und O der Kote 608, N Schnecken- gartl, am S-Fuß der Mahleiten und der Steiner Eben, sowie O der Mahleiten.

Während man die dickschaligen Hippuriten noch im grobklastischen Gestein findet, treten die dünnchaligen Brachiopoden nur in einem Gestein auf, das aus dem feinen Detritus des Küstenbereiches gebildet worden ist. Das Auftreten der feinsandigen Brachiopodenkalk schließt in einigen Profilen das Vorhandensein grobklastischer Basisbildungen aus. Demzufolge werden z. B. SW der Kote 608, am grün markierten Steig zum Herrgottschnitzerhaus, Quarz- und Hornstein- führende Konglomerate der Basis seitlich von Brachiopodenkalk abgelöst. Er führt u. a. *Rhynchonella difformis*.

Am S-Hang des Burgfelsens Starhemberg sind im Brachiopodenkalk Hippuriten anzutreffen. An Brachiopoden führt ZITTEL, 1866, S. 156, *Terebratulina biplicata*, *Terebratulina striata* und *Rhynchonella compressa* an. Auch im Bereich der Gosaubasisbildungen N der Piesting sind in einem dichten, harten, gelblichbraunen Kalk Hippuriten und Brachiopoden vergesellschaftet vorzufinden. Nach BITTNER, S. 228, führen diese zu beiden Seiten des Talweggrabens aufgeschlossenen Gesteine *Hippurites dilatatus* und *Hippurites cornu vaccinum*.

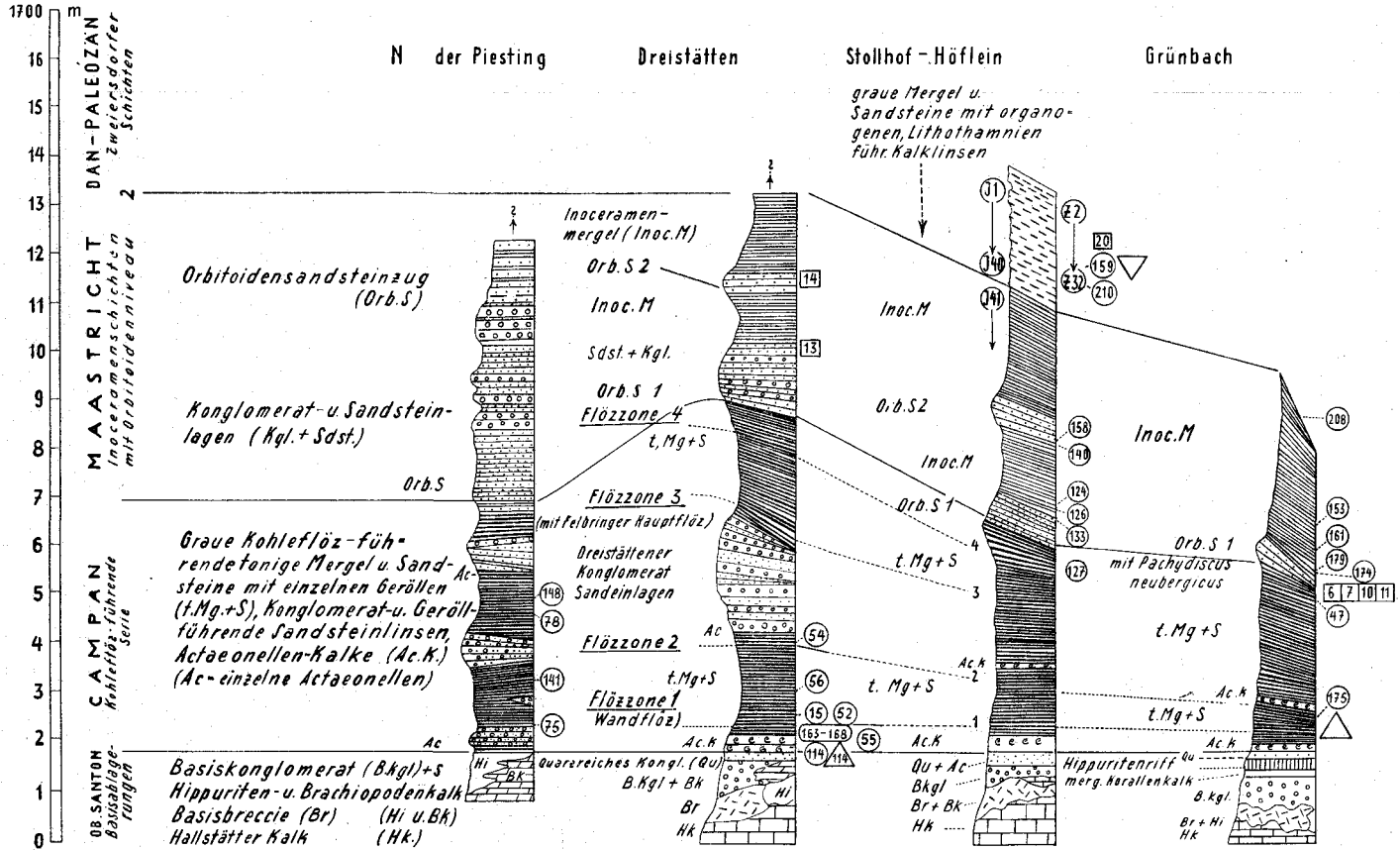


Abb. 1: Profile durch den nördlichen Flügel der Gosau mulde von Grünbach und der Neuen Welt.

- = Schlammproben mit Mikrofauna, untersucht von R. OBERHAUSER.
- △ = Schlammproben mit Characeen, untersucht von K. MÄDLER z. T.
- ◊ = Proben mit Cocolithen, untersucht von H. STRADNER.
- = Schluffproben mit Großforaminiferen, untersucht von A. PAPP.

Im Mittelabschnitt der Gosaulmulde gibt es nur gelegentlich Basisbreccien und Brachiopodenkalke, so z. B. W von Stollhof, nächst der Wandstraße und NW von Maiersdorf, oberhalb der Beingartenwiesen. In beiden Fällen geht die bunte Basisbreccie seitlich in einen Brachiopodenkalk über und graue, sandige Kalke mit stark verfestigten Konglomeratlagen bilden das stratigraphisch Hangende bzw. tektonisch Liegende derselben. Die bis über kopfgroßen Komponenten, helle und bunte Kalke vornehmlich, liegen in einem karminroten Bindemittel.

Ein Block des Basiskonglomerates zeigt auch Konglomeratgerölle. Das Konglomerat wurde folglich schon während seiner Bildung wieder aufgearbeitet. Im selben Block kann andererseits beobachtet werden, daß das Konglomerat auch tektonisch überarbeitet wurde. Zahlreiche gebrochene Gerölle mit korrespondierenden Trümmergrenzen verweisen darauf.

Der vielfach Hippuriten-führenden Basisbreccie ruht an der W-Flanke des Gosabeckens im Bereich von Dreistätten ein Quarz- und Hornstein-führendes Konglomerat auf. Am Dreistätter Wandweg kann man die Mächtigkeit dieser gut geschichteten Konglomerate auf etwa 20 m schätzen. Es mag aber N davon auch die doppelte Mächtigkeit erreichen.

Folgende prozentuelle Anteile ergeben sich aus 185, durchschnittlich haselnußgroßen, Geröllkomponenten:

- 34% hellgraue und weiße, dichte Kalke,
- 30% dunkelgraue und schwarze, dichte Kalke,
- 18% bunte, zum Teil feinspätige Kalke,
- 3% bunte Werfener Schiefer,
- 2% weiße Quarze und Quarzite.

Wahrscheinlich entstammen die von O. AMPFERER (1919, S. 55) genannten 3 exotischen Gerölle, ein Felsophyr-, ein Quarzporphyr- und ein Felsitporphyrgeröll aus diesem Konglomerat.

Gegen das Hangende dieser Konglomerate stellen sich dicht gepackte Konglomerate mit Actaeonellen und Actaeonellenkalklagen ein. Da die Actaeonellen das Niveau der kohleflözführenden Schichten einleiten, werden diese Gesteine erst mit jenen beschrieben.

Das Basiskonglomerat des S-Abschnittes der Mulde, W Zweiersdorf, schwankt in seiner Zusammensetzung je nach der Beschaffenheit des triadischen Untergrundes. Das Konglomerat des Höhenrückens „Am Sattel“ z. B. zeigt in den basalen Lagen eine Anreicherung von bunten Werfener Schiefen. Die leichte mechanische Aufbereitung der Werfener Schiefer führt hier zur Bildung einer karminroten, durch Kalkzement ziemlich dicht zusammengepackten Feinbreccie. Gegen das Hangende nimmt der Gehalt an Werfener Komponenten rasch ab. Bis faustgroße, kantengerundete, helle und dunkle Kalke, sowie vereinzelt Hornsteine und quarzreiche Werfener Sandsteine liegen in einem gelblichbraunen, kalkig-tonigen Bindemittel.

2 Hippuritenhorizonte stellen sich nach ZITTEL, 1806, S. 168, im Bereich NO von Grünbach ein; eines zwischen Basisbreccie und dem, schon der Kohleserie angehörenden, quarzführenden Konglomerat und ein zweites zwischen den kohleflözführenden Schiefertönen und einer schmalen Sandstein- und Actaeonellenkalklage im Hangenden der quarzführenden Konglomerate (Heinrichstollenprofil bei Stollhof). Der höhere Horizont beinhaltet nach ZITTEL vor allem *Hippurites cornu vaccinum*.

Den im Hangenden der Basisbreccie gelegenen tieferen Hippuritenhorizont vertritt ein an die 800 m langes und etwa 5 m mächtiges Hippuritenriff N des Grünbacher Segen Gottesschachtes. Sein stratigraphisch Liegendes bilden die groben Basiskonglomerate, sein stratigraphisch Hangendes die wenige Meter mächtigen, Quarz- und Hornstein-reichen und Actaeonellen-führenden, mittel- bis feinkörnigen Konglomeratlagen an der Basis der kohleflözführenden Serie. Im steil N-fallenden, gegen S überkippten Gestein weisen die Unterseiten der Hippuriten nach oben und lassen die ursprüngliche Lage der Individuen noch heute erkennen.

Über der weithin als Felsrippe sichtbaren Hippuritenkalkrippe liegen bräunlichgraue, mürbe, mergelige Sandkalke. Hier finden sich ausgewitterte Actaeonellen, Hippuriten und Korallen, eine Faunenvergesellschaftung, wie sie auch in den grauen Kalksandsteinen S der Kote 725, W von Unter der Wand, angetroffen werden. Folgende Formen wurden entnommen:

<i>Hippurites cf. sulcatus</i> DEFRANCE	7 × 1)
<i>Hippurites gosaviensis</i> DOUVILLÉ	3 × 1)
<i>Hippurites oppeli santoniensis</i> KÜHN	2 × 1)
<i>Radiolites cf. angeoides</i> LAPEIROUSE	1 × 1)
<i>Batolites tirolicus</i> DOUV.	1 × 1)
<i>Plagioptychus aguilloni</i> ORB.	2 × 1)
<i>Actaeonella glandiformis</i> ZK.	2 ×
<i>Latimaeandraea staciana</i> FELIX	1 ×
<i>Cyclolites [= Cunnolites] macrostoma</i> REUSS	3 ×
<i>Cyclolites [= Cunnolites] cf. polymorpha</i> GOLDFUSS ...	1 × 3)

Die Hippuriten geben nach den Erfahrungen von O. KÜHN ein ober-santonnes Alter an. Auch die Cunnoliten-(Cycloliten-)Formen scheinen hier für dieses Niveau typisch zu sein. Es sind Formen mit konvexen Basisflächen zum Unterschied von jenen des Ob. Campan-Maastricht (?), welche durchwegs flache bis konkave Basisflächen besitzen.

NW Grünbach, W Kote 846, finden sich an der Basis der kohleflöz-führenden Sandsteine und Tonmergel der Lanzinger Gosaumulde in einem braungrauen sandigen Mergelkalk zahlreiche Exemplare der *Nerinea (Simploptyxis) buchi* (Keferstein)²⁾. Die Form, welche aus dem Coniac-Santon bekannt ist, spricht hier, im unmittelbar Liegenden der campanen Serie, ähnlich wie das Hippuritenriff in Grünbach, für eine santone Altersstellung.

Ein Nachweis älterer Gosauablagerungen konnte durch die neuen Makro- und Mikrofossilfunde in unserem Bereich nirgends erbracht werden, obwohl R. BRINKMANN (1935, S. 5) vom Scharrergraben bei Piesting *Placenticerias ex aff. syrtale* MORT., *Placenticerias depressum* HYATT, *Barroisicerias haberfellneri* v. HAUER und von der Station Unterpiesting *Tissotia haplophylla* RÆDT. angibt.

Sehr abweichend von den Konglomeraten des W-Flügels im N-Teil der Mulde sind jene des SO-Flügels. Sie sind reich an Material der Grauwackenzone. Auch sie weisen nicht selten bis kopfgroße Komponenten auf.

1) Bestimmt von Prof. KÜHN.

2) Bestimmt von Prof. SIEBER.

3) Diese Bestimmung verdanke ich Herrn Dr. B. GECZY, Budapest.

Im Profil des Feichtenbodens (NW Bad Fischau) werden sie an die 300 m mächtig. 254 Gerölle aus dem Konglomerat nächst der Querung der grünen Markierung über die Straße Dreistätten—Fischau ergaben 30% Quarze, 26% grüngraue, zum Teil serizitische Grauwackenschiefer, 19% altkristalline Gneise, 8% Werfener Tonschiefer und Sandsteine, 6% Gosausandsteine, 5% Grauwackenphyllite und 5% Semmeringquarzite.

Die fast unmittelbare Überlagerung eines Orbitoidensandsteines bei Radering läßt vermuten, daß es sich bei diesem Konglomerat nicht um eine oversantone Ablagerung handelt, wie bei den Konglomeraten der westlichen Muldenbasis, sondern wahrscheinlich um ein obercampanes Sediment.

Äquivalente Konglomerate S des Geisrückens zeigen bei 121 Geröllen folgende prozentuelle Anteile: 32% Quarze, 24% Semmeringquarzite, 16% Grauwackenschiefer, 8% altkristalline Gneise, 6% Lydite, 5% Werfener Schiefer, 4% Gosausandsteine, 4% Kalke und Dolomite, 1% Serpentin.

Im Brunnertal und auf der Brunner Eben findet man bis über kopf-große Gerölle, die aus Gosaukonglomeraten bzw. Geröll-führenden Sandsteinen herausgewittert sind. Hieher stammen die von O. AMPFERER angeführten exotischen Gerölle aus Quarzit, Quarzsandstein, Biotitgranit, Muskowitgranit und Biotitgneis (Orthogneis). In gleicher Weise führen die Gosaukonglomerate und Sandsteine des Feichtenbodens, NW Fischau und die Konglomerate der Mahleiten exotische Gerölle. Porphyre, Melaphyre und Mandelsteine sind darunter, wie schon O. AMPFERER betont, nicht anzutreffen. Zahlreich sind diese aber in den Gosaukonglomeraten W Grünbach, N von Bruck—Pfennigbach, vertreten. Nur durch die Erosion wurden sie von den gleichartigen, exotikareichen Konglomeraten im Lanzinger Bereich getrennt. W. HAMMER und B. SANDER (1918, S. 51) geben von hier Diabasmandelsteine, Diabasporphyrite (Mandelsteine), Diabase, Grünschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer und Gabbros an.

Neuerdings konnten Melaphyre, Mandelsteine und Diabasporphyrite als bis nußgroße Gerölle auch in den Orbitoidensandsteinen SW der Maiersdorfer Kirche gefunden werden. Es dürfte sich um aufgearbeitetes Konglomerat des Pfennigbach-Lanzinger Vorkommens handeln.

Zu den Basisbildungen der Gosau gehören noch die Bauxite O von Dreistätten (siehe Abb. 2).

1½ km O von Dreistätten befindet sich am S-Fuß des Kl. Auriegels (K. 524) ein Bauxitvorkommen. Es ist an 4 Stellen einer an die 250 m langen, O—W streichenden Strecke gut aufgeschlossen und wurde bereits beschürft. Am östlichsten Aufschluß quert die blaue Markierung, die an der Wiese S des Gr. Auriegels vorbei nach Fischau führt.

Der Bauxit hat einen Diploporen-führenden Wettersteinkalk in seinem Liegenden und die exotikareichen obercampanen Gosaukonglomerate in seinem Hangenden. Seine Position ist somit jener des Bauxites von Unterlaussa ähnlich (A. RUTTNER, 1955, S. 224). Dort ist das Liegende des Bauxites Hauptdolomit; das unmittelbar Hangende bilden Konglomerate, Sandsteine, Mergel und ein Hippuritenriff. An der Basis der darüber liegenden Inoceramenschichten finden sich nach R. OBERHAUSER Oberconiac-Foraminiferen, so daß die Laussabauxite sicher älter als Ober-

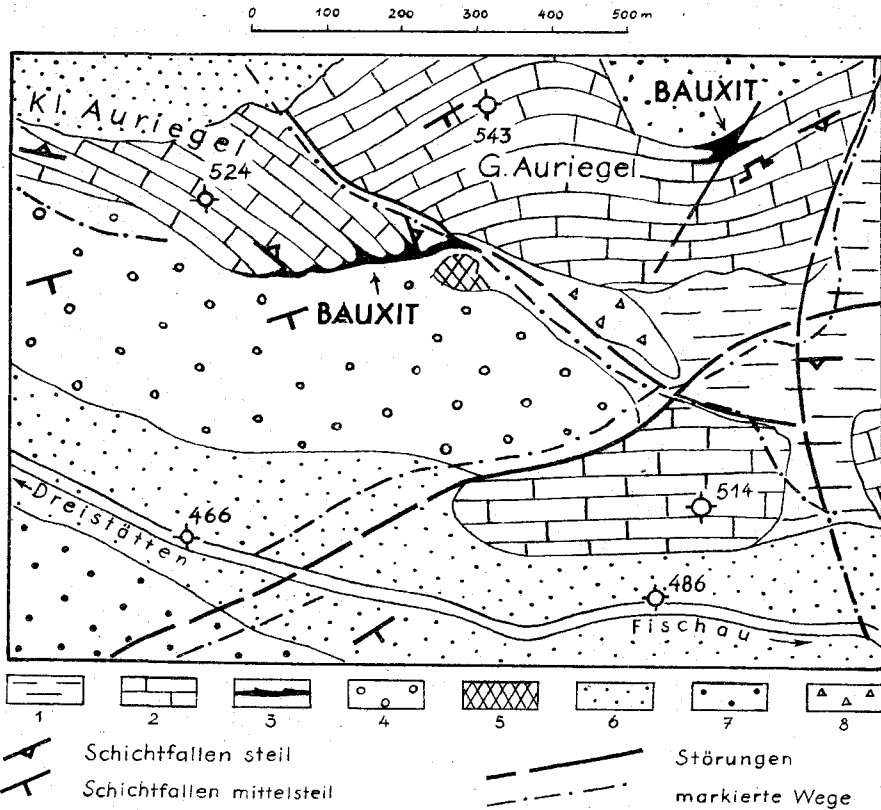


Abb. 2: Die Bauxite am Großen und am Kleinen Auriegel O von Dreistätten.
 1 = Wettersteindolomit, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Bauxit, 4 = Exotikreiches Gosaukonglomerat, 5 = Brachiopodenkalk, 6 = Mergel u. Sandsteine der Kohleserie, 7 = Geröllführender Gosausandstein, 8 = Blockwerk.

coniac sind. Ähnliche Altersverhältnisse zeigt auch ein neues Bauxitvorkommen in der Brandenberger Gosau in Tirol (O. SCHULZ, 1960). Sie wird zurzeit von R. OBERHAUSER mikropaläontologisch untersucht.

Bei unserem Vorkommen erkennt man, daß sich der Bauxit dort in Klüften und Hohlräumen angereichert hat, wo eine Aufblätterung der NW-streichenden und steil NO-fallenden Schichten vorliegt. Mit großer Winkeldiskordanz lagern dem Bauxit-vererzten Wettersteinkalk die mittelsteil SO-fallenden Gosaukonglomerate auf. Zweifellos stellt der Bauxit ein Produkt dar, das mit Beginn der Gosautransgression eingeschwemmt und in den Hohlräumen des Kalkes konserviert wurde.

Gegen den SO-streichenden Bruchdurchgang zwischen Gr. und Kl. Auriegel lassen die zerhackt und verkarstet erscheinenden, steil ONO-fallenden Kalke weitverzweigte Bauxitfüllungen vermuten und auch O des Bruches dürfte unter der Gehängeschuttbedeckung noch eine Bauxitführung vorhanden sein.

An der O-Seite des Gr. Auriegels (K. 543) liegt das zweite, zumindest gleichgroße Bauxitvorkommen (Abb. 3)¹⁾. Hier befindet sich etwa 30 m über dem Marchgraben, W gegenüber des Zigeunerloches, ein kurzer, gegen WNW vorgetriebener Stollen. Bei 10 m wurde ein taschenförmig in einer Wettersteinkalkfuge liegender Bauxit angefahren. An der Oberfläche tritt er in etwa 10 m Länge und 3 m Mächtigkeit mit SSO-Streichen zutage. 50 m W vom Stollen zeigt sich innerhalb des NO-streichenden Wettersteinkalkrückens eine tiefe, von Gosauablagerungen erfüllte Einbuchtung. Am Rande des Wettersteinkalkes werden durch Schürfe Ausbisse eines Bauxitlagers markiert.

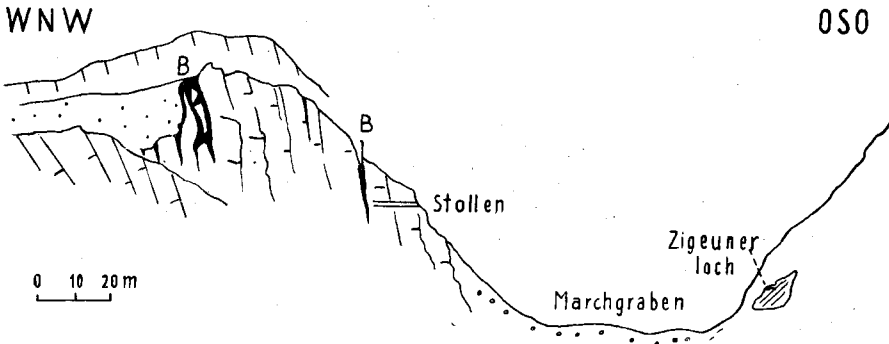


Abb. 3: Der Bauxit (B) am Großen Auriegel.

Die genannte Einbuchtung im Wettersteinkalk und die Lagerung des Bauxites in Hohlräumen desselben macht es wahrscheinlich, daß wir den Rest einer Urkarstlandschaft vor uns haben. Ob hier im Bereich O von Dreistätten oder in Alland (PLÖCHINGER, 1960, S. 65), überall treten die Bauxitfüllungen scheinbar nur dort auf, wo die Gosautransgression mit beträchtlicher Winkeldiskordanz über steilgestellte Schichten des Untergrundes hinwegging.

Ob und inwieweit eine lateritische Verwitterung unseres bunt durchklüfteten Wettersteinkalkes mit der Bauxitbildung in Verbindung gebracht werden kann, bleibt noch eine offene Frage.

G. BARDOSSY gibt in einem eigenen Kapitel (S. 405 bis S. 414) sein auf modernstem Wege durchgeführtes mineralogisch-petrographisches Untersuchungsergebnis unserer Bauxite und seine sich daran knüpfende Auffassung über deren Genesis wieder.

Eine stratigraphisch problematische Stellung nimmt ein dichter, grau-grüner, quarzitischer Sandstein ein, der sich an der Basis der Gosau N der Piesting, vor allem im Kuhweggraben, findet. Er liegt dort, etwa 500 m NW der Abzweigung vom Mülhsteiggraben, in einem 20 × 30 m großen Vorkommen unter den bräunlichgrauen Nerineen-führenden Gosaukalken. Man könnte dieses scharfkantig-muschelig brechende und Mn-

¹⁾ A. SIGMUND (1937) schreibt, daß ein braunes, dichtes, tonerdereiches Mineral am oberen Ende des Marchgrabens in der chemischen Fabrik in Liesing zur Herstellung von schwefelsaurer Tonerde verwendet worden ist. CZITZEK soll dieses Material früher als Toneisenstein bezeichnet haben.

umkrustete Gestein für eine Gaultablagerung halten. Im Schriff sieht man kleine kantige und größere kantengerundete Quarz-, Sandstein- und Kalkkörner, Feldspate und Muskowite. In einer tonigen Grundmasse liegen kleine vererzte Foraminiferen und Calcit-erfüllte Radiolarien.

B. Die kohleflözführende Gosauserie („Kohleserie“) des Campan

Dieses Schichtpaket im Hangenden der Basisbildungen umfaßt die Actaeonellen- und Nerineenkalke, die Schiefertone, Tonmergel, Sandsteine und Konglomerate der kohleflözführenden Zone. Vorübergehendes Nachlassen der Wasserbewegung wird durch die unsortierte Ablagerung pelitischer Sedimente und durch die Einstreuung verschieden großer Gerölle aufgezeigt. Zwischendurch auftretende Strömungen haben die Korngrößen der Sedimente geordnet.

Der Fazieswechsel läßt es zweckmäßig erscheinen, bei der Beschreibung der Kohleserie mehrere Bereiche gesondert zu behandeln, u. zw. den Bereich Piesting—Wöllersdorf, den Bereich von Dreistätten—Felbering, von Stollhof—Maiersdorf und von Zweiersdorf—Grünbach.

1. Die kohleflözführende Serie im Bereich Piesting—Wöllersdorf

Die mergeligen Sandsteine der Kohleserie N der Piesting weisen mehrere linsenförmige, an die 60 m mächtig werdende Einschaltungen von reich Geröll führenden Sandsteinen auf. Als Geröllkomponenten sind helle und dunkle, dichte Kalke, Hippuritenkalke, Dolomite, Quarzite, Hornsteine, vereinzelt auch Werfener Schiefer und Phyllite anzuführen. Diese geröllreichen Sandsteine vertreten N der Piesting die Konglomerat-Sandsteineinschaltung vom Dreistätter Bereich. Rechnet man die quarz- und hornsteinreichen Konglomerate des tiefsten Horizontes der Kohleserie dazu, so ergibt sich hier für diese Serie die beachtenswerte Mächtigkeit von etwa 700 m.

Kohleschmitzen und Kohleschiefer können nur in den sandigen Mergeln im Liegenden der geröllreichen, wenig sortierten Gesteine des Steinkampl beobachtet werden.

Die stratigraphisch tiefste Probe (Nr. 75) wurde NO der Kote 417 aus mergeligen Feinbreccien im Liegenden einer quarzitischen Sandsteinlage, die zahlreiche Gerölle führt, entnommen. Sie enthält nach R. OBERHAUSER:

Gavelinella ex aff. *stelligera* (MARIE)

Goupillaudina sp. (kleinwüchsige Formen)

Robulus sp.

Durch *Gavelinella* ex aff. *stelligera* sind Faunenbeziehungen zur Kohleserie des Grünbacher Abschnittes gegeben. K. KOLLMANN führt aus dieser Probe an:

Cytherella aff. *leopolitana* (REUSS) 1 ×

Brachycythere aff. *sphenoides* (REUSS) 1 ×

Die Probe 141, aus sandigen Mergeln SW der Kote 417, etwa 100 m hangend der Probe 75, führt die Foraminiferen:

Globotruncana sp. (doppelkielig) ?

Goupillaudina sp. (kleinwüchsige Formen)

Lenticulina

und nach KOLLMANN die Ostracoden

Cytherella aff. *leopolitana* 3 ×

Schuleridea sp. 1 ×

Brachycythere sp. 2 ×

Die an Pflanzenhäcksel reichen Mergel beherbergen auch zahlreiche Gastropoden. A. BITTNER (S. 237) dürfte hieraus seine *Trigonia limbata*, *Inoceramus crispus*, *Gryphaea vesicularis*, sowie Einzelkorallen bezogen haben.

Hangend folgt die linsenförmige Einschaltung der geröllreichen, kieseligen Sandsteine des Steinkogels (K. 417). Im Einschnitt zwischen diesem und dem Kranzlkogel (K. 418) befindet sich der klassische Fossilfundpunkt des Scharrergrabens. Die korallenführenden, sandigen Mergel treten am W-Hang der Kote 418, im Liegenden deutlich hervortretender Sandsteine auf (vgl. A. E. REUSS, 1854, D. STUR, 1877). A. BITTNER (1882, S. 237) gibt an, daß sich im Liegenden der Korallenmergel Actaeonellen und Hippuriten, an der Steinkampel-S-Seite auch Inoceramen finden.

Die selbst dort aufgesammelten Cycloliten sind für eine Artbestimmung zu schlecht erhalten, lassen sich aber durch ihre konvexe oder mit zentralem Knöpfchen versehene Basisfläche doch mit den Formen der Grünbacher Basisserie vergleichen (siehe S. 371).

Die gelblichgrauen, sandigen Korallenmergel (Probe 148) führen an Foraminiferen:

Goupillaudina sp.¹⁾ (großwüchsig)

Nummofallotia ex aff. *cretacea* (SCHLUMBERGER)

Vidalina ex aff. *hispanica* SCHLUMBERGER

Robulus sp. sp.

Vaginulina sp.

Marginulina jarvisii CUSHMAN

Fronicularia sp.

Quinqueloculina sp. (großwüchsig)

und an Ostracoden (nach K. KOLLMANN):

Cytherella aff. *leopolitana* (REUSS) 4 ×

Schuleridea sp. 2 ×

Brachycythere sp. 6 ×

R. OBERHAUSER schließt auf eine küstennahe bis rezifale Fazies. Da die leitenden Planktonformen völlig fehlen, kann er keine sichere Einstufung geben; mittlere Oberkreide ist für diese Faunenvergesellschaftung wahrscheinlich (vgl. Probe 167 und 175). Das gilt auch für die Mikrofauna der Probe 78, deren Entnahmestelle etwa 50 m tiefer, in einem stark sandigen, an Kohleschmitzen reichen, 30° OSO-fallenden Mergel NO der Kote 417 liegt:

Goupillaudina sp. (großwüchsig)

Marginulina jarvisii CUSHMAN

¹⁾ Durch Einsichtnahme in die neueste französische Literatur (Bull. Soc. Geol. France, 1957, S. 861) gelingt R. OBERHAUSER die Zuordnung dieser hier häufig auftretenden Formen zu der von P. MARIE neu aufgestellten Gattung *Goupillaudina*. Eine artliche Bestimmung ist vorerst noch nicht möglich. Formen dieser Gattung wurden auch in den Schlammrückständen der Proben aus dem Nierental gefunden und vorher — wie auch hier — als *Planulina* nov. sp. (großwüchsig) definiert.

Lenticulina sp.

Quinqueloculina sp.

Cytherella aff. *leopolitana* (REUSS) 4×1)

Brachyocythere sp. 1×1)

S der Piesting sind in den Feldern S der Haltestelle Dreistätten Steinkohlebröckchen sehr häufig zu finden und am rot markierten Weg N vom Schererwirt sind an einer Schurfstelle auch Kohleschiefer aufgeschlossen. Das Durchstreichen der kohleführenden Ablagerungen verraten auch mehrere Schürfe 350—400 m S der Haltestelle Dreistätten. An zwei kleinen Schächten, etwa 100 m O derselben, kann man Kohlestückchen auflesen. Möglicherweise entsprechen sie den Schürfen, die nach CZZEK (1852) S der Spinnfabrik Piesting 2—45 cm mächtige, SO-fallende Flöze aufgeschlossen haben sollen.

Die am Schacht den SO-fallenden, weichen, etwas schiefrig-sandigen Tonmergeln entnommenen Proben Nr. 52 und 15 führen u. a. nach OBERHAUSER eine reiche Planktonforaminiferenfauna, die einer Campan-Einstufung nicht widerspricht:

Globotruncana globigerinoides BROTZEN

Globotruncana margerinata (REUSS)

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana cf. *rugosa* (MARIE)

Gavelinella ex aff. *stelligera* (MARIE) mit zahlreichen Varianten in bezug auf Stärke und Anordnung der Skulptur

Gyroidinoides cf. *girardana* (REUSS)

Buliminella hofkeri BROTZEN

Gümbelina globulosa (EHRENBERG)

Spiroloculina cretacea REUSS

Frondicularia bicornis REUSS var. *rhomboidalis* MARIE

Frondicularia sp.

Robulus sp.

Neoflabellina sp. (juvenil)

Textularia praelonga REUSS

Gaudryina sp.

Marssonella sp.

Ostracoden

50—60 m hangend der Entnahmestellen der Proben 52 und 15 ist 400 m SO der Kote 357 die Probe 56 aus steil OSO-fallenden, graubraunen, tonigen Mergeln genommen worden. Sie führt, wie OBERHAUSER berichtet, eine Mischfauna, die zwischen der Kohle- und der Inoceramenmergelschicht steht und für Obercampan (Maastricht nicht sicher auszuschließen) spricht:

Globotruncana cf. *elevata elevata* (BROTZEN) ($1 \times$)

Globotruncana rugosa (MARIE)

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana cf. *contusa* CUSHMAN

Gavelinella ex aff. *stelligera* (MARIE)

Gavelinella costulata (MARIE)

¹⁾ Bestimmung K. KOLLMANN.

Gavelinella pertusa (MARSSON)
Cibicides involuta (REUSS)
Marginulina gosae (REUSS) (häufig)
Lenticulina sp. sp.
Fronicularia cf. *bicornis* REUSS
Marssonella oxycona (REUSS)
Dorothia pupa (REUSS)
Gaudryina cretacea (KARRER)
Triplasia murchisonii REUSS
Spiroplectamina cf. *dentata* (ALTH)
 Inoceramenreste

Eine ähnliche Mischfauna besitzt die 250 m SO der Kote 357 entnommene Probe Nr. 54. Sie führt eine schlecht erhaltene Sandschalerfauna, darunter *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN.

Die Kartierung bestätigt eindeutig den durch OBERHAUSER gegebenen Mikrofossilbefund: S der Kote 357 befindet man sich an der Dreistätter Straße S Piesting bereits in den Inoceramen-reichen Maastrichtmergeln, während sich W davon, ganz ohne Sandstein- oder Konglomeratzwischenschaltung der Übergang in die Tonmergel der Kohleserie vollzieht.

Bei Wöllersdorf stößt man wieder auf Gesteine der Kohleserie, doch gaben diese bisher keine gut erhaltene, zu einer genauen Datierung geeignete Mikrofauna. Den sandigen Mergeln SO des Teufelmühlsteines, im Graben zirka 60 m S der Kote 464 entstammt die Probe 85 mit:

Globotruncana sp. (doppelkielig)
Globigerina sp.
Gavelinella sp.
Lenticulina sp.
Dorothia sp.

Hangend der bei Wöllersdorf auftretenden kohleflözführenden Tonmergel folgen N des Hasenberges (K. 444) glimmerreiche Mergelsandsteine. Gemäß des Mikrofossilinhaltes der Probe 58 gehören sie wohl noch zum höheren Campan:

Globotruncana sp. (einkielig) 1 ×
Globotruncana cf. *arca* (CUSHMAN)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana cf. *calciformis* (LAP.)
Gavelinella pertusa (MARSSON)
Stensiöina exculpta (REUSS)
Stensiöina cf. *pommerana* BROTZEN
Tritaxia pyramidata REUSS
Dorothia cf. *pupa* (REUSS)
Gaudryina sp.

2. Die kohleflözführende Serie im Bereich von Dreistätten—Felbering

Hangend der nächst der Kote 608 auftretenden Quarz- und Hornsteinführenden Konglomerate folgen 40 m O der Drobilsteigabzweigung etwa 30 m mächtige, NNO-streichende, braune Kalksandsteine, die in diesem Abschnitt die tiefsten, aufgeschlossenen Ablagerungen der Kohleserie darstellen. Darüber folgen die oft bläulichgrauen, feinsandigen „Ac-

taeonellenkalke“ mit den zahlreichen Actaeonellen. Wir befinden uns hier im Bereich des bekannten „Schneckengartls“, in dem nach G. POKORNY (1959, S. 963) die Form *Actaeonella (Trochactaeon) renauxiana* d'ORB. besonders häufig auftritt¹⁾. Nach E. TIEDT (1958, S. 490) dürfte hier auch *Nerinea (Simploptyxis) nobilis* (MÜNSTER) vorkommen. Im Detail zeigt sich vom Liegenden zum Hangenden, von W nach O, diese Schichtfolge:

- 2-00 m knolliger Actaeonellenkalk mit feinbrecciösen Einschaltungen,
- 15-00 m metermächtige Bänke eines dunkelgrauen Actaeonellenkalkes, in dem eine Sedimentärbreccie mit bis nußgroßen Kalkkomponenten eingeschaltet ist,
- 5-00 m grauer, knolliger Actaeonellenkalk,
- 1-50 m mittelkörnige Kalkbreccie,
- 3-50 m metermächtige Lagen einer Grobbreccie mit einzelnen Quarzgeröllen und einer 0-50 m mächtigen Actaeonellenkalkeinschaltung,
- 5-00 m knolliger Actaeonellenkalk mit einer 0-50 m mächtigen Grobbreccienlage,
- 0-50 m feiner Kalksandstein, hellbraun, etwas kieselig, glimmerführend, ohne Mikrofauna,
- 4-00 m Knollenkalk,
- 2-30 m Grobbreccie mit Actaeonellen,
- 0-30 m grauer Sandstein,
- 0-50 m Actaeonellen-Knollenkalk,
- 0-15 m harter, grauer Sandstein,
- 4-00 m brecciöser Actaeonellenkalk,
- 0-20 m grauer Feinsandstein. Im Dünnschliff sind schwach gerundete Quarzkörner in einer feinkristallinischen, kalkigen Grundmasse eingebettet. Vereinzelt treten Gerölle eines feinstkörnigen, quarzitischen Kalksandsteines auf,
- 0-60 m heller Kalksandstein,
- 1-00 m Grobbreccie aus Actaeonellenkalk,
- 0-80 m NNO-streichender, saiger gestellter, brauner Kalksandstein mit Nerineen,
- 1-00 m dichter, grauer Kalksandstein,
- 0-20 m dunkelgrauer, knolliger Kalk,
- 1-00 m blaugrauer, braun verwitternder Sandstein mit Actaeonellen und Nerineen. Im Schliff zeigen sich kantige Quarzkörner und idiomorphe Kalzitkristalle in einer feinkörnigen, kalkigen Grundmasse, die viel kohlige Substanz, etwas Muskowit und einzelne Miliolidenquerschnitte aufweist,
- 3-00 m harter, quarzreicher Sandstein mit Actaeonellen,
- 0-50 m Grobbreccie mit Actaeonellen,
- 2-50 m 60° WNW-fallender, im Liegenden flyschähnlicher, sandiger Mergel mit Pflanzenhäcksel und folgender Brackwasserfauna:

Omphalia kerfersteini ZK.
Actaeonella gigantea ORB.

¹⁾ Aus dem Bereich unserer Gosaumulde sind nach G. POKORNY (1959) ferner bekannt: *Actaeonella (Trochactaeon) gigantea gigantea* (SOW.), *Actaeonella (Trochactaeon) gigantea ventricosa* MÜNSTER, *Actaeonella (Trochactaeon) lamarcki* SOW., *Actaeonella (Trochactaeon) goldfussi* ORB. und *Actaeonella (Trochactaeon) conica* MÜNSTER.

Actaeonella glandiformis ZK.
Rostellaria sp.
Fusus ex aff. *tritonium* ZK.
Turbo ex aff. *spiniger* ZK.
Cerithium subgranatum ZK.
Cerithium formosum ZK.
Cerithium sociale ZK. (2 ×)
Cerithium sexangulatum ZK.

Durch BITTNER (1882, S. 242) sind daraus ferner bekannt geworden:

Pseudomelania turrita ZK.
Dijamira goldfussi KEFST.
Tanalia acinosa ZEK.
Cerithium münsteri KEFST.

Die jener Schicht entnommene Schlammprobe (Probe 114) enthielt Ostracoden und *Charophyten*. Herr Dr. K. MÄDLER, Hannover, bestimmte:

Tectochara cf. *conica* MÄDLER und
Tolypella sp.

In seinem Brief bemerkt Dr. MÄDLER zu den *Charophyten* unseres Gosaubeckens, daß diese, soweit sie auf Formen des Tertiärs bezogen werden können, durch ihre Größe auffallen und es sich vielleicht um eigene Arten handelt.

Hangend dieser fossilreichen Schicht folgen:

- 1·00 m mürber, brauner Sandstein,
- 1·00 m flyschähnlicher, grauer Sandstein und S der Kote 608, an der blauen Markierung, in etwa 6 m Mächtigkeit, 60° ONO-fallende, gelblichbraune, an Glimmer und an Kohlehäcksel reiche, plattig-schiefrige Mergel und rostig verwitternde Sandsteine.

Die Mergel beinhalten neben Gastropodenresten und Ostracoden nach K. MÄDLER

Tectochara ulmensis (STRAUB) MÄDLER und
Tolypella sp.

Über diesen Mergeln stellen sich abermals auf wenige Meter Mächtigkeit Lagen eines knollenbrecciösen *Actaeonellenkalkes* mit sandigen, an Kohleschmitzen reichen Zwischenlagen ein.

Die Mergel und flyschähnlichen Sandsteine der hier in etwa 100 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Kohleserie führen bis etwa haselnußgroße Gerölle. Dieses Sediment ist sichtlich durch keine Wasserbewegung sortiert worden.

In dieser „Kohleserie“ liegen die in unserer Mulde obertags nur selten und in Spuren aufgeschlossenen Wandflöze. Im behandelten Abschnitt sind diese Flöze der stratigraphisch tiefsten Flözzone, der Flözzone 1, am Wand- und Konstantinstollen angefahren worden.

Die Halde des Wand- oder Karl Ferdinandstollens findet sich etwa 160 m NO des Kreuzes N Frankenhof. K. M. PAUL (1871, S. 78) gibt bekannt, daß der Stollen 14 Flöze, die steil gegen die Wand hin einfallen, durchörtert hat und daß das sogenannte Wandflöz eine Mächtigkeit von 45 bis 60 cm erreicht.

Um dieses Flöz auch tiefer anzufahren, wurde etwa 500 m SO vom Wandstollen der Konstantinstollen angelegt. Er hat nach PAUL bei einer Stollenlänge von 630 m, zwischen m 350 und 400, sieben 10—50 cm mächtige Flöze und etwa bei m 470, zwischen Actaeonellenkalkbänken, ein über metermächtiges Hauptflöz (der Flözzone 2) und erst bei m 700 das Wandflöz und somit unsere Flözzone 1 erreicht.

Aus den kohleführenden Mergeln dieses Stollens stammen, wie PAUL anführt, die Funde zahlreicher Wirbeltierknochen. Nach A. BITTNER (1882) hatte der gegen WNW vorgetriebene Stollen eine Länge von 739 m und verquerte sanft wandwärts fallende, gegen das Ende aber steilgestellte Ablagerungen. Das Stollenmundloch liegt inmitten der in Richtung Loderhof streichenden, mächtigen Dreistättener Konglomeratplatte. Die Halde befindet sich unmittelbar neben der Pension Hubertushof.

Gegen NNO streicht die Flözzone 1 zu den 2 Schurfstellen, die man etwa 300 m S der alten Gipsmühle Starhemberg antrifft. Hier soll nach CZJZEK ein Stollen 2 schwache, steil SO-fallende Flöze angefahren haben. Auch noch im NW-verlaufenden Schindergraben sollen 2 ONO-streichende Flöze durch Schürfe freigelegt worden sein.

30—40 m im Liegenden der Flöze ist am Weg, wenige Meter O der ehemaligen Gipsmühle Starhemberg, ein recht instruktiver Aufschluß. Er zeigt eine 70° OSO-fallende Gesteinsserie, u. zw. vom Hangenden zum Liegenden:

- 12·00 m grauer, dm-gebankter, sandiger Kalk (Actaeonellenkalk),
- 1·50 m gelblichgrauer, sandiger, feinglimmeriger Mergel (Probe 163),
- 3·00 m graue, sandige Kalklagen mit grauen, kalkigen Mergelzwischenlagen (Probe 164),
- 1·00 m braune, sandige Mergel mit dm-mächtigen, grauen Sandsteinzwischenlagen,
- 0·60 m dm-mächtige, graue Sandsteinbänke, wechsellagernd mit dm-mächtigen Mergellagen mit Kalkgeröllen bis 2 cm Durchmesser,
- 1·00 m gelblichgraue, schalig brechende, feinglimmerige, kalkige Mergelschiefer (Probe 165),
- 3·00 m braungraue, weiche Mergel mit dunklen Flecken,
- 1·50 m mergelige Sandsteine, wechsellagernd mit gelblichbraunen bis grüngrauen, Glimmer- und Pflanzenhäcksel-reichen, sandigen Mergeln mit Muscheln (darunter *Cucullaea* sp.), Schnecken und Seeigeln. Gegen das Liegende wurden daraus die Proben 166, 167, 169 und 55 entnommen,
- 1·00 m brauner, glimmerreicher Müßsandstein, reich an kohligem Substanz und an Pflanzenhäcksel,
- 0·20 m gelblichbrauner, sandiger Mergel,
- 1·00 m dunkler, feinglimmeriger Sandstein.

Aus dieser Schichtfolge kann nach der Bearbeitung von R. OBERHAUSER (Foraminiferen) und K. KOLLMANN (Ostracoden) folgender Mikrofauneninhalt angegeben werden:

- Probe 163: *Gavelinella* ex aff. *stelligera* (MARIE), u. zw. mehrere Varianten in bezug auf Stärke und Anordnung der Skulptur
Gavelinella cf. *ammonoides* (REUSS)

- Spiroloculina cretacea* REUSS
Gyroidinoides sp.
Epistomina sp. sp.
Saracenaria sp.
Lenticulina sp.
Marssonella sp. (schlank)
Brachycythere aff. *sphenoides* (REUSS) 1 ×
Dordoniella sp. 2 ×
- Probe 164: mit fraglichen Foraminiferenresten
- Probe 165: *Globotruncana* ex aff. *fornicata* PLUMMER (2 ×)
Gavelinella ex aff. *stelligera* (MARIE), wie bei Probe 166
Goupillaudina sp., wie N der Piesting, jedoch kleinwüchsig
Gyroidinoides cf. *girardana* REUSS
Epistomina sp. (großwüchsig)
Marssonella sp. (schlank)
Spiroplectammina sp.
Brachycythere aff. *sphenoides* (REUSS) 2 ×
Dordoniella sp. 2 ×
Cytherella sp. ? indet
 1 Ostracode indet, glatt
- Probe 166: *Globotruncana* ex aff. *fornicata* PLUMMER (2 ×)
Gavelinella ex aff. *stelligera* (MARIE), u. zw. mehrere Varianten
 in bezug auf Stärke und Anordnung der Skulptur. Massenhaftes Vorkommen
Marginulina gosae (REUSS)
Gyroidinoides cf. *girardana* (REUSS); nach MARIE 1941: die
 Form steht zwischen *G. pseudosimiensis* REUSS und *G. naranjornsis* WHITE
Neoflabellina sp. (Bruchstück)
Lenticulina sp.
Marginulina sp.
Marssonella sp. (schlank)
 Ostracoden
- Probe 167: *Gavelinella* ex aff. *stelligera* (MARIE); schwächer skulpturiert
Nummofallotia ex aff. *cretacea* (SCHLUMBERGER)
Marssonella sp. (schlank)
Lenticulina sp.
Quinqueloculina sp.
 Ostracodenreste
- Probe 168: *Gavelinella* ex aff. *stelligera* (MARIE) (1 ×)
Lenticulina sp.
Marssonella sp. (schlank)
 Ostracoden
- Probe 55: *Gavelinella* ex aff. *stelligera* (MARIE); mehrere Varianten in
 bezug auf Stärke und Anordnung der Skulptur
Discorbis sp.
Lenticulina sp.

Epistomina sp. (großwüchsig)
Marssonella sp. (schlank)
Dorothia sp.
Cytherella aff. *leopolitana* (REUSS)

Nach dem Bericht von R. OBERHAUSER handelt es sich bei dem Mikrofossilinhalt dieser Proben um eine reiche, für die Kohleserie charakteristische Faunenvergesellschaftung mit spärlichen Planktonforaminiferen und Globotruncanen. K. KOLLMANN fällt bei der Ostracodenbearbeitung die ausgesprochene Artenarmut auf. Er hält es für möglich, daß dafür die ökologischen Gründe, wie z. B. extremes Seichtwasser mit schwach brackischem Einschlag verantwortlich sind.

Der Stollhofer Stollen soll bis zum Liegenden der Wandflöze vorgerieben worden sein und dabei nur ein abbauwürdiges Flöz (Flöz 2) durchörtert haben¹⁾. Unweit des Mundloches, das N Stollhof nahe des Loderhofes zu sehen ist, befindet sich am Teufelskar der Steinbruch ROSSMANN. Auch hier beißen Kohleschiefer der Wandflözzone aus: Mit Konglomeraten wechsellagernde Actaeonellenkalkbänke und eine Nerineenbank im Liegenden fallen 75° gegen NNE unter mürbe, bitumenreiche Sandsteine, Mergel und Kohleschiefer der Kohleserie ein (siehe Abb. 4). Schräg zum Streichen wird dieses Schichtpaket von den Wandkalken abgeschnitten.

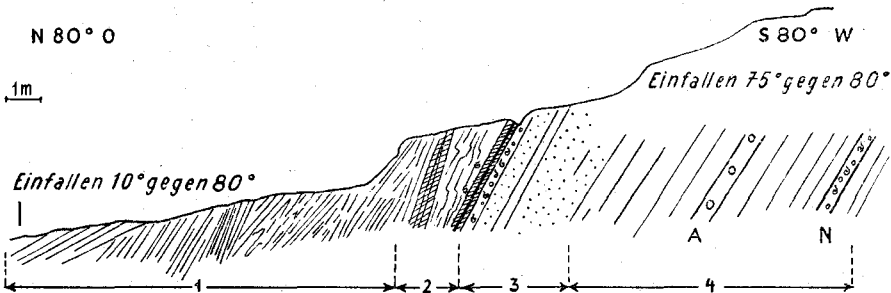


Abb. 4: Aufschluß der kohleführenden Serie am Steinbruch Rossmann bei Stollhof.
 1 = taube, fossililere Sandsteine und Mergel.
 2 = Mergel und Sandsteine mit Kohleschiefern, einzelnen bis nußgroßen Kalkgeröllen und mit Molluskenschalen.
 3 = dichtes quarz- und hornsteinführendes Konglomerat.
 4 = Actaeonellenkalk mit Actaeonellenbank (A) und Nerineenbank (N).

Mittelsteil NW-fallende Basisbildungen der Kohleserie, gut gebankte Actaeonellenkalke und Quarz-Hornstein-führende Konglomerate trifft man auch im Bereich W des Frankenhofes.

Etwa 200 m mag das Tonmergel-Sandsteinpaket mächtig sein, das zwischen den flözführenden Gesteinen am Wandfuß und der Konglomeratplatte von Dreistätten liegt. Die darin auftretenden Flöze im unmittelbar Liegenden der Dreistätter Konglomerate kennzeichnen unsere Flözzone 2. Der Verlauf der Flözzone 2 wird durch eine Reihe alter Schürfe

¹⁾ Auf Grund von Angaben, die K. LECHNER von Personen erhalten hat, welche in den Jahren 1937—1939 in den Stollen gearbeitet haben (Lagerstättenarchiv der G. B. A.).

und Schächte markiert, die sich von 300 m W des Loderhofes in Richtung zum Frankenhof und darüber hinaus in NO-Richtung aneinanderreihen. So finden sich noch alte Einbaue 50 m W der Markierungskreuzung, zwischen Hochkogel und Herrgottschnitzerhaus und S der roten Markierung des Dreistättener Wandweges. Die Flözzone streicht knapp W der Kote 529 bei Dreistätten vorbei und quert die Straße Dreistätten—Piesting. Ein schwaches, steilstehendes Flöz wurde bei einem Grabenaushub an der Straße, etwa 200 m S vom Schererwirt, freigelegt.

Die im Dreistättener Bereich den Tonschiefern, Mergeln und Sandsteinen der kohleflözführenden Serie eingeschalteten Konglomerate, die „Dreistättener Konglomerate“, werden vorübergehend einige 100 m mächtig, keilen aber gegen NO und SW, also in Richtung Piesting und Stollhof vollends aus. Sie unterscheiden sich von den Basiskonglomeraten der westlichen Muldenflanke durch die vermehrte Zwischenschaltung von Sandsteinlagen und durch die Art der Komponenten.

310 Gerölle aus dem Dreistättener Konglomerat zwischen dem Hochkogel und dem Schneckengartl zeigen zu 86% kalkalpine Herkunft, zu 13% Gesteine der Grauwackenzone und zu 1% Gesteine des Altkristallins: 61% Trias- und Jura (?) Kalke, u. zw. 30% dunkelgraue bis schwarze mergelige Kalke, 20% hellgraue bis hellgraubraune, dichte Kalke, 7% bunte, dichte Kalke, sowie 3% dunkle Hornsteine und 1% Werfener Schiefer;

25% Gosausandsteine, u. zw. 21% Sandsteine und sandige Mergel der kohleflözführenden Serie und 4% Orbitoidensandsteine;

10% schwarze Lydite und vereinzelt auch Hämatit-führende, violette Kieselschiefer,

3% grüne Quarze und Phyllite,

1% Gneise.

Der bemerkenswerte Anteil an Gosausandsteingeröllen spricht neben den Lagerungsverhältnissen (S. 432) dafür, daß das Konglomerat nicht etwa dem Basiskonglomerat der Muldenwestflanke gleichgestellt werden darf, sondern zweifellos ein jüngerer Sediment mit einer stratigraphisch höheren Stellung ist.

Anders wie zum Basiskonglomerat der W-Flanke dürfte sich das Dreistättener Konglomerat zum exotikareichen Konglomerat der O-Flanke der Gosaumulde verhalten, das sich an der S-Seite des Wettersteinkalkes des Auriegels, der Mahleiten und der Steiner Ebene anschmiegt. Schon rein lagerungsmäßig läßt sich eine Beziehung zueinander erkennen. W. PETRASCHECK (1941) hat bereits darauf hingewiesen; er sah allerdings das Dreistättener Konglomerat auch als Äquivalent der Basiskonglomerate der W-Flanke an.

Da die Einstufung des Konglomerates am Feichtenwald, S der Steiner Ebene, durch die im Hangendgestein auftretenden Orbitoiden des Obercampan möglich erscheint, kann auch das Dreistättener Konglomerat als eine obercampane Ablagerung aufgefaßt werden.

Über den Dreistättener Konglomeraten liegt normal eine etwa 200 m mächtige Serie von Tonmergeln und Sandsteinen. W des Loderhofes und S des Starhemberg-Burgfelsens, an den Stellen des linsenartigen Auskeilens der Dreistättener Konglomerate, verschmilzt diese Serie mit den liegenden,

kohleflözführenden Tonmergeln und Sandsteinen zu einem etwa 700 m mächtigen Schichtpaket.

Im unmittelbar Hangenden des Dreistätter Konglomerates tritt in den Tonmergeln und Sandsteinen die Flözzone 3 auf, während sich die unbedeutende Flözzone 4 im Hangendniveau der hier etwa 200—300 m mächtig werdenden Tonmergel- und Sandsteinserie befindet. Zu Zone 3 gehören die Felberinger Flöze, die eine Mächtigkeit von über 1 m erreichen. Die Flöze sollen angeblich bei einer Tiefe von nur 20 m von der überkippten Stellung in eine normal SO-fallende Lage übergehen. Halden, Schachtreste oder Pingen nächst des Weges W des Erholungsheimes Felbering und N davon verweisen auf ältere, verfallene Einbaue. Nach solchen Anhaltspunkten ist die Flözzone 3 im Abschnitt vom Loderhof über die Felberwiesen zu den Wiesen SW der Dundlerin gut zu verfolgen. Den schönsten Kohleausbiß kann man noch im Wald etwa 150 m SW der Dundlerinwiese beobachten.

Nach einer Notiz über die 1954 von Herrn Dipl.-Ing. K. LECHNER durchgeführten Erhebungen wurden die alten Felberinger Baue während des letzten Krieges vom Julianenstollen unterfahren. Dieser schloß etwa bis m 390 Orbitoidensandsteine, dann Schiefertone und Sandsteine mit sieben 3—30 cm dicken Flözen auf. Bei m 646 wurde das Hauptflöz erreicht und auf 136 m eine Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonmergeln, sowie einzelne Konglomeratlagen durchfahren. Die 7 erstgenannten Flöze gehören unserer Flözzone 4 zu und das durch etwa 200 m mächtige Ablagerungen davon getrennte Hauptflöz unserer Flözzone 3. Die Konglomerate im Liegenden der Flözzone 3 sind der stratigraphischen Einschaltung der Dreistätter Konglomerate zuzuzählen.

An den Flözonen 3 und 4 liegen O und S des Loderhofes eine Reihe alter Schurfstellen. S der Mahleiten-Queraufwölbung, O Dreistätten, streicht ein Ast der höheren kohleflözführenden Ablagerungen der Flözonen 3 und 4 zu den Zweierwiesen. S der Abzweigung des Weges zum Finkenhäus von der Straße Fischau—Dreistätten sind an alten Schurfstellen Kohlestückchen aufzulesen. Der Sandstein nächst der Kote 466 führt *Glauconia* aff. *kefersteini* (Zk.)¹⁾.

3. Die kohleflözführende Serie im Bereich Stollhof—Maiersdorf

S der Stollhofer Störung treten die Basisbildungen der Kohleserie, Actaeonellen-führende Sandkalke und Konglomerate, weiterhin längs der Aufstauungslinie der Hohen Wand, in überkippter, sanft NW-fallender Stellung auf. Morphologisch zeichnen sie sich als deutlich hervortretende Kulissen vom sanften Wiesengelände im Bereich der leichter verwitterbaren Tonmergel und Mürbsandsteine der Flözzone ab. Man trifft sie an der Markierung vom Stollhofer Leitergraben zur Hohen Wandstraße und entlang dieser selbst. Über den Abschnitt N der Beingartenwiesen kann man sie bis zur Knickstelle der Wand N von Zweiersdorf verfolgen.

Nach dem Auskeilen der Dreistätter Konglomerate gegen SW kommt es bei Stollhof, SW des Loderhofes, zu einer beträchtlichen Mächtigkeitsreduktion der kohleflözführenden Serie und somit auch zu einer weitgehenden Annäherung der Flözonen.

¹⁾ Bestimmung R. SIEBER.

Der angeblich 600 m lange Stollhofer Stollen, dessen Mundloch sich etwa 500 m NO der Kirche Stollhof im Bereich der Flözzone 3 befindet, quert etwa nach Stollenmeter 200 die Wandflöze, die wir hier als gebündelte Flözzone 1 und 2 vor uns haben. Das Flöz 2 dieser Wandflöze soll bis 0.8 m mächtig geworden sein.

Der Stollen S des Ramhofes bei Stollhof, sowie die in ihrer Aneinanderreihung zu den Beingartenwiesen bei Maiersdorf führenden Schurfstellen und der Maiersdorfer Stollen sind bereits auf Flöze angesetzt worden, die den hier nahe gerückten Flözzone 1—4 angehören.

Das Stollenmundloch liegt etwa 300 m NNO von Maiersdorf. Nach Tagebuchaufzeichnungen von F. KOSSMAT (1910) führt der Stollen gegen NW und schließt bis m 30 etwa 40° wandwärts fallende Schiefer auf. Tatsächlich ist nächst der Halde dem Gestein ein 40—50gradiges WNW-Fallen abzulesen. KOSSMAT gibt folgendes interessante Stollenprofil:

- m 30—65 harte Sandsteine mit einzelnen kleinen Quarz- und Kalkgeröllen,
 - m 70 Glaukonienbank,
 - m 70—90 Wechsellagerung von vorwiegend Schiefertonen und einzelnen Sandsteinlagen,
 - m 90—115 mehrere Kohleschmitzen im grauen Schiefertone,
 - m 145 bituminöser Schiefertone mit Korallen (*1 Cyclolites*) und Muscheln,
 - m 158 Kohleschmitze,
 - m 165 synklinale Biegung der Schichten,
 - m 165—228 flachwellig gelagerte Schiefertone mit einzelnen schwachen und verdrückten Kohleschmitzen,
 - m 228—250 weiche, flach liegende Schiefertone,
 - m 250—400 Schiefertone mit einzelnen Sandsteinlagen, vereinzelt Kohleschmitzen und Brandschiefer. Einfallen flach wandwärts,
 - m 400 Glaukonienbank mit *Omphalia kefersteini*,
 - m 405 Korallen und verschiedene Muscheln,
 - m 416 Actaeonellenbank,
 - m 433 Actaeonellenbank,
 - m 470 Flöz Nr. 1 (verschiefert),
 - m 479 Flöz 2, 0.3—0.4 m mächtig,
 - m 525—670 fehlen Aufzeichnungen,
 - m 670 40° wandwärts fallendes Flöz (20 cm resche, schwarze Kohle, 15 cm Schiefertone, 10 cm schiefrige Kohle),
 - m 680 schwarzer Stinkstein mit Kohle, vermutlich Flöz 7,
 - m 693 40° NW-fallende Mergel und Schiefertone mit marinen Muscheln, u. a. Cardien. Einige Meter vorher andere Muschelbank mit kohligen Streifen.
- Kurze Bohrung vom Feldort traf Nerineenbank und Konglomerat.

Die „Kohleschmitzen“ zwischen Stollenmeter 90 und 115 dürften unserer Flözzone 4 zugehören, die Kohleschmitzen von m 165—228 der Flözzone 3 und die Flöze von m 470 bis m 680 den Flözzone 1 und 2. Die Actaeonellenkalkbänke von m 416 und m 433 sind gewiß den „Hangendactaeonellenkalken“ von Grünbach äquivalent. Man kann dem Profil

entnehmen, daß die Felberinger Flöze gegen den Maiersdorfer Bereich vollkommen bedeutungslos werden.

In den Sandsteinen nahe der Basis der Kohleserie, SW der Wandstraßenkurve am Wandfuß N Maiersdorf, ist nach der Bestimmung von R. SIEBER die große Inoceramenform *Inoceramus* cf. *regularis* ORB. häufig anzutreffen, eine Form, die auch in den tiefsten Inoceramenmergeln O Lupat, bei Grünbach, zu finden ist.

Der Hangenteil der Kohleserie und die Orbitoidensandsteine sind in einem Graben N der Kirche Maiersdorf recht gut aufgeschlossen. So trifft man etwa 200 m NNW der Kirche auf blaugraue, glimmerreiche sandige Mergel mit Kohleschmitzen und dünnen Kohleflözen. Sie vertreten unsere höchsten Flözzonen, die Felberinger Flöze.

Wie die Tonmergel, so sind auch die Sandsteine sulfidisch und zeigen zahlreiche Pyritkonkretionen. Den Mergeln entstammt die Probe 127 mit folgender pyritisierter Brackwasserfauna:

- Vavulineria* sp. (kleinwüchsig)
- Quinqueloculina* sp. (kleinwüchsig)
- Spirillina* sp. und
- Ostracoden (glatt).

S Maiersdorf queren der etwa 570 m lange Neuhoffnungsstollen und der Dreifaltigkeitsstollen die gesamte kohleflözführende Serie¹⁾. Der Neuhoffnungsstollen quert nach unserer Deutung vom Mundloch bis m 80 Inoceramenmergel mit kohleflözführenden Einschaltungen und in ihrem Hangenden von m 80 bis m 138 Orbitoidensandstein. Bei m 138 treten Doppelflöze auf, welche zur Flözzone 4 gehören, zwischen m 187 und m 198 Flöze der Zone 3, zwischen m 439 und m 507 die Flözzone 2 und zwischen m 543 und m 629 die Flözzone 1.

Bei Berücksichtigung des steilen N-Fallens ist die Serie von der Flözzone 1 zur Flözzone 2 über 150 m mächtig. Im Hangenden der an die 200 m mächtigen, tauben Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone, welche den Dreistättener Konglomeraten im N entsprechen, folgen die zusammen etwa 50—60 m mächtigen Flözzonen 3 und 4 und schließlich ein ebenso mächtiger Orbitoidensandstein. Die Flözzonen entsprechen jenen im Felberinger Bereich. Die kohleflözführende Serie des Campan ist in unserem Stollenprofil S Maiersdorf folglich an die 400 m mächtig. Die nach unserem stratigraphischen Schema zur kohlenflözführenden Serie gestellten Basisactaeonellenbänke wurden vom Neuhoffnungsstollen scheinbar nicht angefahren.

4. Die kohleflözführende Serie im Bereich von Zweiersdorf—Grünbach

Nach den Obertagaufschlüssen kann von O nach W und von N nach S eine primäre Reduktion der vom Liegendactaeonellenkalk zum Orbitoidensandstein reichenden brackischen Kohleflözführenden Serie festgestellt werden. Im N-Flügel besitzt sie etwa 250—300 m Mächtigkeit, im S-Flügel maximal etwa 100 m. Die fast 100 m betragende Mächtigkeitszunahme, die sich am N-Flügel in den tiefen Aufschlüssen des Bergbaues gegen-

¹⁾ Nach einem Profil, das in der Lagerstättenabteilung der GBA. Wien aufgelegt.

über der errechneten Obertagsmächtigkeit ergibt, beruht hingegen auf einer tektonischen Ursache.

Die Flözzone, die sich zwischen Actaeonellenkalklagen unmittelbar hangend der Basisbildungen befindet, besitzt 8 Flöze, die im äußersten Westen der Grünbacher Mulde nach W. PETRASCHKE (1941, S. 15) 6 m bauwürdiger Gesamtmächtigkeit erreichen.

Die 4 Flözzone der Neuen Welt bündeln sich im Bereich des Grünbacher Gosaumuldensteiles. Die im Zweiersdorf—Grünbacher Muldenabschnitt zwischen Actaeonellenkalklagen auftretenden flözführenden Ablagerungen dürften nur mehr die Flözzone 1 und 2 vertreten, nicht mehr aber die Flözzone 3 und 4 beinhalten. Das kann deshalb angenommen werden, weil im Maiersdorfer Bereich die zwischen den Actaeonellenkalken liegenden Flöze (Zone 1 und 2) von Flözen höherer Zonen auseinander zu halten sind.

Knapp vor der Umbiegungsstelle der Gosaumulde vom NO- in das O-Streichen ist N von Zweiersdorf der Leiterlgrabenstollen vorgetrieben worden. Er quert den hier sehr flach unter die Hohe Wand-Trias einfallenden, überkippten N-Flügel der Gosaumulde, u. zw. bis m 560 die Inoceramenmergel, dann etwa auf 100 m die Orbitoidensandsteine. Bei m 700 erreicht er die geringmächtige Hangendactaeonellenbank der hier stark verquetschten und verruschelten Flözzone. 25—35° wandwärts fallende Konglomerate der Liegendactaeonellenbank sind knapp S des Leiterlgrabens am Fuß des Hohe Wandabbrisses aufgeschlossen.

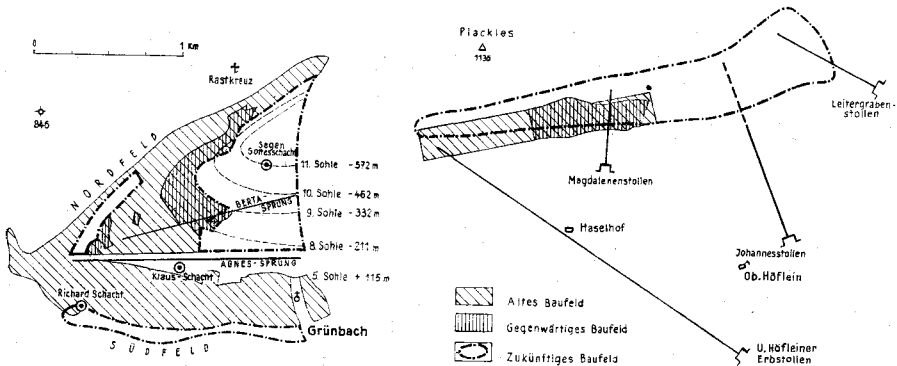


Abb. 5: Die Baufelder des Steinkohlebergbaues Grünbach und des „Hohe Wand“ Steinkohlebergbaues in Oberhöflein (vereinfacht und verkleinert, nach Übersichtskarten der Herren Ing. D. NARDELLI und Ing. SCHABAUER, 1960).

Ein klares Bild über die Situation in der überkippten Gosauserie des Mulden N-Flügels geben die Grubenbauten im Höfleiner Abbaufeld der Hohe Wand Steinkohle Bergbau Ges. m. b. H. (Abb. 5). Der in N—S-Richtung verquerende Magdalenenstollen schließt bis etwa m 60 die Orbitoidensandsteine des Maastricht auf, dann bis m 280 die flözleeren campanen Tonmergel und Sandsteine. Eine etwa 2 m mächtige, 48° gegen N-fallende Actaeonellenkalkbank leitet daraufhin die flözführenden Tonmergel und Sandsteine der Flözzone 1 und 2 ein. Bergmännisch konnten im gesamten Grubenbereich die vom Grünbacher Bergbau her bekannten Flöze 1—6 mit Mächtigkeiten bis zu etwa einem Meter nachgewiesen werden.

Wie im Grünbacher Feld zwischen Flöz 5 und 6 (Characeenhorizont!), so ist auch hier der Abstand zwischen diesen beiden Flözen am größten. Da wie dort trennt ein etwa 25 m mächtiges Paket tauber Tonmergel und Sandsteine und man kann hier die Grenze zwischen der Flözzone 1 und 2 annehmen. Ähnlich den Verhältnissen in Grünbach wird die Flözserie im Magdalenenstollen durch eine Nerineenbank im Liegenden abgeschlossen. Die gesamte campane Tonmergel-Sandsteinserie ist im Stollenprofil an die 230 m, die flözführende Serie an die 90 m mächtig.

Ein ideales Profil durch die Gosauserie des N-Flügels verspricht weiterhin der neue Johannesstollen zu geben, dessen Mundloch sich etwa 300 m NO des Gemeindehauses Höflein, an der Straße zwischen Zweiersdorf und Oberhöflein, befindet. Bis m 520 verquert der Stollen die überkippten, flach bis mittelsteil N-fallenden, dunkelgrauen, sehr sandigen Mergel der Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän), dann die härteren, bräunlichgrauen Inoceramenmergel.

Der Unterhöfleiner Erbstollen (O. AMPFERER, 1918, S. 33) gibt Aufschluß darüber, daß W von Höflein nun auch im S-Flügel der Gosaulmulde kohleflözführende Ablagerungen des Campan auftreten. Bis m 770 verläuft der Stollen in den Werfener Schichten, dann in den steil N-fallenden Gosauablagerungen der gegen S überkippten Grünbacher Mulde; zuerst bis m 890 in Gosaukonglomerat, dann bis m 1190 in der kohleflözführenden Serie des S-Flügels. Bei m 930 befindet sich die Liegendactaeonellenbank, bei m 1040 die Hangendactaeonellenbank. Nach Querung der Inoceramenschichten des Muldenkernes erreicht der Stollen bei m 2200 die Hangendactaeonellenbank der fast saiger stehenden flözführenden Serie des Mulden N-Flügels.

An einem Waldweg, etwa 500 m O von „Unter der Wand“ (K. 685), liegen im stratigraphisch Hangenden der überkippten, wandwärts fallenden, Quarz- und Hornstein-führenden Konglomeratlagen 55° NNW-fallende, Pflanzenhäcksel-führende, graue sandige Mergel mit kleinen Actaeonellen, Einzelkorallen und Muscheln (Probe 175). Sie gehören dem Liegendactaeonellenkalk der Kohleserie zu. Nach R. OBERHAUSER beinhalten sie *Nummofallotia* ex aff. *cretacea* (SCHLUMBERGER); sie sind zum Teil skelettiert und häufig mit sichtbaren Innenstrukturen versehen; ferner *Quinqueloculina* sp. und Ostracoden. „Das häufige Vorkommen von *Nummofallotia* ex aff. *cretacea* spricht für eine küstennahe Fazies eventuell mit brackischen Einflüssen (vgl. Probe 167, S. 382 und 148, S. 376)“.

Ein Tonmergelstück, das reich an weißen, brüchigen Molluskenschalen ist und sich auf der Halde des Segengottesschachtes fand, enthält ebenso *Nummofallotia* ex aff. *cretacea* (SCHLUMBERGER), Milioliden und Ostracoden. Sie dürfte dem gleichen Niveau entstammen wie Probe 175.

Um im weitgehend erforschten, durch zusammen 17.610 m lange Grubenbaue erschlossenen Abbaufeld des Grünbacher Steinkohlenbergbaues ein Normalprofil durch die hier nur zirka 100 m mächtige, von der Liegend- zur Hangendactaeonellenbank reichenden flözführenden Serie zu erhalten, wurde zusammen mit Dr. R. OBERHAUSER ein N-Querschlag der 9. Sohle besucht (Abb. 6).

Stratigraphisch verwertbare Mikrofaunen konnten aus den rund 40 Proben nicht gewonnen werden. Charophyten aus Proben, die den 52 m

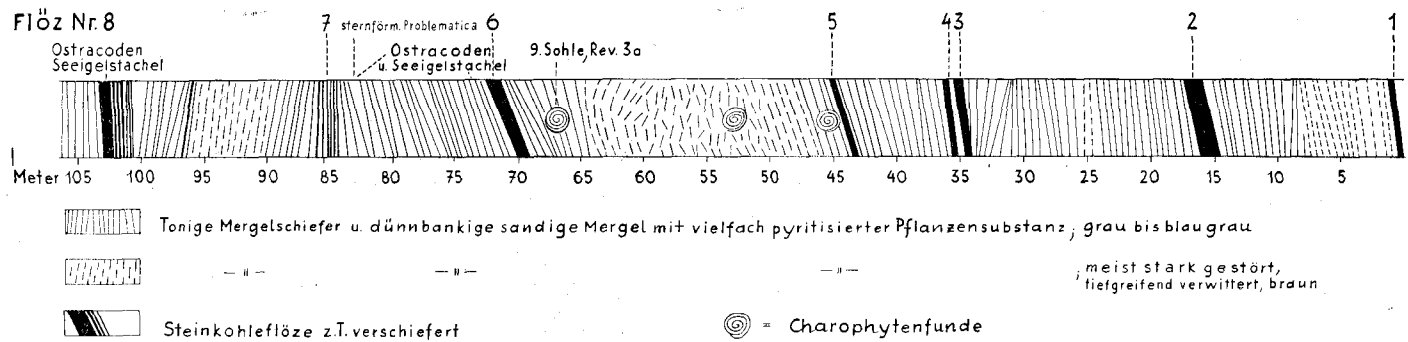


Abb. 6: Profil durch die Grünbacher Flözzone (Mit Verwendung eines vom Grünbacher Bergbau zur Verfügung gestellten Stollenprofils; Rev. IV, Querschlag 9. Sohle)

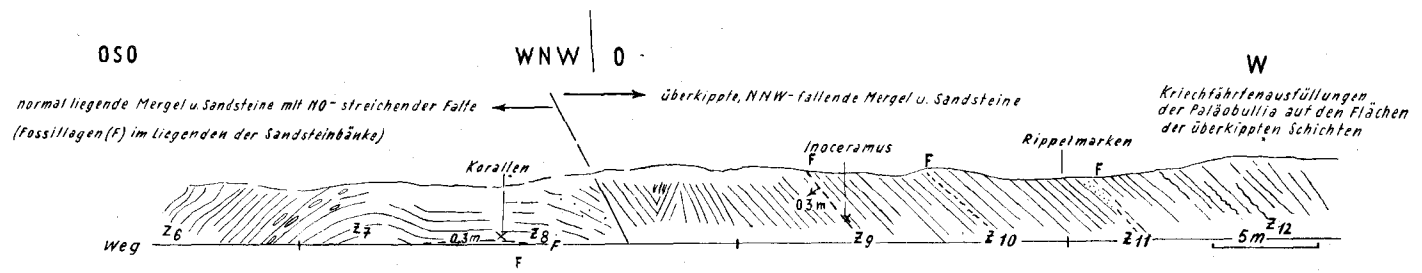


Abb. 7: Ausschnitt aus dem Profil durch die Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän) im Hohlweg O vom Gasthof „Zum Hirschen“ in Zweiersdorf. Z 6—Z 11 = Probeentnahmestellen.

mächtigen Tonmergeln zwischen dem 5. und 6. Flöz entstammen, belegen hingegen die brackisch-limnische Natur der Ablagerung. Da hier wie auch im Höfleiner Bergbau zwischen Flöz 5 und Flöz 6 die mächtigste taube Einschaltung innerhalb der flözführenden Ablagerungen vorliegt, könnte man dies als Hinweis einer noch möglichen Trennung der beiden Flözzone 1 und 2 nördlicherer Muldenabschnitte ansehen, deren Flöze sich, wie schon erläutert, gegen den Grünbacher Muldenabschnitt zusehends bündeln.

Die etwa 130 m mächtigen tauben Tonmergel und Sandsteine im Hangenden unserer Grünbacher Flöze und im Liegenden der Orbitoidensandsteine beherbergen auch eine Mikrofauna. Der Schlämmrückstand aus den Mergeln 20 m liegend des Orbitoidensandsteines (Probe 47) zeigt neben Inoceramenresten, kleinen Gastropoden und Ostracoden auch *Spiroplectamina* sp. und Milioliden. Diese zwischen den Flözen und dem Orbitoidensandstein eingeschalteten tauben Ablagerungen entsprechen im nördlicheren Muldenteil der höheren kohleflözführenden Serie mit den Flözzone 3 und 4. Hier im Grünbacher Bereich sind die Flöze dieser Zonen nicht mehr nachweisbar entwickelt.

C) Inoceramenschichten

Sie umfassen eine etwa bis 400 m mächtige Serie aus grauen, ± sandigen, Inoceramen-führenden Mergeln und darin eingeschaltet kalkreiche Orbitoiden-führende Sandsteinzüge mit einzelnen Konglomeratzwischenlagen. Durch die von Prof. A. PAPP durchgeführten Orbitoidenuntersuchungen können faunistisch 2 Niveaus auseinandergehalten werden, ein Obercampan- und ein Maastrichtniveau. Die Orbitoidensandsteine des tieferen Niveaus sind nur am Ostflügel der Grünbach—Neue Welt Gosaumulde entwickelt, während die 2—3 Sandsteinzüge des höheren Niveaus vor allem als Bestandteile des NW-Flügels auftreten. Ihr gegen das Hangende zunehmend früheres Auskeilen gegen SW kann mit einer in dieser Richtung beschleunigten Muldenabsenkung im Zusammenhang stehen. Im Bereich der Neuen Welt, wo massige Triasgesteine die Basis der Gosauablagerungen bilden, dürfte die intragosauische Absenkung weniger intensiv verlaufen sein, als im Bereich zwischen Netting und Grünbach, wo nachgiebige Werfener Schichten unterlagern.

Aus dem Fehlen tieferer Gosauablagerungen am O-Flügel der Gosaumulde ist abzuleiten, daß die Gosautransgression in östlicher Richtung erfolgte. Bestätigt wird dies dadurch, daß die Inoceramenmergel im Bereich des Engelsberges den Fischauer Bergen transgressiv aufrufen. Deutlich drückt sich dieses Übergreifen der Inoceramenschichten am Außensaum des triadischen O-Flügels unserer Mulde, zwischen Netting und Würflach, aus, aber auch im Verbreitungsgebiet der Schneebergdecke, wo sich nächst der Ruine Schratzenstein Orbitoiden-führende Basisbreccien und Mergel mit Inoceramen aus der Gruppe *mülleri*¹⁾ finden. In gleicher Weise transgredieren am Gadenweither Becken S Oedenhof nur mehr die Inoceramenschichten.

¹⁾ Nach Prüfung von Prof. O. KÜHN.

1. Orbitoidensandsteine

a) Das tiefere Orbitoidenniveau. Dieses tiefere Orbitoidenniveau, das nach den Orbitoidenuntersuchungen von A. PAPP mit der Form *Orbitoides media planiformis* obercampanes Alter besitzt, vertreten die Konglomerate und Sandsteine des Raderings, des Radbauerriegels, die mergeligen Cycloliten-reichen Sandsteine von Muthmannsdorf und die Orbitoidensandsteine am Wiener Beckenrand zwischen Netting und Würflach. Am westlichen Muldentheil sind innerhalb der campanan Serie keine Orbitoidensandsteine entwickelt, doch gehören die geröllreichen Sandsteine N von Piesting und die Dreistättener Konglomerate aller Wahrscheinlichkeit nach in dieses Niveau.

Reich an Orbitoiden ist am Radering ein etwa 400 m langer, an die 50 m mächtiger, SSW-streichender konglomeratreicher Zug, der innerhalb gelblichgrauer quarzreicher Sandsteine liegt. Nur durch den liegenden Sandstein wird er von dem in gleicher Weise an Exotika reichen Gosaugrundkonglomeraten des Mulden O-Flügels getrennt. Die Sandsteine des Orbitoidenvorkommens weisen u. d. M. neben den zahlreichen gerundeten Quarzkörnern Muskowit, Biotit, Chlorit und Granat auf.

A. PAPP (1955, S. 304) hat das obercampane Alter dieser Orbitoiden-führenden Gesteine bereits 1955 durch das Auftreten der Form *Orbitoides media planiformis* erkannt, u. zw. an Proben, die Herr Direktor KÜPPER aufgesammelt hat. Als Begleitfauna gibt PAPP *Belemnitella höferi* SCHÖNB., *Actaeonella* sp. und ? *Pseudoorbitoides* an.

Keilförmig greifen diese obercampanen Sandsteine in die Inoceramen-mergel des Muthmannsdorfer Bereiches vor. Den Orbitoidenuntersuchungen von A. PAPP ist es zu verdanken, daß auch die Cycloliten-reichen Orbitoidensandsteine S der Badeanlage von Muthmannsdorf als Ausläufer der Gesteine am Radering erkannt wurden und nun nicht mehr wie bisher als stratigraphisch höchste Sandsteine der Gosaumulde anzusehen sind. Makropaläontologisch fand die Verknüpfung durch Cyclolitenfunde im Sandstein des Radbauer Riegels eine Bestätigung.

Der Cyclolitenreichtum der vom Bad in Muthmannsdorf bis zur Kapelle N des Pfarrhofes reichenden mergeligen Sandsteine hat W. PETRASCHECK veranlaßt, diese als „Cyclolithensandsteine“ zu bezeichnen¹⁾. Ihnen, sowie den unmittelbar hangenden Mergeln wurden folgende Formen entnommen:

- Cyclolites* [= *Cunulites*] *nummulus* REUSS
- Cyclolites* [= *Cunulites*] *discoides* GOLDF. und
- Cyclolites* [= *Cunulites*] *undulata* div. var.

Es liegt hier eine andere Cyclolitenfauna vor als in den santonen Korallenkalkmergeln N des Segen Gottesschachtes in Grünbach. Während die Formen von dort durchwegs eine konvexe Basisfläche aufweisen, finden sich hier nur Formen mit einer konkaven bis flachen Basisfläche. Zweifellos kann man von einem tieferen (Santon) und einem höheren (Obercampan-Maastricht) Cyclolitenniveau sprechen.

¹⁾ Auf der Kartenskizze von W. PETRASCHECK wurde der „Cyclolithensandstein“ bis Gaaden gezogen, u. zw. bis zu jener Stelle, wo nach unserer Ansicht der westlich benachbarte Sandsteinzug ausstreicht, an der Kote 415.

Auch bei den Orbitoidensandsteinen, die am Wiener Beckenrand zwischen Netting und Würflach vornehmlich über Werfener Schichten transgredieren, handelt es sich nach den Orbitoiden-Untersuchungen von A. PAPP um obercampane Ablagerungen. N von Willendorf ruht der graubraune feinkörnige Sandstein, der oft nur im frischen Bruch vom Kalk unterscheidbar ist, dem teilweise bunten Triaskalken auf. Basiskonglomerat ist nur dort entwickelt, wo N der Johannesbachklamm die Gosauschichten über den Dolomit greifen. Stellenweise, so auch bei Strelzhof, sind die Orbitoidensandsteine reich an Geröllen aus den grünen Werfener Schichten und in der Nähe des Serpentinvorkommens auch reich an Serpenteröllen. An Makrofossilien ist neben den zahlreichen kleinen Austern *Actaeonella (Trochactaeon) goldfussi* d'ORB.¹⁾ aus dem Orbitoidensandstein nächst Strelzhof zu nennen. Das Exemplar ist 12 cm lang und zeigt fünf Umgänge. Der letzte Umgang hat 5.5 cm Durchmesser. Nachdem im Alpengebiet keine Actaeonellenvorkommen im Maastricht bekannt sind (G. POKORNY, 1959, S. 970) kann dieser Fund nur unsere Einstufung in das Obercampan unterstützen.

Mit diesen am Wiener Beckenrand auftretenden Obercampan-Sandsteinen sind die gelblichbraunen Gosausandsteine des Kitzberges bei Pernitz gut zu vergleichen, welchen ein *Echinocorys jaekeli* NIETSCHE, bestimmt von cand. pal. SCHAFFER, und ein *Micraster* sp. entnommen werden konnte. Eine sandige Mergeleinschaltung dicht an der Seeigelfundstelle führt nach R. OBERHAUSER eine reiche Mikrofauna aus dem oberen Obercampan mit *Globotruncana calcarata*, *Globotruncana elevata stuartiformis*, *Globotruncana fornicata*, *Stensivina pommerana*, *Bolivinoidea draco miliaris*, *Bolivina incrassata* usw.

b) Das höhere Orbitoidenniveau. Nach den Orbitoidenuntersuchungen von A. PAPP können die Orbitoidensandsteinzüge 1—3 des Mulden N-Flügels in dieses Maastrichtniveau gestellt werden. Zug 2 liegt zweifellos über Zug 1, Zug 3 könnte bereits als östlicher Gegenflügel zu Zug 2 betrachtet werden.

Der Orbitoidensandsteinzug 1 entspricht im Bereich S von Dreistätten dem Austernsandsteinzug PETRASCHECKS (1941, S. 10). Tatsächlich reich an Austern wird der Sandstein erst weiter im S, vor allem nahe des Magdalenenstollens. Vom NW-Fuß des Radbauer Riegels (K. 466) bis gegen Stollhof sind Konglomerateinschaltungen häufig. S davon sind sie immer noch stellenweise geröllführend. Dabei fallen südlich der Maiersdorfer Kirche zahlreiche bis nußgroße Gerölle aus Diabasmandelstein auf.

Mit Abnahme der Klastizität ändert sich gegen S die Mächtigkeit. Am Reitriegel noch 200 m mächtig, besitzt der Sandstein W von Stollhof nur mehr an die 150 m, bei Maiersdorf 100 m, N von Höflein 70 m und bei Lupat N Grünbach nur mehr an die 40—50 m Mächtigkeit. Bis zu seiner Umbiegungsstelle am SW-Ende der Gosaumulde bei Grünbach-Klaus reduziert er sich bis auf wenige Meter Mächtigkeit. Erst im feinklastischen Gestein, im Sandstein S von Stollhof beginnen Orbitoiden aufzutreten. Im Orbitoidensandstein O des Josephstollens läßt sich insofern eine Farbänderung vom Liegenden zum Hangenden beobachten, als die tieferen

¹⁾ Die Bestimmung verdanke ich Herrn Dr. POKORNY.

Sandsteine grau, die höheren aber gelblichbraun werden. Beide sind Orbitoiden-führend. Reich an Austern ist jedoch nur der gelblichbraune Sandstein.

Ein Schriff vom äquivalenten Gestein des Linzberges zeigt gut gerundete Quarzite und Quarze, dichte und feinkristalline Kalke, sowie Schalenbruchstücke in einem feinkristallinen kalkigen Bindemittel. Auch die Orbitoidensandsteine des S-Flügels der Grünbacher Gosaumulde gehören dem Zug 1 zu. Ähnlich wie der Orbitoidensandsteinzug 1 des N-Flügels, so erfahren auch sie gegen das W-Ende der Mulde eine beträchtliche Mächtigkeitsabnahme. Bei Höflein noch an die 70—80 m mächtig, sind sie im Bereich des Klausschachtes in Grünbach auf nur wenige 10 m Mächtigkeit reduziert.

N von Grünbach entstammt dem Orbitoidensandstein ein *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER ¹⁾. Mit ihm ist für diesen Sandstein das Maastrichtalter festgelegt. Seine Maße ²⁾ sind:

$D = 12.5 \text{ cm}$, $D_1 = 8 \text{ cm}$, $H = 4 \text{ cm}$, $H_1 = 3.3 \text{ cm}$, $B = 3.2 \text{ cm}$, $N = 1 \text{ cm}$, $c = 0.3 \text{ cm}$, $ic = 0.5-1 \text{ cm}$, $n = 0.3-0.5 \text{ cm}$, $in = 0.3-0.7 \text{ cm}$. Der elliptische Steinkern zeigt zwei Umgänge und breite, kräftige Rippen mit in die Länge gezogenen Knoten am Nabel. Auf den letzten Umgang fallen 18 Rippen. 17 davon sind \pm stark ausgebildet und mit Nabelknoten versehen; die 11. Rippe von der Mündung ist zart und unbeknotet. In der Mitte des letzten Umganges ist an 3 Rippen von der Mitte der Flanke aus eine schwach ausgeprägte, einfache Gabelung vorhanden. Die Lobenzeichnung scheint vollkommen der des Holotyps zu entsprechen.

Einen sicheren Hinweis, daß der Steinkern des Ammoniten dem Grünbacher Orbitoidensandstein entstammt, gibt ein kantiges Steinkohlestück darin. Steinkohlesplitter und -gerölle sind für den Grünbacher Orbitoidensandstein kennzeichnend (vgl. W. PETRASCHECK, 1941, S. 10). Am wahrscheinlichsten ist wohl, daß die Geröllkohle zusammen mit den Flözen der unterlagernden Flözzone dem Inkohlungsprozeß unterworfen war. Man darf das annehmen, weil nach W. PETRASCHECK (1936, S. 542) selbst die Weichbraunkohle von Köflach Gerölle liefern kann.

Der Orbitoidensandsteinzug 2 wird im Bereich zwischen Muthmannsdorf und Dreistätten bis etwa 50 m mächtig. Trotzdem ist der Sandstein dieses Zuges vielfach nur mittels Lesestücke über den Linzgraben gegen SW zu verfolgen. An vereinzelt anzutreffenden Mugeln, insbesondere an der Erhebung SO vom Reitriegel, ist das Gestein gut abgeschlossen. Als sanfter Rücken findet es sich zwischen Stollhof und Maiersdorf in den Hut- und Dorfäckern wieder und N von Zweiersdorf zeigt es sich als kleine linsenförmige Einschaltung. Zuletzt taucht es, nur wenige Meter mächtig, am Fahrweg SW des Josephistollens und kaum metermächtig S von Lupat auf.

Die Orbitoidensandsteine, auf welchen am O-Hang des Reitriegels die Weingärten liegen, streichen in NO-Richtung in das Waldgelände hinein. Ein Fahrweg, der S des Linzgrabens den östlichen Reitriegel quert, schließt

¹⁾ Das Original befindet sich bei Herrn Hans DIETL in Grünbach, dem ich die leihweise Überlassung verdanke.

²⁾ D = größter Durchmesser, H = Höhe der letzten Windung vom Umbilikalsaum zur Peripherie, H_1 = Höhe der letzten Windung vom Rücken zur Peripherie, P = größte Umgangsdicke, N = Nabelbreite, c = Breite der kostalen Felder an der Flankenmitte, ic = Breite der interkostalen Felder an der Flankenmitte, n = maximale Breite der nodalen Felder am Nabel, in = maximale Breite der internodalen Felder am Nabel.

die mittelsteil NW-fallenden Orbitoidensandsteine dieses Zuges, die tiefsten Inoceramenmergel (Zone 1) und schließlich auch die Sandsteinzone 1 auf. An der Erhebung O der Kote 541 finden sich im Orbitoiden-reichen Gestein zahlreiche Austern und einzelne Cycloliten.

An der Kote 452 befindet sich im Linzgraben zwischen der Sandsteinzone 1 und 2 in dunkelgrauen Sandmergeln ein Schacht. Wahrscheinlich hat die Ähnlichkeit mit Sandsteinen der Kohleserie und die Kohlebrocken in den Mergeln hangend des Linzberg-Sandsteines zu seinem Abteufen Anlaß gegeben¹⁾. Interessanterweise finden sich auch im Hangenden des Orbitoidenzuges, S des Linzgrabens, einige Schurflöcher.

Der Orbitoidensandsteinzug 3, welcher möglicherweise den Gegenflügel zu Zug 2 darstellt, wird durch etwa 400 m mächtige Inoceramenmergel von diesem getrennt. Ähnlich wie das Gestein des Zuges 2, so scheint auch er im Profil vom Reitriegel zum Pfarrhof Muthmannsdorf seine größte Mächtigkeit von fast 100 m zu erlangen. Als zusammenhängender Zug tritt er N entlang des Kirchenweges, zwischen Stollhof und Maiersdorf, auf.

2. Inoceramenmergel

Am W-Flügel der von Piesting bis Zweiersdorf reichenden Neue Weltmulde lassen sich auch die Inoceramenmergel auf Grund der eingeschalteten Orbitoidensandsteinzüge in 2 Mergelniveaus unterteilen; eines zwischen dem Sandsteinzug 1 und 2 und ein zweites hangend des Sandsteinzuges 2. Nur NW von Oberhöflein nähert sich die Fazies des im allgemeinen grauen, stark sandigen und feinglimmerigen Mergels durch Rotfärbung jener der bunten Nierentaler Schichten. Nur hier und an den bräunlichgrauen, härteren Mergeln des Oberhöfleiner Johannesstollenprofils konnte durch die Mikrofauna ein Hinaufreichen der Inoceramenschichten bis in das Obere Maastricht belegt werden.

a) Die Inoceramenmergel im Becken der Neuen Welt

Unmittelbar hangend des tiefsten Orbitoidensandsteinzuges wurden W von Maiersdorf sandige, graue Mergel angetroffen, die reich an *Haplophragmium grande* REUSS sind. OBERHAUSER berichtet über die vom Hangenden zum Liegenden entnommenen Proben folgendes:

- Probe 124: *Globotruncana rugosa* (MARIE)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)
Bolivinoides decorata australis EDGELL
Stensiöina pommerana BROTZEN
Stensiöina cf. exculpta (REUSS)
Globorotalites micheliniana (ORBIGNY)
Bolivina incrassata REUSS; mikro- und megalosphärische Formen
Cibicides beaumontiana (ORBIGNY)
Cibicides complanata (REUSS)
Spiroplectammia römeri LALICKER

¹⁾ Auch im Zweiersdorfer Leitergrabenstollen fand sich im Hangenden des Orbitoidensandsteines eine dünne Lage Kohleschiefer.

Lenticulina sp.

Bairdia sp.

Probe 126: *Globotruncana fornicata* PLUMMER
Globotruncana ex gr. *lapparenti* BROTZEN
Bolivina incrassata REUSS; mikro- und megalosphärische
 Formen

Bolivina primatumida WHITE

Cibicides complanata (REUSS)

Cibicides beaumontiana (ORBIGNY)

Gavelinella pertusa (MARSSON)

Quinqueloculina sp.

Saracenaria sp.

Neoflabellina sp. (Bruchstück)

Clavulinoides trilatera CUSHMAN

Spiroplectammina römeri LALICKER

Marssonella sp.

Bairdia sp.

Probe 133: *Globotruncana* sp. (doppelkielig)

Bolivina incrassata REUSS

Cibicides sp.

Lenticulina sp.

Marssonella sp.

Bairdia sp.

Die Fauna verweist auf oberes Ober-Campan, schließt aber tiefstes Maastricht nicht aus.

Etwas höher im Profil durch die Inoceramenschichten, aber noch im Liegenden des Orbitoidensandsteinzuges 2 sind die Mergel der Proben 140 und 158. Probe 140 wurde S des markierten Weges NW von Zweiersdorf (K. 509) entnommen. Sie enthält folgende, in das Ober-Campan oder Maastricht zu stellende Fauna:

Globotruncana arca CUSHMAN

Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER

Cibicides ex aff. *complanata* (REUSS)

Nodosaria multicostata ORBIGNY

Gümbelina sp.

Osangularia sp. ?

Gaudryina bronni (REUSS)

Marssonella oxycona (REUSS)

Clavulinoides disjuncta (CUSHMAN)

Ammodiscus sp.

Eine genauere zeitliche Datierung ist OBERHAUSER durch die am Fahrweg, 500 m W der K. 509, den sandigen Mergeln entnommene Probe 158 möglich. Sie enthält nachstehende Fauna des Unteren bis Mittleren Maastricht (oberstes Campan nicht sicher auszuschließen):

Globotruncana stuarti (LAP.)

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana arca CUSHMAN

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana sp. sp.

Pseudotextularia elegans RZEHAK
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Pleurostomella wadowicensis GRZYBOWSKI
Gavelinella cf. *pertusa* (MARSSON)
Stensiöina pommerana BROTZEN
Marssonella oxycona (REUSS)
Clavulinoides trilatera (CUSHMAN)
Clavulinoides disjuncta (CUSHMAN)
Gaudryina laevigata FRANKE
Dorothia sp.
Ammodiscus sp.

Die seinerzeit 250 m O vom W. H. Teichmühle durchgeführte Bohrung gibt einen weiteren Hinweis auf die transgressive Lagerung von Inoceramen-schichten auf den östlichen triadischen Muldenflügel der Fischauer Berge (vgl. S. 434). In Schlämmrückständen von Bohrkernen wurden in grünlich-grauen Mergeln (Probe 117) nur Inoceramenprismen und Globigerinen gefunden.

In den Mergeln der Geyer- und Lereräcker treten Cycloliten aus der Gruppe *nummulus* und *undulatus* auf, wie im Oberen Campansandstein von Muthmannsdorf. Da aber der darin eingebettete Sandsteinzug nach seiner Orbitoidenfauna in das Maastricht zu stellen ist, mögen diese Formen auch noch im Maastricht vorkommen.

Die bis an die Aufschuppungslinie der Fischauer Berge herantretenden grünlich- bis gelblichgrauen, glimmerreichen, tonig-sandigen Inoceramenmergel (Probe 93) lieferten N WH Teichmühle eine reiche hochmarine Unter Maastrichtfauna, bei der man nach OBERHAUSER das Obere Campan nicht sicher ausschließen kann:

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana cretacea ORBIGNY
Planuglobulina acervulinoides (EGGER)
Pleurostomella wadowicensis GRZYBOWSKI
Stensiöina pommerana BROTZEN
Bolivinooides ex gr. *peterssoni* BROTZEN
Aragonia sp.
Neoflabellina sp.
Osangularia ?
Dorothia pupa (REUSS)
Dorothia sp.
Marssonella sp.

Die dunkelgrauen, weichen Mergel, die nächst des Waldrandes, am W-Saum des Radbauer Riegels, NO Muthmannsdorf anstehen, gehören möglicherweise in das Obere Campan. In der Probe 30 führen sie:

Globotruncana fornicata PLUMMER
Gavelinella sp.
Globorotalites sp.
Epistomina sp. und Inoceramenprismen.

Die Probe 36 aus den Mergeln nächst des obercampanen Sandsteinzuges N von Muthmannsdorf enthält *Marginulina* cf. *gosae* REUSS, *Lenticulina* sp. und *Bairdia* sp.

Am östlichen Ortsende von Muthmannsdorf wurden den sandigen Inoceramenmergeln und mergeligen Sandsteinen *Natica semiglobosa* ZK., ein *Scaphites* sp. und mehrere Trigonien entnommen. In diesem Gestein fallen cm-dicke, Sediment-erfüllte Grabgänge auf. F. BACHMAYER hat darin Krebse (*Callianassa*) gefunden. Auch die Fundstelle der von R. BRINKMANN (1935, S. 6) angeführten Ammoniten aus Muthmannsdorf dürfte hier liegen.

Aus den harten, sandigen Inoceramenmergeln des Zweiersdorfer Leiterlgrabenstollens liegt ein *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER¹⁾ vor. Er weist folgende Maße auf²⁾: D — 26.5 cm, D₁ — 15 cm, H — etwa 9 cm, H₁ — etwa 8 cm, B — 4 cm, N — 2.2 cm, c — 0.5—1 cm, ic — 1—2 cm, n — 0.5—1 cm, in — 0.5—1.5 cm.

Der elliptische Steinkern ist stark zusammengedrückt. Trotzdem dürfte das Verhältnis der Maße ziemlich den tatsächlichen entsprechen. Die Umgänge zeigen kräftige Rippen. Die in die Länge gezogenen Knoten am Nabel fallen hingegen nur zu Beginn des letzten Umganges auf. Der erste Umgang zeigt 12 Rippen, der zweite Umgang 19 Hauptrippen und 12 Schaltrippen. Die Rippen der letzten Windungshälfte sind gegen die Mündung hin leicht konkav gebogen. Die in der Folge an der letzten Windung zwischen den Hauptrippen auftretenden Schaltrippen gehen von der Flankenmitte oder dem äußeren Flankendrittel aus. Sie befinden sich von der 4. bis zur 12. Hauptrippe des letzten Umganges in jedem zweiten interkostalen Feld, also zwischen der 4. und 5., 6. und 7., 8. und 9., 10. und 11. und darnach zwischen allen Hauptrippen. Das von HAUER 1858, Taf. 2, abgebildete Typusexemplar zeigt nicht diese Zunahme der Schaltrippen im letzten Umgang. Es sind hier vielmehr bereits zu Beginn des zweiten Umganges 2—3 Rippen eingeschaltet. Die an der ersten Windung und dem zweiten Windungsdrittel ersichtliche Lobenlinie scheint jener des Holotyps zu entsprechen.

Die Gosauablagerungen des Ostflügels der Neuen Welt transgredieren, wie schon S. 391 bemerkt, über den Triasrahmen der Fischauer Berge. Am Westfuß des Engelsberges sind es gelblich- bis grünlichgraue, sandige, feinglimmerige Inoceramenmergel, die über einen bunten Hallstätterkalk greifen (vgl. Taf. 27, Prof. 5). Die daraus entstammende Probe 96 wurde am Fahrweg der Zechleiten, SW der K. 526, entnommen. Sie enthält nach OBERHAUSER ungewöhnlich viel Sandschaler, während die wenigen Kalkschaler sehr stark korrodiert sind. Es handelt sich um:

Globotruncana sp. (doppelkielig)

Stensiöina sp. ?

Marssonella sp.

Arenobulimina sp.

Dorothia sp.

Trochamminoides sp.

Placentamina sp.

Die Mergel (Probe 97) direkt an der Aufschuppungslinie der Engelsberg-Trias enthalten Foraminiferen, die nach den Bestimmungen von OBERHAUSER auf Senon schließen lassen:

¹⁾ Für die freundliche Überlassung des Exemplares danke ich auch hier dem Bergmann MAX LUFF, Maiersdorf. Das Original ist im Paläontologischen Institut der Universität Wien aufbewahrt.

²⁾ Erläuterung dazu: siehe Fußnote S. 394.

Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana ex gr. lapparenti BROTZEN
Globigerina sp.
Gümbelina sp. sp.
Globorotalites sp.
Gyroidina sp.
Dendrophrya sp.
Bathysiphon sp.

b) Die Inoceramenmergel im Becken von Grünbach

NW von Oberhöflein, an der K. 586, erinnern etwas bunt verfärbte, sandig-schiefrige Inoceramenmergel an Nierentaler Schichten. Die hierin (Probe 155) aufgefundenene Form *Pseudotextularia varians* erlaubt eine Einreihung in das höhere Maastricht. Auch im nahe davon gelegenen Johannesstollen (Probe J 41 bei m 540) konnte R. OBERHAUSER durch *Globotruncana contusa* und *Pseudotextularia varians* ein höheres Maastrichtniveau nachweisen.

WSW davon wurde am Kreuz N des Haselhofes aus grauen Mergeln die Probe 153 entnommen. Sie weist nach der Mikrofossilbearbeitung von R. OBERHAUSER eine reiche Fauna des Unter-Maastricht auf, bei der oberstes Campan nicht sicher auszuschließen ist:

Globotruncana cf. *calciformis* (LAP.), Übergangsform nach *Globotruncana contusa* CUSHMAN
Globotruncana rosetta pembergii PAPP und KÜPPER
Globotruncana arca CUSHMAN
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Globigerina sp.
Pleurostomella wadowicensis GRZYBOWSKI
Reussella scajnochae (GRZYBOWSKI)
Stensiöina pommerana BROTZEN
Planoglobulina acervulinoides (EGGER)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Marginulina gosae (REUSS)
Neoflabellina sp.
Osangularia sp.
Spiroplectammina dentata (ALTH)
Marssonella oxycona (REUSS)
Dorothia cf. *pupa* (REUSS)
Clavulinoides disjuncta (CUSHMAN)
Gaudryina bronni (REUSS)
Cribrostomoides sp.

Aus den Inoceramenmergeln hangend des Orbitoidensandsteines, 60 bis 70 m im Liegenden der Probe 153, kommt die Probe 161 mit folgender Mikrofauna:

Globotruncana arca CUSHMAN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUER.)
Globotruncana ex aff. ventricosa WHITE

Globotruncana sp.
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Stensiöina pommerana BROTZEN
Pleurostomella sp.
Marssonella oxycona (REUSS)
Clavulinoides disjuncta CUSHMAN
Ammodiscus sp.

Etwa 12 m hangend des bei Grünbach-Klaus auf wenige Meter reduzierten Orbitoidensandsteines wurde an der Schneebergbahn, W von Bahnkilometer 23.4, aus Mergeln, die reich an *Haplophagmium grande* REUSS sind, die Probe 174 entnommen (siehe dazu Abb. 18, S. 430). Sie lieferte nach OBERHAUSER folgende Fauna des oberen Ober-Campan oder Maastricht:

Globotruncana aff. *lobata* de KLASZ
Globotruncana cf. *arca* CUSHMAN
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Bolivina cf. *incrassata* REUSS (leicht gedreht)
Cibicides cf. *complanata* (REUSS)
Marssonella oxycona (REUSS)
Triplasia murchisoni REUSS
Spiroplectammina römeri LALICKER
Inoceramenprismen

Erst die 3 m hangend von Probe 174 und damit 15 m hangend des Orbitoidensandsteines entnommene Probe 179 erwies sich durch das Vorhandensein von *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON) als einwandfreies Maastricht! Die Fossilliste OBERHAUSERs enthält:

Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Globotruncana sp.
Globigerina cretacea ORBIGNY
Cibicides complanata REUSS
Gavelinella pertusa MARSSON
Gyroidinoides sp.
Bolivinoidea draco draco (MARSSON) (1 ×)
Bolivina incrassata REUSS
Spiroplectammina senonana LALICKER (kleinwüchsig)
Arenobulimina sp.
Dorothia sp.
Marssonella sp.

Die schmutziggrauen Haplophragmien-reichen Mergel des Mulden S-Flügels (Probe 170), des Orbitoidensandsteinzuges W von Grünbach, geben folgende kleinwüchsige, schlecht erhaltene Fauna des Ober-Campan oder Maastricht:

Bolivina cf. *incrassata* (leicht gedreht)
Spiroplectammina römeri LALICKER
Spiroplectammina senonana LALICKER (kleinwüchsig) usw.

Aus den sanft NNW-fallenden, grauen, sandigen Mergeln (Probe 187) an der Bahntrasse, etwa 300 m W der Bahnstation Grünbach, bestimmte OBERHAUSER folgende Maastrichtfauna:

Globotruncana elevata stuartiformis LALICKER
Globotruncana rosetta pembergii PAPP und KÜPPER
Globotruncana citae BOLLI
Globotruncana arca CUSHMAN
Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Planoglobulina acervulinoides (EGGER)
Bolivinooides draco draco (MARSSON) (1×)
Bolivinooides draco miliaris HILTERMANN und KOCH (3×)
Gavelinella pertusa (MARSSON)
Aragonia sp.
Neoflabellina sp.
Osangularia sp.
Globorotalites sp.
Clavulinoides trilatera (CUSHMAN)
Spiroplectammina baudouiniana (ORBIGNY)
Bairdia sp.

Die am Wasserschloß W von Oberhöflein aufgeschlossenen Mergel (Probe 156) könnten wegen ihrer Nachbarschaft zum Basiskonglomerat des Sattels für Mergel der Kohleserie gehalten werden. Die Mikrofauna bekräftigt ihre Stellung innerhalb der Inoceramenmergel:

Globotruncana cf. *arca* CUSHMAN
Loxostomum cf. *tegulatum* (REUSS)
Globorotalites sp.
Dorothia cf. *pupa* (REUSS)
Spiroplectammina römeri LALICKER
Bairdia sp.

Aus den 55—60° NNW-fallenden sandigen Inoceramenmergeln am N-gerichteten Weg, etwa 400 m N von Neusiedl, also der Grünbacher Muldenmitte, kommt die Probe 203 mit folgender Mikrofauna:

Globotruncana conica WHITE
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana cf. *stuarti* (LAF.)
Globotruncana elevata elevata BROTZEN
Globotruncana fornica PLUMMER
Globotruncana arca CUSHMAN
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Gublerina sp.
Reussella szajnochae GRZYB.
Pleurostomella wadowicensis GRZYB.
Neoflabellina sp. usw.

D) Die Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän)

Der Lage nach würde man bei Zweiersdorf mit KOSSMAT und W. PETRASCHECK Inoceramenmergel annehmen. Die dort auftretenden, gut geschichteten, grauen, sandigen Mergel weisen aber einen großen Reichtum

an Glimmer und Kohlehäcksel auf¹⁾. Auf den Schichtflächen zeigen sich die in den Inoceramenmergeln unbekannt, dreigliedrigen Gastropodenfährten, die nach G. GÖTZINGER, 1932, S. 378, als Gattung *Subphyllochorda* angesprochen werden und die sich im Wienerwaldflysch auf das Eozän beschränken sollen. Das Medianband dieser an der Unterseite der Schichten erscheinenden Ausgüsse der Kriechspuren ist in unserem Falle durchschnittlich 1—1.5 cm breit und die Kielleisten, die das Medianband begrenzen, nehmen die größte Höhe ein.

Auch die fossilreichen Sandsteinzwischenlagen mit ihren weißen Lithothamniumresten sind in den Inoceramenschichten unbekannt.

Erst die Foraminiferenuntersuchung von R. OBERHAUSER gab Aufklärung, daß unsere Zweiersdorfer Schichten stratigraphisch über den Inoceramenmergeln liegen und dem Dan-Paleozän zuzuordnen sind.

Der in östlicher Richtung verlaufende Hohlweg östlich des Gasthofes „Zum Hirschen“ in Zweiersdorf quert auf etwa 400 m die Zweiersdorfer Schichten. Während die östlichen 200 m durch gefaltetes, stark gestörtes Gestein führen, verläuft die westliche Hälfte des Weges durch einheitlich NNW-fallende, rund 80 m mächtige Ablagerungen (Abb. 7, Seite 390).

Östlich des auf Abb. 7 ersichtlichen Faltenwurfes, etwa 200 m SSO vom Gasthof „Zum Hirschen“ zeigen sich in wechselndem Einfallen dünn-schichtige, Glimmer- und Kohlehäcksel-reiche Mergel, die mit dm-mächtigen Sandsteinlagen wechsellagern. Zerrissene Mergelkalklagen beinhalten Inoceramensplitter, Bryozoen, zahlreiche ästelige Lithothamnien, Groß- und Kleinforaminiferen²⁾. Die Mergel der Proben 2—6 führen hieraus folgende Mikrofauna:

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Aragonia ouezzanensis REY

Pullenia coryelli WHITE

Valvulineria allomorphinoides (REUSS)

Robulus aff. *klagshamensis* BROTZEN

Miscellanea sp.

Rotaliiden (komplex gebaut), Lageniden und Sandschaler.

An der etwa 5 m breiten, stehenden Falte mit fast horizontaler, ONO-streichender Achse zeigen sich in grauen, sandigen Mergeln brotlaibförmige, schalig-gebauete Sandsteinlinsen als Boudinagen. Die Probe Z 7 vom Kern der Falte beinhaltet Foraminiferen, wie sie in den Proben Z 2—6 vorkommen. Auch die Probe Z 8 zeigt mikrofaunistisch keine Abweichung. Sie wurde 5 m W von Z 7, aus weichen Mergeln entnommen, die mit etwas verwalzten, dm-mächtigen Sandsteinbänken wechsellagern. In diesen finden sich Einzel- und Stockkorallen, die nach O. KÜHN an Gosaukorallen erinnern, Muschelschalen, Kalkalgenreste und Fuchsitbröckchen. Möglicherweise sind die Fossilien hier zum Teil auf sekundärer Lagerstätte. Ihr Auftreten an der Liegendschichtfläche der Sandsteinbank verweist

¹⁾ In einem unveröffentlichten Gutachten von O. AMPFERER wird auf die sonderbare Fazies der Ablagerungen von Zweiersdorf hingewiesen. Der Glimmer- und Kohlehäckselreichtum veranlaßte, sie als eine Emporwölbung der Kohleserie zu sehen.

²⁾ Die hier von A. PAPP in Dünnschliffen zahlreich vorgefundene Großforaminiferenform „*Miscellanea*“ spricht für Dan.

auf eine normale Lagerung, denn W des Verwurfes, ab welchem die Schichten als durchwegs überkippt, NNW-fallend, erkannt werden können, zeigt sich die stratigraphische Liegendschichtfläche bzw. die tektonische Hangendschichtfläche fossilführend. Die Proben führen ab nun zum stratigraphisch Liegenden.

Die Probe Z 9 wurde 15 m W von Z 8, aus 20° NNW-fallenden, weichen Mergeln an der Liegendschichtfläche einer bis 30 cm mächtigen Kalksandsteinbank entnommen. Die sandigen Mergel sind hier reich an weißem Fossilgrus, enthalten getürmte Gastropodenformen und eine offenbar noch unbekannt Inoceramenart! Auch Kalksandsteingerölle sind dem Mergel eingestreut.

An der Mikrofauna dieser Probe erkannte R. OBERHAUSER einen Dan-Globigerinen-Horizont mit reichlich aufgearbeitetem höheren Senon:

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Aragonia ouezzanensis REY

Coscinolina sp.

Miscellanea sp.

Rotaliiden (komplex gebaut), Lageniden und Sandschaler, ferner:

Globotruncana sp. sp.

Bolivinooides sp.

Stensiöina cf. *pommerana* BROTZEN

Gümbelina sp.

Auch die Probe Z 10, die 6 m W von Z 9, etwa 3 m liegend davon, aus einer Fossilbreccienlage innerhalb der grauen sandigen Mergel entstammt, gehört nach dem Mikrofossilbefund dem durch eine Flachwasserfazies beeinflussten Globigerinen-Horizont des Danien an. Sie enthält auch reichlich eine aufgearbeitete Mikrofauna des höheren Senons: *Orbitoides* sp., *Globotruncana* sp., *Pseudotextularia elegans* RZEHAČ.

Die Probe Z 11, 7 m W von Z 10, etwa 3 m liegend davon, wurde ebenso aus Mergeln mit Fossilgrus eingeholt, erwies sich aber als steril. Die Liegendschichtflächen der Mergel zeigen von hier weg, gegen das stratigraphisch Liegende, die bereits angeführten dreikieligen Gastropodenfährten. 10 m W von Z 11, etwa 6 m liegend davon, wurde aus den ebenso überkippten, durchschnittlich 50° NNW-fallenden, gut geschichteten, sandigen Mergeln die Probe Z 12 genommen. Sie enthält wenige Formen des Dan-Globigerinenhorizontes. Die Schichtflächen der Mergel sind hier reich an Glimmerschüppchen und an Kohlehäckseln und zeigen verschiedenförmige Ausgüsse von Gastropodenfährten.

Erst die Probe Z 13, 6 m W von Z 12, 4 m liegend davon, führt wieder eine reichere Globigerinenfauna und einige Formen des aufgearbeiteten höheren Senons; vereinzelt tritt *Globorotalia angulata* (WHITE) auf, die bereits als Paleozänform gilt.

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globorotalia angulata (WHITE) (1 ×)

Aragonia ouezzanensis REY

Pullenia coryelli WHITE

kleinwüchsige Rotaliiden, Lageniden und Sandschaler, weiter:

Pseudotextularia sp.

Globotruncana sp.

Den faziell gleichen, weiterhin überkippten, mittelsteil bis steil NNW-fallenden Mergeln entstammen die Proben Z 14—Z 23. Auch sie führen nach OBERHAUSER die durch Flachwasserfazies beeinflusste Mikrofauna des Dan-Globigerinenhorizontes. Aufgearbeitetes Senon lassen sie nicht mehr erkennen:

- Z 14, 11 m W von Z 12, 7 m liegend davon, führt: *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Valvulineria allomorphinoides* REUSS, Rotaliiden und Sandschaler;
- Z 16, 20 m W von Z 14, 12 m liegend davon: *Valvulineria allomorphinoides* (REUSS), *Pullenia coryelli* WHITE, Rotaliiden und Sandschaler;
- Z 17, 10 m W von Z 16, 6 m liegend davon: *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Aragonia ouezzanensis* REY, Rotaliiden und Sandschaler;
- Z 18, an der Weggabelung, 10 m W von Z 17, 6 m liegend davon, führt: *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Robustus* aff. *klagshamensis* BROTZEN, *Valvulineria allomorphinoides* (REUSS), Rotaliiden, Lageniden, Sandschaler. Als Vertebratenrest ist hieraus ein Haifischzahn anzugeben;
- Z 20, 20 m W von Z 18, 12 m liegend davon, beinhaltet: *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Valvulineria allomorphinoides* (REUSS), *Pullenia coryelli* WHITE, *Neoflabellina* sp., Rotaliiden und Sandschaler;
- Z 22, 15 m W von Z 20, 9 m liegend davon: *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Valvulineria allomorphinoides* (REUSS), Rotaliiden, Sandschaler und ein Haifischzahn.

HErr Dr. H. STRADNER hat in den Schlämmrückständen der angeführten Mergelproben zahlreiche Coccolithen, u. zw. kleine bis mittelgroße Placolithen, Discolithen und *Thoracosphaera* sp. gefunden. *Nannotetraster*, welcher im Senon häufig vorkommt, fehlt nach STRADNER in Zweiersdorf.

Nach dem zusammenfassenden Bericht von R. OBERHAUSER kann gesagt werden, daß die Fauna obiger Proben im wesentlichen etwa der amerikanischen Midway-Formation bzw. der dänischen Stufe entspricht. Der Einzelfund von *Globorotalia angulata* in der Probe Z 13 zeigt jedoch, daß man höhere Anteile der Zweiersdorfer Schichten schon in das tiefe Paleozän stellen darf.

Gegen SW sind die Zweiersdorfer Schichten bis zu den Krautgartenäckern zu verfolgen. Von S der Kote 507, nächst der Straße Zweiersdorf—Oberhöflein ist aus den grauen, sandigen Mergeln (Probe 159) folgende hochmarine Fauna anzugeben:

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina cf. *triloculinoides* PLUMMER

Globorotalia compressa (PLUMMER)

Pullenia coryelli WHITE

Gyroidinoides octocamerata (CUSHMAN)

Cibicides cf. *reinholdi* TEN DAM

Valvulineria palmi DROOGER
Valvulineria insueta CUSHMAN und BERMUDEZ
Chrysalogonium cf. *arcansanum* CUSHMAN und TODD
Robulus wilcoxensis CUSHMAN und PONTON
Textulariella varians GLAESSNER
Marssonella sp. ?
Nodellum velascoense (CUSHMAN)
Spiroplectammina sp.

Gegen W reichen die Zweiersdorfer Schichten etwas über Oberhöflein hinaus. Das bestätigt die Probe Nr. 210, die etwa 150 m NW vom Wagnerwirt, an der Straße zum Höfleiner Bergbau genommen worden ist. Sie führt

Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina sp. sp.
Aragonia sp.
Neoflabellina sp. und zahlreiche weitere Sand- und Kalkschaler.

Der Oberhöfleiner Johannesstollen, welcher gegenwärtig in Richtung zur fast O—W streichenden Kohleserie am Fuß der Hohen Wand vorgetrieben wird, schließt bis m 520 eine etwa 250 m mächtige Serie der dunkelgrauen, glimmerreichen Mergel des Dan-Paleozän auf. Die in diesem Abschnitt in regelmäßigen Abständen genommenen Proben J 1—J 40 enthalten die von Zweiersdorf her bekannte Mikrofauna. Daß die Ablagerungen auch das Paleozän umfassen, geht aus den von GORBANDT und OBERHAUSER beobachteten Formen *Truncorotalia angulata* (WHITE) und *Globigerina trinidadensis* BOLLI hervor. Im Umschlagbereich zu den ebenso überkippten und sanft bis mittelsteil wandwärts fallenden, härteren, hellbräunlichgrauen Inoceramenmergeln, bei m 520, findet OBERHAUSER eine „Flysch“-Sandschalerfauna. Bis m 700 (Proben J 41—J 46) liegen Inoceramenmergel mit reicher Maastrichtfauna vor.

Die Beobachtungen in dem bis zur Kohleserie vorzutreibenden Johannesstollen und die paläontologischen Untersuchungsergebnisse mögen nach Abschluß des Stollenbaues zur Niederschrift gelangen.

III. Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen

Von G. BARDOSSY

Ungarische Geologische Anstalt, Budapest

I. Einleitung

Im Oktober 1959 erhielt ich von Herrn Dr. Benno PLÖCHINGER 3 Bauxitproben, die von den Lagerstätten bei Dreistätten und bei Alland stammen. An diesen Proben habe ich mineralogisch-petrographische Untersuchungen durchgeführt, um sie mit den bekannten ungarischen Bauxiten zu vergleichen. Solch ein Vergleich kann in genetischer Hinsicht sehr nützlich

sein, da die österreichischen und ungarischen Bauxitlagerstätten eine ähnliche stratigraphische Lage haben und auch die Lagerungsverhältnisse Ähnlichkeiten aufweisen.

Zur Unterstützung dieser Ansicht ist auf Abb. Nr. 8 die stratigraphische Lage der wichtigsten österreichischen und ungarischen Bauxitlagerstätten zusammengestellt. Als Ergänzung dazu soll Abb. Nr. 9 dienen, an der die österreichischen und die ungarischen Bauxitgebiete und ihre paläogeographische Lage während der Oberkreide dargestellt sind.

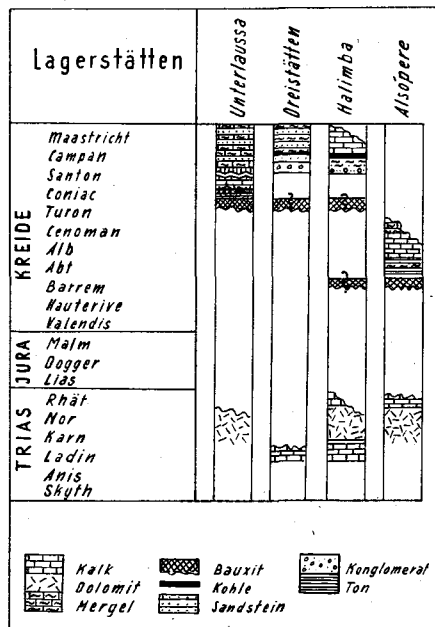


Abb. 8.

II. Untersuchungsergebnisse

a) Beschreibung der Proben:

1. Probe: Toniger Bauxit südlich vom großen Auriegl bei Dreistätten. Rostbraun bis rotbraun, matt, hart, durch Lithoklasen stark zerklüftet. Homogene Grundmasse in der wenige, maximal 1 mm große Ooide eingebettet sind. Sie bestehen aus demselben Material wie die Grundmasse.

2. Probe: Bauxitischer Ton östlich vom großen Auriegl, aus dem Marchgraben gegenüber dem Zigeunerloch bei Dreistätten. Rotbraun bis dunkelziegelrot, teilweise matt, teilweise mit tonigem Glanz und vielen tektonischen Rutschflächen, hart. Homogene Grundmasse, in der einzelne, maximal 1 mm große Ooide eingebettet sind.

3. Probe: Pisolithischer bauxitischer Ton von Alland ¹⁾. Dunkelrostbraun, mit tonigem Glanz und vielen tektonischen Rutschflächen. In der Grund-

¹⁾ Das Allander Vorkommen wird erstmalig in den Verh. Geol. B. A., Wien 1960., p. 65, von B. PLÖCHINGER, angeführt.

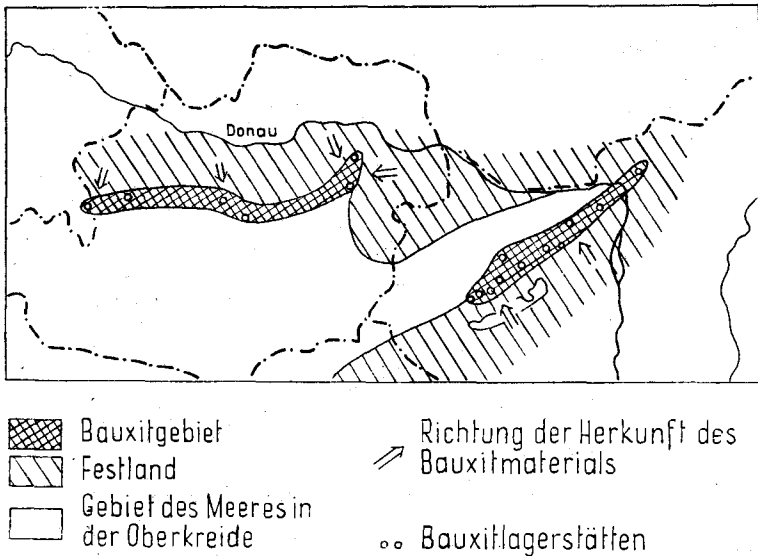


Abb. 9.

masse sind sehr viele 2—3 mm große Pisolithe eingebettet. Ihre Farbe ist dunkelbraun bis schwarz; größtenteils besitzen sie eine konzentrische Schalenstruktur.

Die Probe 3 a besteht aus Pisolithen, die ich aus Probe Nr. 3 präpariert habe.

b) Chemische Zusammensetzung der Proben. Sie ist in Tabelle 1 angegeben. Ihr Al_2O_3 -Gehalt ist niedriger und ihr SiO_2 -Gehalt höher als die von KOSLOWSKY (4) und von DITTLER (2) untersuchten Proben. Alle anderen Komponenten stimmen aber in den verschiedenen Analysen gut zusammen.

Wenn wir nun den Durchschnitt sämtlicher Dreistättener Bauxitanalysen mit dem Durchschnitt der ungarischen Bauxite (1) vergleichen, so finden wir eine auffallende Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung:

	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	H_2O
Dreistätten	41.2%	19.0%	23.1%	0.44%	2.26%	11.0% (6 Analysen)
Ungarischer Bauxit	44.8%	18.0%	18.4%	0.43%	2.00%	15.6% (28.000 Analysen)

Wir finden aber nicht nur in der Größe, sondern auch im Zusammenhang der verschiedenen Komponenten dieselben Regelmäßigkeiten. Zum Beispiel ist es uns gelungen auf Grund von 83.620 Analysen einen engen Zusammenhang zwischen dem Al_2O_3 - und dem Fe_2O_3 -Gehalt der ungarischen Bauxite nachzuweisen: je größer der Al_2O_3 -Gehalt, desto größer ist auch der Fe_2O_3 -Gehalt der ungarischen Bauxite (1). Dies ist auch für die von uns untersuchten 3 Proben geltend. Daß der Zusammenhang bei diesen Proben vollständig linear ist, können wir an der Abb. Nr. 10 sehen.

Tabelle 1
Angaben über die chemische Zusammensetzung

Proben	1	2	3	3 a
SiO ₂	16·15%	33·79%	36·54%	12·25%
TiO ₂	2·14%	1·90%	1·48%	2·38%
Al ₂ O ₃	39·35%	32·26%	31·95%	12·46%
Fe ₂ O ₃	26·75%	17·56%	17·14%	68·13%
FeO	0·63%	0·47%	0·42%	
MnO	0·15%	0·12%	Spuren	0·07%
MgO	0·75%	1·05%	0·22%	
CaO	0·49%	0·37%	0·47%	
—H ₂ O	1·30%	0·90%	0·67%	0·74%
+H ₂ O	12·18%	9·32%	11·36%	3·75%
P ₂ O ₅	0·13%	0·27%	0·07%	0·03%
CO ₂	∅	∅	Spuren	∅
Mineralogische Zusammensetzung				
Böhmit	30·6%	4·6%	0·7%	2·5%
Hydrargillit			1·0%	
Hämatit	24·0%	17·6%	17·1%	68·1%
Goethit	3·1%			
Kaolinit	34·9%	70·0%	77·4%	26·4%
Rutil	2·1%	1·9%	1·5%	2·4%
Prochlorit	2·1%	3·6%	0·8%	
Chamosit	1·0%	0·6%	0·8%	

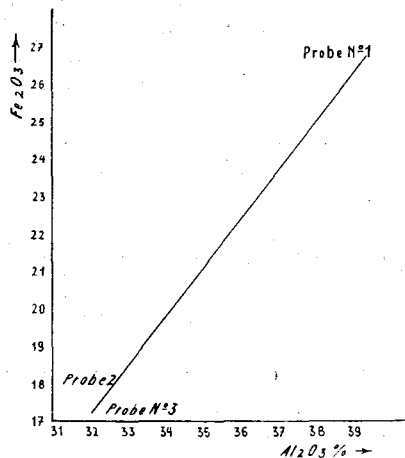


Abb. 10.

Bei den ungarischen Bauxiten ist außerdem der Titan-Gehalt eng mit dem Al₂O₃- und Fe₂O₃-Gehalt verbunden (1). Diesen Zusammenhang finden wir auch bei den Dreistättener Bauxiten (siehe Abb. Nr. 11).

Tabelle 2
Ergebnisse der Röntgenaufnahmen

Probe Nr. 1		Probe Nr. 2		Probe Nr. 3	
dkX	Int. Mineral	dkX	Int. Mineral	dkX	Int. Mineral
6-13	5 B \ddot{o}	7-17	2 Ka	7-05	6 Ka
4-47	1 α	5-97	2 (B \ddot{o})	4-75	1 Hi (Ch)
4-18	1 G	4-43	4 Ka	4-39	4 (Ka) (Hi)
3-69	2 He	3-72	2 (He)	4-13	2 Ka (G)
3-47	2 Pr (Ka)	3-46	2 Pr (Ka)	3-89	1 Ka
3-15	5 B \ddot{o}	3-35	1 Ka	3-53	6 Ka (He) ? (Ch)
2-950	1	3-052	1	3-36	$\frac{1}{2}$ Ka
2-690	5 He	2-965	2	2-961	1
2-588	$\frac{1}{2}$ (Ka)	2-829	$\frac{1}{2}$	2-691	5 He (Ka)
2-504	5 He, Ch (Ka)	2-680	4 He	2-563	2 Ka
2-432	$\frac{1}{2}$ G	2-563	2 Ka (Pr)	2-499	5 Ka, He (Ch)
2-341	5 B \ddot{o} (Ka)	2-495	3 Ka (Ch), (He)	2-335	4 Ka, B \ddot{o}
2-196	2 He	2-345	2 Ka, B \ddot{o}	2-287	2 Ka
2-040	1 Pr (Ka)	2-203	3 He	2-197	3 He (Ka)
1-849	6 B \ddot{o} (He)	2-129	$\frac{1}{2}$ Ka	2-031	$\frac{1}{2}$ Hi
1-759	1 B \ddot{o} (Ka)	2-047	$\frac{1}{2}$ Ka	1-978	2 Ka
1-689	3 He	1-979	$\frac{1}{2}$ Ka (Pr)	1-835	5 Ka, He
1-663	1 B \ddot{o} (Ka)	1-833	3 Ka, He	1-785	$\frac{1}{2}$ Ka
1-596	2 He	1-688	4 Ka, He	1-691	5 Ka, He (G)
1-524	$\frac{1}{2}$ B \ddot{o} (Pr)	1-641	1 (Ka)	1-665	1 Ka
1-481	1 He (Ka)	1-591	2 He	1-638	1 He
1-448	4 He B \ddot{o}	1-452	3	1-595	2 Ka, He
1-381	$\frac{1}{2}$ B \ddot{o} Pr	1-449	3 Ka, He, B \ddot{o}	1-530	$\frac{1}{2}$ Ka (Pr)
1-307	3 He (B \ddot{o})	1-308	1 He	1-486	6 Ka, He
1-173	$\frac{1}{2}$ B \ddot{o}	1-187	1 He	1-463	4 Ka
1-157	$\frac{1}{2}$ B \ddot{o} , He	1-159	1 He	1-305	3 He
1-129	1 B \ddot{o}	1-135	1 He	1-283	2
		1-099	1 He	1-256	1 He
				1-189	1 He
				1-161	1 He
				1-137	1 He
				1-102	1 He

B \ddot{o} = Böhmit
 Hi = Hydrargillit
 He = Hämatit
 G = Goethit
 Ka = Kaolinit
 Pr = Prochlorit
 Ch = Chamosit

Diese geochemischen Analogien verweisen darauf, daß die Bauxitbildung der Dreistätter und der ungarischen Bauxite unter ähnlichen Umständen stattgefunden hat.

c) Die mineralogische Zusammensetzung der Proben. Wir bestimmten sie mit Hilfe von Röntgenaufnahmen (Tabelle Nr. 2) und DTA-Aufnahmen (Abb. Nr. 12). Mit Hilfe dieser zwei Methoden berechneten wir den quantitativen Mineralbestand so, daß wir dabei die chemische Zusammensetzung der Proben als Grundlage annahmen. Die Ergebnisse sind auf Tabelle 1 angeführt. Nur die Probe Nr. 1 enthält allitische Minerale in größerer Menge. In den zwei Dreistätter Proben ist Böhmit das einzig nachweisbare allitische Mineral, im Allander Bauxit fanden wir dagegen neben dem Böhmit auch wenig Hydrargillit.

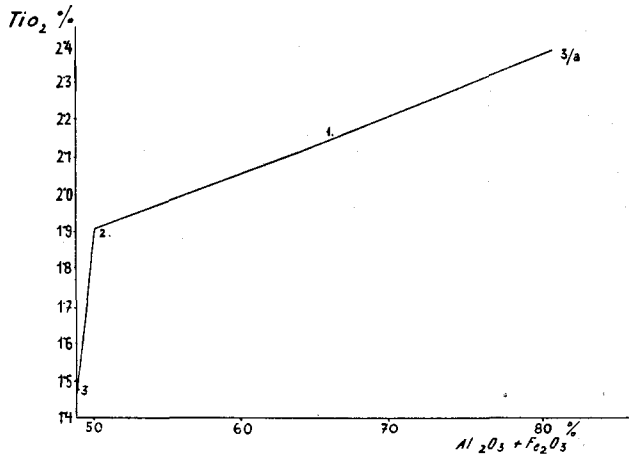


Abb. 11.

Das wichtigste Eisenmineral ist Hämatit. Daneben kommt in Probe Nr. 1 auch wenig Goethit vor. Es ist erwähnenswert, daß in den Pisolithen des Allander Bauxits (Probe 3 a) auch Hämatit das einzige Eisenmineral ist. Titan ist in allen Proben als feindisperser Rutil vorhanden. Die Kieselsäure ist überwiegend im Kaolinit. Auf Grund der DTA-Aufnahmen ist es wahrscheinlich, daß in Probe Nr. 1 Kaolinit die Struktur des sogenannten „Fireclay“-Typs hat. Damit könnte auch der verhältnismäßig große $+H_2O$ -Gehalt der Probe erklärt werden.

Mit Hilfe der Röntgenaufnahmen konnten wir in allen Proben etwas Chamosit und Prochlorit nachweisen. Damit können wir den verhältnismäßig hohen MgO - und FeO -Gehalt der Proben vollständig erklären. Da die Proben keinen Pyrit enthalten, wäre sonst die Deutung des FeO -Gehaltes sehr problematisch.

Wenn wir unsere Untersuchungen mit jenen von KOSLOWSKY vergleichen, finden wir, daß unsere Ergebnisse gut übereinstimmen (4). Auch er bestimmte Böhmit, Hämatit und Kaolinit als die wichtigsten Minerale der Dreistätter Bauxite. Auch er fand, daß Titan in Form von Rutil vorhanden ist. Der einzige Unterschied ist, daß nach unserer Ansicht der Kieselsäuregehalt beinahe vollständig in Silikatminerale (Kaolinit, Chamosit, Prochlorit) eingebaut ist und daß gelig-opalartige Kieselsäure entweder gar nicht vorhanden ist, oder nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt. Auf jeden Fall ist es mineralogisch nicht nachweisbar!

Der Mineralbestand der Allander und Dreistätter Bauxite ist den ungarischen Bauxiten sehr ähnlich. Die größte Ähnlichkeit finden wir mit dem böhmischen Bauxit von Halimba (SW-Teil des Bakonywaldes). Auch hier sind Böhmit, Kaolinit, Hämatit und Rutil die wichtigsten Minerale. Im allgemeinen konnten wir feststellen, daß die böhmischen Bauxite wenig oder gar keinen Goethit enthalten, während die hydrargillitischen Bauxite verhältnismäßig goethitreich sind. Außerdem fanden wir in allen böhmischen Bauxiten wenig Prochlorit und Chamosit. In

(Aufnahme: Agnes Szakely)

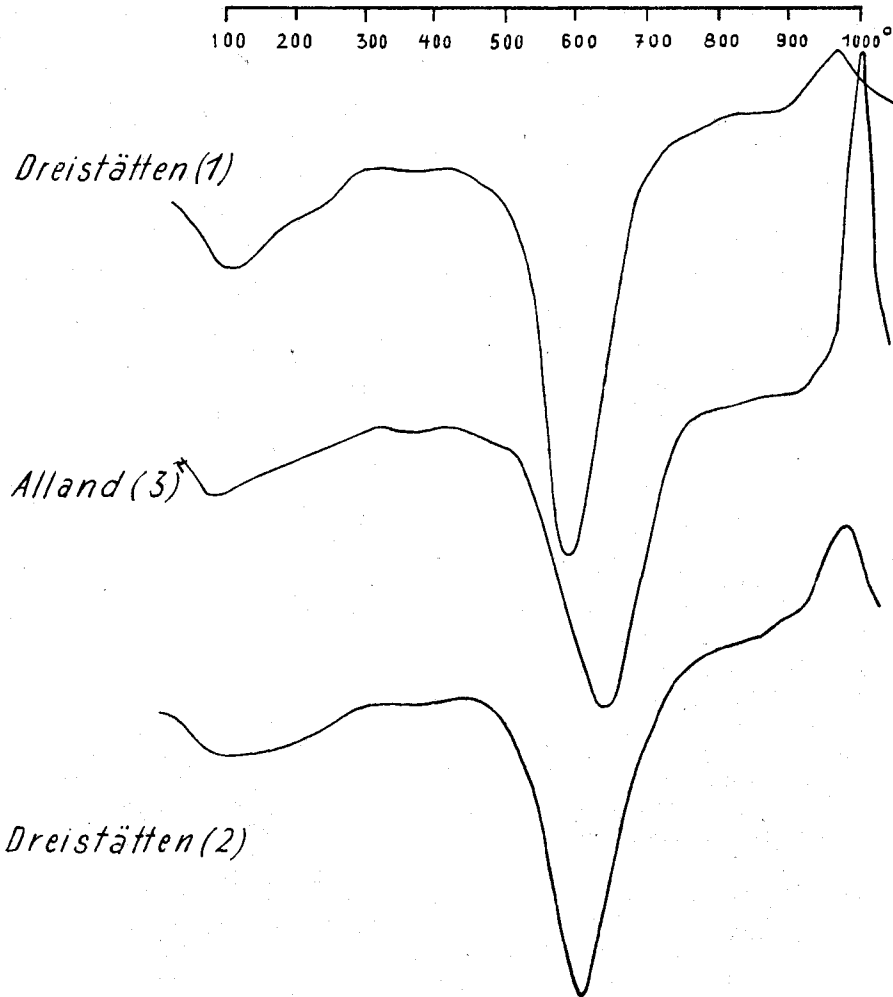


Abb. 12: DTA Aufnahmen.

den hydrargillitischen Bauxiten war aber nur in Spuren oder gar kein Prochlorit und Chamosit nachweisbar (1).

Daß in den untersuchten 3 Proben neben dem vorherrschenden Böhmit auch dieselben oben erwähnten Minerale vorhanden sind, deutet darauf, daß die mineralformenden Prozesse in Ungarn und in den Ostalpen denselben Charakter haben mußten.

Wir untersuchten außerdem mit mikromineralogischen Methoden das aufgelockerte Material der Probe Nr. 1. Die perzentuelle Zusammensetzung der optisch bestimmbaren Minerale ist folgende:

Quarz und Quarzit	73%	klastisch
Plagioklas	11%	klastisch
Mikroklin	1%	klastisch
Muskowit	8%	klastisch
Epidot	1%	klastisch
Turmalin	1%	klastisch
Chlorit	1%	epigen
Calzit	4%	epigen
	<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/>	
	100%	

Die Plagioklaskörnchen bestehen vorwiegend aus Bytownit, wenig Anorthit und Labradorit. Ihr Charakter ist demgemäß basisch. Die Anzahl der klastischen Minerale ist sehr gering. Sie zählen zusammen nicht mehr als einige Zehntelprocente des Bauxitmaterials. Zur Deutung des Abtragungsgebietes sind diese wenigen Angaben nicht genügend. Dazu müßten wir eine größere Anzahl von Proben systematisch untersuchen.

III. Genetische Ansichten

Über die Herkunft der Dreistättener und der österreichischen Bauxite im allgemeinen wurden in den letzten Jahrzehnten verschiedene Meinungen geäußert. Im Jahre 1936 vertraten DITTLER und KÜHN (2) die Ansicht, daß der Dreistättener Bauxit ein lateritisches Verwitterungsprodukt irgendeines basischen Eruptivgesteins sein mag. Auf Grund des außergewöhnlich hohen Nickelgehaltes (0·1—0·15%) dachten sie an einen Gabbro oder ein serpentinartiges Gestein. Dagegen nahm G. de WEISSE 1948 an, daß die jugoslawischen, ungarischen und österreichischen Bauxite aus dem unlöslichen Rückstand der Kalke und Dolomite bestehen, die das Liegende der Lagerstätten bilden (14). 1951 vertritt E. HABERFELLNER die Ansicht, daß die österreichischen Bauxite echte chemische Sedimente sind, die aus schwach alkalischen Lösungen ausgeschieden sind. Er nimmt eine enge Verwandtschaft mit der Bildungsart der oolithischen Eisenerze an. Das karbonatische Liegende hat bei der Fällung der Lösungen eine wichtige Rolle gespielt (3). A. RUTTNER (1956) unterstützt die Auffassung von HABERFELLNER auf Grund seiner Untersuchungen, die er an der Lagerstätte von Unterlaussa durchgeführt hat (9). KOSŁOWSKYS mineralogische und chemische Untersuchungen (1956) unterstützen auch diese Auffassung. Er ergänzt sie noch dadurch, daß die schwach alkalischen Lösungen durch atmosphärische Kohlensäure und Sauerstoff infolge der Neutralisation und Oxydation ausgefällt wurden (4).

Unsere Auffassung hinsichtlich der ungarischen Bauxite ist ziemlich ähnlich (1). Wir bestreiten auch die sogenannte „Terra-Rossa“-Theorie, die G. de WEISSE angewandt hat (12). Das Ausgangsmaterial stammt — unserer Meinung nach — aus dem Gebiet, das die Hauptbauxitzone im SO begrenzt (siehe Abb. Nr. 9). Die humitropische Verwitterung dieser Gesteine — größtenteils Phyllite — hat eine große Menge toniger Verwitterungsprodukte geliefert. Diese wurden teilweise als echte Lösungen, teilweise als kolloidale Suspension und teilweise als schwebender Schlamm ins Bauxit-

gebiet gefördert. Hier wurden sie in den Depressionen der Karbonatgesteine gefällt. Dieses lockere, größtenteils amorphe Material hatte noch einen tonigen Charakter und die Verwandlung in Bauxit fand an Ort und Stelle statt. Dabei spielte das karbonatische Liegende eine wichtige Rolle, da es durch seinen alkalischen Charakter die Auslaugung der Kieselsäure ermöglichte. In geochemischer Hinsicht ist dieser Prozeß außer der Entlaugung eine Hydrolyse und gleichzeitig auch eine Oxydation, wobei sich der Oxydationsgrad des Gesteins in extremer Form vergrößert. Als Beispiel kann der durchschnittliche O_{Fe} -Wert der ungarischen Bauxite dienen ($O_{Fe} = 2 Fe_2O_3$), der unseren Berechnungen nach 102·6 hoch ist. Wenn

$$FeO$$

wir diesen Wert mit dem Mittelwert der Sedimentgesteine vergleichen, der nach SZADÉCKY KARDOS E. 3·33 ist (11), können wir sofort den hohen Oxydationswert der ungarischen Bauxite ersehen.

In den von uns untersuchten 3 Proben ist der O_{Fe} -Wert ein wenig niedriger (75—85), aber noch immer hoch genug, daß man auch diese Bauxite als stark oxydierte Gesteine ansehen kann.

Auf Grund der gleichen geologischen Lagerungsumstände, der gleichen chemischen und mineralogischen Zusammensetzung, nehmen wir an, daß die österreichischen Bauxite — wenigstens die untersuchten — durch ähnliche Prozesse gebildet wurden, wie die ungarischen. Deswegen schlagen wir die oben geschilderte Bildungstheorie auch für die österreichischen Bauxite vor.

Uns ist durchaus bewußt, daß aus den drei untersuchten Bauxitproben und aus der vorgeführten Literatur kein vollständiger Vergleich zu machen ist. Wir wollen diese Arbeit unseren österreichischen Kollegen nur als Diskussionsgrundlage vorlegen und hoffen, daß damit ein Beitrag zur Lösung der Probleme gegeben wurde.

Literaturverzeichnis

1. BARDOSY, Gy.: The geochemistry of Hungarian bauxites I., II., III., IV., Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 1958, 1959.
2. DITLER, E. und KÜHN, O.: Über den Bauxit von Dreistätten in Niederösterreich. Verh. Geol. B. A., Nr. 12, pp. 233—237, Wien 1936.
3. HABERFELLNER, E.: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte, Bd. 96, Nr. 4, pp. 62—69, 1951.
4. KOZLOWSKY, C.: Der Mineralbestand österreichischer Bauxite. Karinthin, F 33, pp. 156—161, 1956.
5. KÖHLER, A.: Ein Vorkommen von Carnotit im Bauxit von Unterlaussa. Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereins, 100. Linz, pp. 359—360, 1955.
6. PETRASCHECK, W., PETRASCHECK, W. E.: Lagerstättenlehre. Wien, Springer-Verlag, 146—152, 1950.
7. PETRASCHECK, W. E.: Fragen der Art und Entstehung ostmediterranean Kalkbauxite, Erzmetall 9, pp. 368—370, 1956.
8. RUTTNER, A.: Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, Bd. IV, H. 1—4, pp. 145—158, 1954.
9. RUTTNER, A. u. WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. Mitt. Geol. Ges., Bd. 48, pp. 221—256, Wien 1955.
10. SCHADLER, J.: Ein neues Bauxitvorkommen in Oberösterreich. Verh. Geol. B. A., Heft 7—9, pp. 136—137, Wien 1948.

11. SZADÉCKY KARDOSS, E.: Geokémia, Budapest 1955.
12. VADASZ, E.: Bauxitföldtan, Budapest 1951.
13. WAAGEN, L.: Die Bauxitlagerstätten in Österreich und den sogenannten Nachfolgestaaten und deren praktische Verwertbarkeit. Zsch. prakt. Geol., 44. Jg., H. 9, pp. 133—143, 1936.
14. WEISSE de, G.: Les Bauxites de l'Europe Centrale. Mem. Soc. Vaud. Sci. Not. 9. Nr. 58. Lausanne 1948.

IV. Das Vorkommen von Großforaminiferen in der Gosäumulde von Grünbach und der Neuen Welt

Von A. PAPP

Paläontologisches Institut der Universität Wien

Bei Kartierungsarbeiten konnte Herr Dr. B. PLÖCHINGER an verschiedenen Stellen im Becken von Grünbach Großforaminiferen beobachten. Das Material wurde von Dr. B. PLÖCHINGER dem Verfasser zur Bearbeitung übergeben und bei gemeinsamen Exkursionen weiter ergänzt. Der Verfasser erlaubt sich auch an dieser Stelle für das gezeigte Vertrauen zu danken.

1. Vorkommen mit *Orbitoides media planiformis* (Abb. 13, Fig. 1)

Als wesentlichstes Ergebnis ist der Nachweis von weiteren Vorkommen von *Orbitoides media planiformis* PAPP zu betrachten. Diese Art wurde von einem Vorkommen bei Radering südlich der Straße Dreistätten—Fischau beschrieben (PAPP, 1956). Dieses Vorkommen war bisher isoliert. *Orbitoides media planiformis* konnte nun in Proben folgender Lokalitäten nachgewiesen werden:

Probe Nr.

- 16 Straße Muthmannsdorf—Dreistätten, an der Straßenkurve NO Muthmannsdorf (Aufsammlung PAPP 1959).
- 17 Nördlich von Burgstalleiten (Aufsammlung PLÖCHINGER 1956).
- 18 Muthmannsdorf-Bad (Aufsammlung PLÖCHINGER 1956).
- 19 Willendorf, Orbitoidensandsteine oberhalb des Römerweges (Aufsammlung PLÖCHINGER 1955).

Es ist zu bemerken, daß in den Gesteinsproben der genannten Lokalitäten nur diese eine Art, u. zw. in typischer Erhaltung zu beobachten war.

2. Vorkommen von *Orbitoides tissoti* (Abb. 13, Fig. 2)

In einem Block, der aus den höchsten Partien eines Aufschlusses etwa 100 m südlich des Bades von Muthmannsdorf stammt, konnten zahlreiche Exemplare eines kleinen Orbitoiden mit vierzelliger Embryonalkammer und 4 Auxilliarkammern gefunden werden. Die Lateralpartie zeigte im Schrägschnitt die kleinen isolierten Kammern, die für *Orbitoides tissoti* bezeichnend sind. Sehr häufig waren die flachen Exemplare von *O. tissoti tissoti* SCHLUMB., selten die hochgewölbten Formen des *O. tissoti minima* VREDENBG.

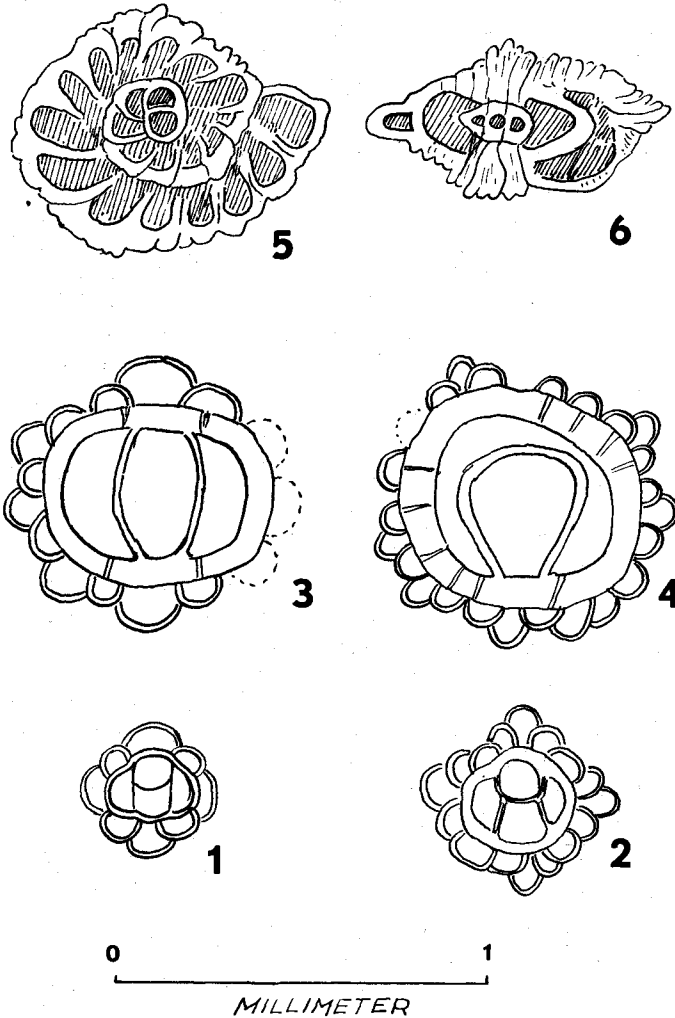


Abb. 13: Übersicht leitender Großforaminiferen aus der Oberkreide der Mulde von Grünbach.

Fig. 1: Medianschnitt durch die Embryonalkammern von *Orbitoides media planiformis* PAPP (Schliff Nr. 1488) aus dem Ober-Campan, Straßenkurve Muthmannsdorf-Dreistätten.

Fig. 2: Medianschnitt durch die Embryonalkammern von *Orbitoides tissoti minima* VREDENBURG (Schliff Nr. 1483) aus dem Ober-Campan Muthmannsdorf, 100 m südlich vom Bad.

Fig. 3 und 4: Medianschnitte durch die Embryonalkammern von *Orbitoides apiculata grünbachensis* PAPP aus dem Unter-Maastricht, Orbitoiden-Sandsteine von Grünbach.

Fig. 3, Exemplar mit 10 Auxilliarkammern (Schliff Nr. 1214); Fig. 4, Exemplar mit 16 Auxilliarkammern (Schliff Nr. 1281).

Fig. 5: Medianschnitt durch „*Miscellanea*“ aus dem Dan-Paleozän von Zweiersdorf (Schliff Nr. 1462);

Fig. 6: Senkrechter Schnitt durch „*Miscellanea*“ aus dem Dan-Paleozän von Zweiersdorf (Schliff Nr. 1463).

Nach der Evolution der Orbitoiden (vgl. PAPP 1956) würde das Vorkommen von *O. media planiformis* und *O. tissoti* im Ober-Campan zu erwarten sein. Diese Alterstellung gilt für die Foraminiferenfauna der untersuchten Blöcke.

3. Vorkommen mit *Orbitoides apiculata grünbachensis* (vgl. Abb. 13, Fig. 3, 4)

Die bekanntesten Vorkommen von Orbitoidensandsteinen befinden sich westlich des Ortes Grünbach mit *Orbitoides apiculata grünbachensis* PAPP. In dem gleichen Niveau wurde *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER in mehreren Exemplaren gefunden, wodurch die Alterseinstufung in das Unter-Maastricht gesichert erscheint. Dieses biostratigraphische Niveau ist am weitesten verbreitet. Von folgenden Lokalitäten wurde von B. PLÖCHINGER aufgesammeltes Material bearbeitet:

Schliff-
Probe Nr.

(Siehe dazu Probeentnahmestellen auf der geologischen Karte, Tafel 27.)

- 1 Sattel NO-Seite bei Unterhöflein, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 2 Sattel südlich vom Haselhof, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 3 Kienberg, Westseite, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 4 Südlich Kienberg, nächst Serpentin, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*, *Lepidorbitoides* sp.
- 5 Gadenweith Ostseite, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 6 a Ober-Klaus (Liegendes) Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 6 b Ober-Klaus (Mitte) Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 6 c Ober-Klaus (Hangendes) Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 7 300 m W von Ober-Klaus, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 8 SO vom Richardstollen, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 9 O von Lupat bei Grünbach, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*, *Siderolites* sp.
- 10 N von Ober-Klaus, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*, *Lepidorbitoides* cf. *minor*, *Siderolites* sp.
- 11 Grünbach, Gemeindesteinbruch (Grünbach 201), Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
(Grünbach 200) Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 12 Südlich Kirche von Maiersdorf, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*, *O. media* ssp.
- 13 Östlich vom Reitriegel, südlich Kote 541, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.
- 14 Muthmannsdorf, Linzgraben, Sandsteine mit *O. apiculata grünbachensis*.

Charakteristisch an dem Gestein der genannten Vorkommen von *Orbitoides apiculata grünbachensis* ist die Feinkörnigkeit und der hohe Grad der Verfestigung. Außer den oft in Massen auftretenden Großforaminiferen sind nur selten andere Fossilien zu beobachten. Es erübrigt sich zu bemerken, daß nur solche Proben angeführt wurden, wo die spezifische Bestimmung mit Schnitten durch die Embryonalkammern gesichert war.

4. Vorkommen mit „*Miscellanea*“ (Abb. 13, Fig. 5, 6)

In einem Hohlweg bei Zweiersdorf stehen dunkle organogene Kalke an. Die Mikrofazies (Probe 20) zeigt planktonische Foraminiferen neben Lithothamnien, Bryozoen, kleinen Molluskensplittern und Großforaminiferen.

Charakteristisch für diese Kalke ist das häufige Vorkommen von Großforaminiferen mit auffallendem Pfeilerbau in den Lateralpartien, die allgemein als „*Miscellanea*“ bezeichnet werden.

Paläontologische Bemerkungen

In dem reichen Material, das vor allem aus den Vorkommen von *Orbitoides apiculata grünbachensis* vorliegt, konnten verschiedene Abberationen beobachtet werden, z. B. verheilte Brüche, dreiachsige Medianebenen im senkrechten Schnitt und Unregelmäßigkeiten in der Bildung der Embryonalkammern.

Besonderes Interesse verdienen die Beobachtungen an Exemplaren mit unregelmäßigen Embryonalkammern. Letztere deuten eine Entwicklungstendenz zu *Orbitoides gensacicus* im oberen Maastricht an. Der artigeauffällige Bildungen (Abb. 14, Fig. 3) treten jedoch in unserem Material nicht auf. Es handelt sich vielmehr um einfachere und kleinere Varianten, die man als *Orbitoides jaegeri* PAPP abtrennen kann (Abb. 14, Fig. 1, 2).

In unserem Material sind sie jedoch nur sporadisch zu finden, wobei alle übrigen Merkmale des Gehäuses der typischen *O. apiculata grünbachensis* entsprechen. Somit sind die engen Beziehungen des *O. gensacicus* zu *O. apiculata* bzw. die Ableitung der als *Simplorbitoides* bezeichneten Typen von *Orbitoides* neuerlich belegt.

An verschiedenen Schliften konnten Schnitte beobachtet werden, die eine vermittelnde Stellung zwischen „*Siderolites*“ *vidali* und *Siderolites calcitrapoides* einnehmen. Ersterer ist im Ober-Campan häufig, letzterer im Maastricht. Übergangsformen, bei welchen die Spinenbildung nicht typisch entwickelt, oder nur bei adulten Exemplaren deutlicher zu beobachten ist, sind im unteren Maastricht zu erwarten.

Stratigraphische Ergebnisse

1. Das Auftreten von *Orbitoides media planiformis* würde nach der Evolution der Orbitoiden für eine Altersstellung im Oberen Campan sprechen.

2. Das Auftreten der primitiven Orbitoiden wie *O. tissoti* muß ebenfalls im Oberen Campan erfolgen, weshalb die Vorkommen etwa 100 m südlich des Bades bei Muthmannsdorf auch in dieses Niveau zu rechnen sind. Gemeinsam mit *O. tissoti* wurde hier *Cyclolites* [= *Cunolites*] *undulata* in zahlreichen Exemplaren gefunden. Nach Angaben von Prof. Dr. O. KÜHN, wurde diese Art im Ober-Campan der Ostalpen verschiedentlich beobachtet. Ihr Vorkommen im Maastricht ist fraglich und wird von Prof. Dr. O. KÜHN aus eigener Erfahrung nicht bestätigt¹⁾.

¹⁾ Der Verfasser erlaubt sich Herrn Prof. Dr. O. KÜHN auch an dieser Stelle für die Erlaubnis zur Wiedergabe der genannten Daten zu danken.

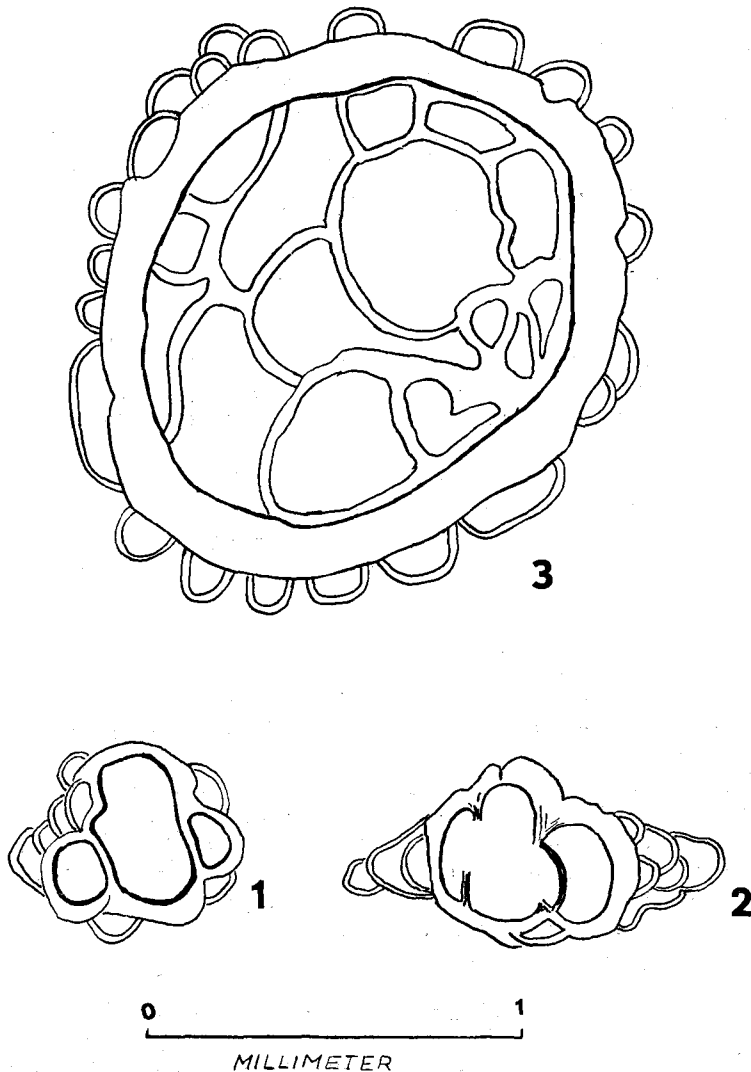


Abb. 14:

Fig. 1 und 2: Schnitte durch die Embryonalkammern von *Orbitoides jaegeri* PAPP & KÜPPER aus den Orbitoiden-Sandsteinen von Grünbach, Unter-Maastricht, Fig. 1 Medianschnitt (Schliff Nr. 1220), Fig. 2 senkrechter Schnitt (Schliff Nr. 1471).

Fig. 3: Medianschnitt durch *Orbitoides gensacicus* (LEYMERIE), Ober-Maastricht, Gensac (Frankreich) Schliff Nr. 1285.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß Ober-Campan durch die Vorkommen von *Orbitoides media planiformis* und *O. tissoti* im Norden des Gebietes sichergestellt ist.

3. Das Vorkommen von *Orbitoides apiculata grünbachensis* würde nach der morphologisch-genetischen Entwicklung der Orbitoiden im unteren

Maastricht erfolgen. Dies wird durch das Auftreten von *Parapachydiscus neubergicus* sicher gestellt. Bemerkenswert ist der Umstand, daß die Vorkommen mit *O. tissoti* und *O. apiculata grünbachensis* zeitlich nicht aneinanderschließen.

Alle Vorkommen mit *O. apiculata grünbachensis* gehören in die gleiche Biozone des unteren Maastrichts. Jüngere Schichtglieder des Maastrichts sind im Bereich der Grünbacher Mulde mit Großforaminiferen nicht nachweisbar.

4. Faunistisch und stratigraphisch isoliert ist das Vorkommen organogener Kalke bei Zweiersdorf. Das optimale Auftreten von „*Miscellanea*“ wird in dem Sedimentationsraum der Tethys nach dem Aussterben der Orbitoiden (= Maastricht) und vor dem Auftreten von *Discocyclinidae* und *Nummolites* (= Paleozän) beobachtet (vgl. z. B. SCHAUB 1951). Dieser Bereich wird allgemein mit dem Dan parallelisiert. Eine Koordinierung dieser Ablagerungen i. w. mit Dan wurde auch von R. OBERHAUSER 1956 mit planktonischen Foraminiferen vorgenommen (vgl. S. 403).

Zusammenfassung

Die Großforaminiferen lassen im Bereich der Grünbacher Mulde vom Hangenden zum Liegenden 3 Biozonen unterscheiden (vgl. Abb. 13).

4. Dunkle organogene Kalke mit „*Miscellanea*“
= Dan
3. Gelbliche feinkörnige Sandsteine mit *Orbitoides apiculata grünbachensis*
= Unter-Maastricht
2. Fossilreiche dunkle Kalksandsteine mit *Orbitoides tissoti*;
1. Sandsteine und Konglomerate mit *Orbitoides media planiformis*
= Ober-Campan.

Schrifttum

OBERHAUSER, R.: 1956. Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Herbst 1955. Vh. GBA., 1956, Wien, Heft 1—3, S. 118—119.

PAPP, A.: 1955. Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen. Sitzungsber. Öst. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., Abt. I, Wien, 164, 6, 7, S. 303—315.

PAPP, A.: 1956. Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon. Paläont. Zeitschr. 30, Sonderh., Stuttgart, S. 45—49.

SCHAUB, H.: 1951. Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. Schweiz. Paläont. Abh. 68, Basel.

V. Tektonik

1. Tektonische Übersicht

Der Auffassung L. KOBERS (1911, 1912), wonach die Hohe Wand und die Fischauer Berge der Hallstätter Decke zugehören, steht die Aufnahme O. AMPFERRES (1919, S. 4) gegenüber, welcher die Hohe Wand mit dem

Schneeberg verbindet und sie zur Schneebergdecke rechnet. H. P. CORNELIUS (1951, S. 93) sieht in Anlehnung an O. AMPFERER (1919, S. 4) und E. SPENGLER (1951, S. 380) die Hohe Wand als Anteil der Schneebergdecke und fühlt sich verpflichtet, deren Schubweite am NO-Ende auf Null zu reduzieren, somit hier einen Zusammenhang der Schneebergdecke mit der Ötscherdecke anzunehmen. 1959 (S. 282) ändert E. SPENGLER seine bisherige Ansicht zugunsten der von L. KOBER in die Wege geleiteten Gliederung ab.

E. KRISTAN (1958) bekräftigt, daß die Hohe Wand faziell und tektonisch im Sinne L. KOBERS eine selbständige Stellung als Teil der Hallstätterdecke einnimmt.

Wie E. KRISTAN (1958, S. 274), so konnte sich auch B. PLÖCHINGER überzeugen, daß die Gosau im Bereich des Miesenbachtals und im Bereich zwischen Hirnfitzstein und der Ruine Starhemberg über Gesteine der Hallstätterdecke (Hohe Wanddecke) und der Ötscherdecke transgrediert und die Frage des Einschubes der Schneebergdecke an dieser Stelle überhaupt nicht berührt werden kann.

Für den Bereich der östlichen Rahmenzone der Grünbach—Neue Welt—Gosaumulde versucht B. PLÖCHINGER (1956—1958) im Abschnitt zwischen Wöllersdorf und Willendorf ein Verbreitungsgebiet der Hallstätterdecke (Hohe Wanddecke) zu sehen und von Netting gegen Grünbach eine überlagernde, ebenso vorgosauisch eingeschobene, Schneebergdecke (Hochalpine Decke) nachzuweisen.

Für eine Übersicht der gegenwärtigen Auffassung verweisen wir auf Abb. 15, S. 421. Von einer eingehenden Erläuterung und Begründung der dort enthaltenen neuen tektonischen Daten, die über den in dieser Arbeit behandelten Abschnitt hinausgehen, wird deshalb abgesehen, weil über diesen umfassenderen Bereich Veröffentlichungen in Vorbereitung sind.

Im Bereich des Miesenbachtals taucht die mehrfach verschuppte Ötscherdecke unter die Hallstätterdecke (Hohe Wanddecke) ein. Geringmächtig, weitgehend erodiert, liegen die Hallstätter Schollen östlich des Miesenbachtals in engen Faltenmulden ihrer tektonischen Unterlage. Gegen NO suchen sie Verbindung mit der Hallstätter Scholle von Hernstein.

Die Hohe Wand stellt eine mächtige, zusammenhängende Antiklinalzone der Hallstätterdecke dar. O der Neuen Welt—Gosaumulde tauchen ihre Hallstätter Gesteine wieder empor und bilden die Hochzone der Fischauer Berge.

Innerhalb der Schneebergdecke gabeln sich in der strukturellen Verlängerung der gegen SW streichenden Fischauer Berge 2 Antiklinalzonen. Die nördliche, WSW-streichende Struktur wird durch das Unterhöfleiner Hallstätter Fenster (Kirchbühel—Zweierwald S-Seite) und durch das Doppelfenster von Ödenhof (Anzberg—Strengberg—Hochberg) deutlich. Die südliche, von Würflach ausgehende, SW-streichende Antiklinalstruktur wird innerhalb der Schneebergdecke durch einen nur wenige 100 m breiten Aufbruch tieferer triadischer Gesteine dieser Einheit gekennzeichnet.

W Neunkirchen setzt am S-Hang des Gösing das Verbreitungsgebiet der Hallstätterdecke wieder ein. Ihre unter die Schneebergdecke einfallenden Gesteine lassen sich bis zum S-Rand der Kalkalpen verfolgen.

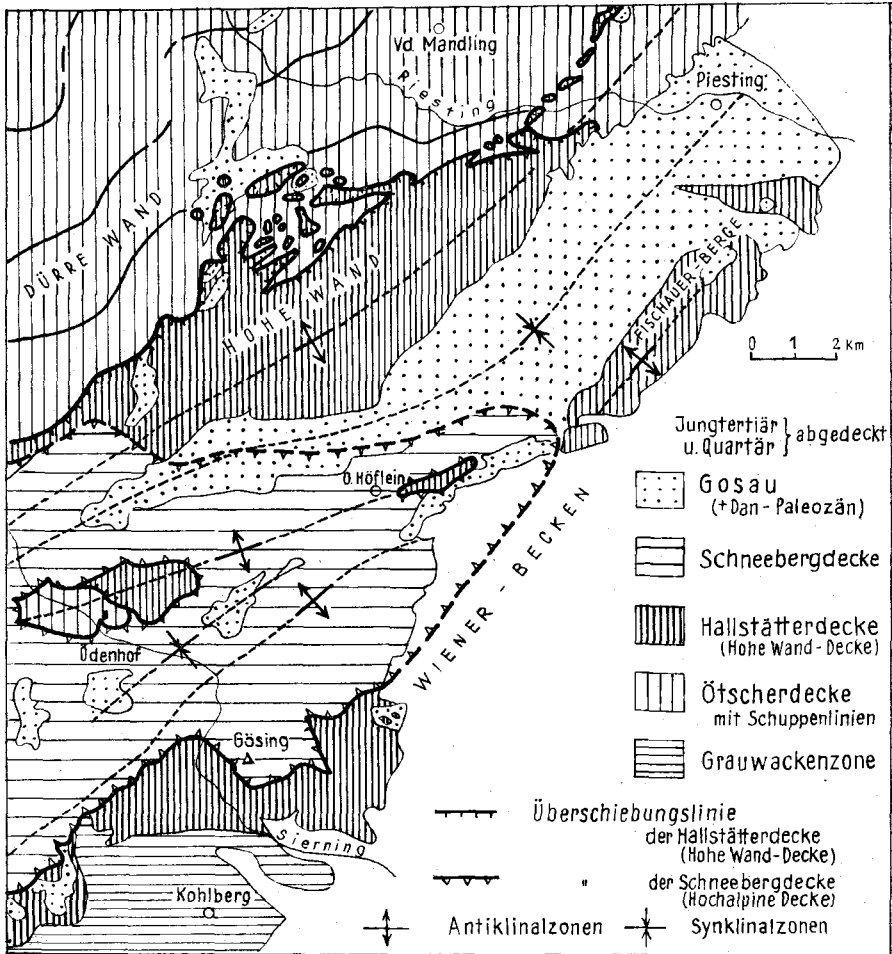


Abb. 15: Tektonische Übersichtsskizze.

2. Der vorgosauisch angelegte Deckenbau

Der Fund zahlreicher Exemplare des oberrorischen Leitfossils *Monotis salinaria* BRONN am Engelsberg, in Kalken welche den Monotiskalken des Salzkammergutes auffallend gleichen und die Tatsache, daß die Gesteinsserie am Zweierwald im tektonisch Liegenden der Schneebergdeckenserie auftritt, lassen den Mahleiten—Emmerbergzug und seine Fortsetzung W Willendorf als Äquivalent der Hallstätterdecke des Salzkammergutes auffassen, so wie es E. KRISTAN (1958) durch ihre Aufnahmeergebnisse an der Hohen Wand tun konnte.

Daß an der Hohen Wand und in den Fischauer Bergen Algen- und Korallen-führende obertriadische Riffkalk im Verband mit den Monotiskalken vorkommen, stellt keine Eigenart gegenüber den Hallstätterkalken des Salzkammergutes mehr dar, seitdem A. TOLLMANN (Jb. Geol. B. A.

1960, S. 78) aus dem östlichen Salzkammergut einen norischen Hallstätter Riffkalk bekanntgemacht hat.

Weil von unserem Hohe Wandgebiet keine beobachtbare Verbindung mit der Hallstätterdecke des Salzkammergutes besteht, ist der Gebrauch der Bezeichnung „Hohe Wanddecke“ neben der Bezeichnung „Hallstätterdecke“ gerechtfertigt (L. KOBER 1912). Nach E. SPENGLER (1959) wäre aus diesem Grund die erstgenannte Bezeichnung vorzuziehen.

Der Zusammenhang der Trias der Hohen Wand mit der Trias der Fischauer Berge wird dadurch erhärtet, daß nun entgegen meines früheren Berichtes (1956) die Kalke des Emmerbergzuges in ihrer Gesamtheit in die Obertrias zu stellen sind und der basale Dolomit dem Hauptdolomit der Hohen Wandtrias entspricht. Dem reich entwickelten Karn der Hohen Wand stehen am östlichen Muldenrahmen nur die Opponitzerkalke und -rauhwacken SW Winzendorf gegenüber¹⁾.

Im Wettersteinkalk der Mahleiten und des Steiner Stadels kann ein fazielles Näherrücken der Hallstätter Serie an das Mitteltriasriff der Schneebergserie erblickt werden (vgl. E. SPENGLER 1959, S. 282).

Von Netting gegen S zeigen sich an der Basis des Gosaumulden S-Flügels vorwiegend Werfener Schichten. Ihre Zugehörigkeit zur Schneebergdecke geht eindeutig aus den Verhältnissen am Kienberg, Zweierwald und Talberg hervor, wo den Werfener Schichten die für die Schneebergdecke bezeichnenden weißen Diploporenriffkalke aufliegen. Die Schneebergdecke findet in den Höhen W von Netting gegen das Wiener Becken ihr östliches Ende. Deutlich geht aus der Kartierung hervor, daß die Gosauablagerungen zwischen Oberhöflein und Grünbach-Klaus diskordant die Überschiebungsfläche der Schneebergdecke auf die Hallstätterdecke überlagern.

Am Kirchbühel bei Unterhöflein und im S-Teil des Zweierwaldes spießt ein etwa 1½ km langer, schmaler Zug Hallstätterkalkes als „Höfleiner Fenster“ durch die Werfener Schichten der überlagernden Schneebergdecke. Es befindet sich genau an der Linie, welche die NO—SW verlaufenden Fischauer Berge mit dem fensterartigen Aufbruch der Hallstätterdecke am Hochberg, NO Ödenhof, verbindet.

Ganz im W unseres Gebietes sehen die meisten Autoren die Werfener Schichten der Oed- und Pfennigwiesen als Basis der Schneebergdecke an. L. KOBER rechnet sie zur Hallstätterdecke. H. P. CORNELIUS (1951) nimmt eine von Bruck gegen Grünbach streichende Trennungslinie zwischen den Werfener Schichten der Lachalpen Decke im N und jenen der Schneebergdecke im S an. E. KRISTAN (1958, S. 277) vermerkt, daß die verkehrte Serie des Hutberges und des Haussteines Kote 954 unter die Werfener Schichten des Beckens einfallen und diese deshalb eher zur Basis der Schneebergdecke zu rechnen wären. Die Hallstätter Kalkscholle der Kote 653, die KRISTAN als möglichen Einwand betrachtet, ruht nicht, wie vermutet, den gipsreichen Werfener Schichten auf, sondern befindet sich innerhalb des exotikareichen Gosaukonglomerates N von Bruck. Sie steht nicht in Verbindung mit diesen Werfernern.

¹⁾ Es ist anzunehmen, daß unter den Gosauschichten der Zweierwiese karnische Ablagerungen liegen.

Das steil gestellte NO-streichende Konglomerat kennzeichnet nach meiner Auffassung den Verlauf der Überschiebungslinie zwischen Schneebergdecke und Hallstätterdecke. Die N dieses Konglomerates, am S-Fuß des Haltberges, in einer Reihe von Aufschlüssen in NO-Richtung aneinandergereihten Vorkommen gelber Werfener Rauhdecken und Kalke sind zweifellos zur Hallstätter Serie zu zählen. Sie markieren die Überschiebung der Hallstätterdecke auf die Ötscherdecke. Zwanglos läßt sich die an ihrem N-Rand zu verzeichnende Überschiebungslinie mit der über den Asther in das Miesenbachtal streichenden Überschiebungslinie der Hallstätter Hohe Wandserie verbinden. Es sind dort an der Basis der Schubmasse die gleichen Werfener Rauhdecken und Kalke.

Die Zugehörigkeit der gipsreichen Werfener Schichten des Pfennigbacher Beckens zur Schneebergserie wird am Himberg N-Fuß und S von Pfennigbach deutlich, wo man die Werfener Schichten normal unter die anisischen Ablagerungen der Schneebergdecke einfallen sieht¹⁾. Die NO-streichende Schollenreihe dunkler tieftriadischer Kalke, welche den Werfener Schichten des Pfennigbacher Beckens aufruht und so das Gipslager scheinbar teilt, läßt sich mit äquivalenten Ablagerungen am Himberg-N-Fuß verbinden.

Im NO des Pfennigbacher Beckens werden die Werfener Schichten der Schneebergdecke von den unterlagernden Hallstätter Gesteinen des Hutberges begrenzt. Von Grünbach-Klaus bis gegen Oberhöflein werden die Werfener Schichten der Schneebergdecke teilweise von der Gosau transgressiv überlagert.

O. AMPFERER (1919, S. 3) vertritt dagegen die Auffassung, daß die Gosauablagerungen des Grünbacher und des Neue Weltbeckens durchwegs auf Werfener Schichten liegen und diese das Liegende der Hohe Wandserie bilden. O. AMPFERER stellt zu diesem Zweck das Profil durch Unterhöflein (Erbstollenprofil) dem KOBERSchen Profil durch den Größenberg gegenüber, obwohl das eine Profil gewiß nicht mit dem anderen verglichen werden kann. Es quert nämlich die Mulde an einer Stelle, an der zweifellos im Untergrund vollkommen andere Verhältnisse herrschen, als im Profil KOBERS.

Nur für das Profil durch den Höfleiner Bereich kann man unter den Gosauablagerungen noch Werfener Schichten erwarten, kaum aber nördlich davon. Der Grund zu dieser Annahme liegt darin, daß die tieftriadischen Gesteine des Kienberges und des Zweierwaldes sowie auch jene der südlichen Rahmenzone des Grünbacher Beckens zur Schneebergserie gehören, während die Hohe Wand, der Mahleiten—Emmerbergzug und dessen SW-Fortsetzung bis zum Fenster S des Zweierwaldes zur Hallstätterdecke zu rechnen sind. Man wird es nicht nur der tiefgreifenden vorgosauischen Erosion zuschreiben dürfen, wenn die Gosau zwischen Höflein und Grünbach auf Werfenern liegt, sondern auch der Verbreitung der vorgosauisch eingeschobenen Schneebergdecke.

¹⁾ Die gipsreichen Werfener Schichten mit ihrer Melaphyreinlagerung im Pfennigbacher Tagbau und der 400 m lange, 40 m mächtige Serpentin in den Werfener Rauhdecken des Preßbühels bei Unterhöflein liegen, wie auch andere in unserem Abschnitt bekanntgewordenen Serpentinvorkommen, im Verbreitungsgebiet der Schneebergdecke und können folglich nicht als Charakteristikum der Hallstätter Serie betrachtet werden, wie etwa in Salzburg.

In der diskordanten Überlagerung der Gosauschichten auf den Gesteinen der Hallstätter- und der Schneebergdecke zeigt sich der vorgosauische Einschub an. Wie E. SPENGLER (1959, S. 385) darstellt, genügt für die Stellen am Schneeberg Nordfuß, an welchen H. P. CORNELIUS (1951) den nachgosauischen Einschub der Schneebergdecke beweisen will, eine geringfügige nachgosauische Wiederbelebung. Auch das Fehlen von Gosauablagerungen am Hengstfenster ist eher ein Hinweis für den vorgosauischen Einschub, als für einen nachgosauischen Einschub (vgl. E. SPENGLER 1939 und 1959, E. KRISTAN 1958, S. 274).

In den Megalodonten-führenden Dachsteinkalken des Burgfelsens der Ruine Starhemberg (K. 519) und der Kote 458 NO davon, liegen Anteile der Ötscherdecke vor. Weil die Gosau in diesem Abschnitt ähnlich wie im Bereich des Miesenbachtals über beide tektonischen Einheiten transgrediert, erscheint auch hier der vorgosauische Einschub als gesichert.

N der Piesting liegen am Steinbruch Wopfing, im Mühlthal südlich Alkersdorf Schollen der Hallstätterdecke in einer Fleckenmergelmulde der tieferen Einheit. Sie stellen Bindeglieder zwischen dem Hohe Wandbereich und der nördlichsten Hallstätter Scholle von Hernstein dar.

3. Relief und Transgression der Oberkreide

Das vorgosauische Relief unserer Gosaumulde war wechselvoll gestaltet. Die obersantone Meeresüberflutung ist nur am NW-Flügel der Grünbach — Neue Weltmulde nachzuweisen. Der östliche Beckenrand, die Fischauer Berge, wurden später von der Gosautransgression erfaßt als der westliche Beckenrand. Das zeigen die Verhältnisse am Radering, an der Burgstalleiten O Muthmannsdorf, am Engelsberg W-Fuß und am Wiener Beckenrand zwischen Netting und Willendorf. Hier liegen im Gegensatz zu den obersantonen Ablagerungen des W-Flügels Ober-Campan — Maastricht-Ablagerungen transgressiv der Trias auf. Projiziert man die Verhältnisse an der Mahleiten-Queraufwölbung in die Muldenmitte der Neuen Welt, so ist auch dort als tiefster Horizont der Gosauablagerungen das Campan, noch nicht aber das Ober-Santon, zu erwarten.

Auch aus den Verhältnissen S von Grünbach ist diese in östlicher Richtung fortschreitende Transgression abzuleiten, denn in der Reitzenberger Mulde SW von Grünbach liegen kohleflözführende Gosauablagerungen über der Trias, während bei Schrattenbach, an der Gaadenweither Mulde und am Wiener Beckenrand bei Würflach Inoceramenschichten transgressiv aufruhren.

Die Frage, weshalb im Grünbacher Bereich die Gosauablagerungen über Werfener Schichten und nicht über Kalken und Dolomiten transgredieren, wie es für den Bereich der Neuen Welt anzunehmen ist, mag in erster Linie der Deckentektonik und nicht etwa der tiefgreifenden vorgosauischen Erosion zuzuschreiben sein.

Die intragosauische Landformung scheint sich in der Verbreitung und im Fazieswechsel der Gosausedimente abzuzeichnen. Wo sich am W-Flügel innerhalb der Kohleserie grobklastische Einschaltungen finden

und die hangenden Inoceramenschichten durch mehrere Orbitoidensandsteinlagen ausgezeichnet sind, hat sich im Bereich der heutigen Hohen Wand vielleicht die Kulmination einer Aufwölbung befunden. Gegen das SW-Ende der Mulde, dem Grünbacher Becken zu, zeigt sich eine starke primäre Reduktion der Schichtglieder. Die Konglomerateinschaltungen in der Kohleserie und die höheren Orbitoidensandsteinzüge fehlen, so daß hier zweifellos andere Sedimentationsbedingungen geherrscht haben als im N.

Der durch Wasserbewegung gut sortierten Dreistättener Einschaltung sind die sonst meist unsortiert erscheinenden Ablagerungen der kohleflözführenden Serie gegenüberzustellen. Damit steht gut in Einklang, daß die bauwürdigen Grünbacher Flöze im Dreistättener Bereich bedeutungslos werden.

Nur dort, wo die Senkung des Muldenbodens in einem bestimmten Verhältnis zur Schnelligkeit des Pflanzenwuchses stand, sie mit diesem Schritt hielt, konnte es bekanntlich zur Flözbildung kommen. Der bei der Muldenabsenkung entstandene Faltungsdruck soll nach W. PETRASCHECK (1930) jene Temperaturerhöhung hervorgerufen haben, die zur Bildung der Steinkohle notwendig war ¹⁾.

Gegen das Hangende werden die Sedimente der kohleflözführenden Serie von Sedimenten des bewegten Wassers abgelöst, die auf eine zunehmende Meeresvertiefung hinweisen: die Inoceramenschichten. Sie zeigen eine Verbindung mit der mediterranen Oberkreideentwicklung an (C. W. KOCKEL, 1922, S. 147).

Zweifellos befinden sich innerhalb der Fugen verschiedener monofazieller Sedimentlagen unserer Gosauserie lokale Sedimentationslücken oder durch Erosion hervorgegangene lokale Schichtlücken. So soll nach BRINKMANN (1935) eine Diskordanz unter dem Orbitoidensandstein liegen. Die speziell in den Liegendpartien unserer Gosau durch steten Fazieswechsel hervorgerufene Unterdrückung der Schichtbildung und die jungen, nachgosauischen Vorgänge erschweren aber den Nachweis solcher Diskordanzen und somit auch die Ableitung eines zwischen dem Campan und dem Maastricht erfolgten orogenen Vorganges. Vielleicht aber können die Steinkohlebröckchen in den Orbitoidensandsteinen des Grünbacher Bereiches oder noch eher die zweifellos dem Basiskonglomerat des Lanzing-Pfenningbacher Bereiches entstammenden Diabasmandelsteine im Maiersdorfer Orbitoidensandstein als Anzeichen hierfür zu werten sein.

Ohne beobachtbare Diskordanz ruhen den Inoceramenschichten bei Zweiersdorf etwa 250 m mächtige Mergel und Sandsteine des Dan-Paleozän, die Zweiersdorfer Schichten, auf. Am Wiener Beckenrand wurden sie nicht angetroffen. Die Schichtlücke zwischen den Inoceramenschichten und den Ober-Eozänmergeln von Willendorf können dort als Folge einer laramischen Phase gedeutet werden (O. KÜHN, 1957, S. 6).

¹⁾ W. E. PETRASCHECK (1956, S. 64) spricht sich ebenso für eine sehr maßgebliche Mitwirkung des gebirgsbildenden Druckes bei der Inkohlung und bei der Verfestigung des Nebengesteines aus.

4. Der tertiäre Zusammenschub

Ausgehend von NO soll nun in Richtung des Uhrzeigersinnes kurz erläutert werden, wie sich die tertiäre Einengung in und um die Grünbach—Neue Welt Gosaumulde ausgewirkt hat. Überblickend mag vorweggenommen sein, daß es am östlichen Rahmen der Neuen Weltmulde bis gegen Unterhöflein zu flachen NW-gerichteten Überschiebungen gekommen ist, während im Bereich der O—W streichenden Grünbachmulde die vorwiegend aus Werfener Schichten bestehende südliche triadische Muldenbasis wohl vielfach eng zusammengestaut, nicht aber auf die Gosaumuldenfüllung überschoben worden ist. Das NO-Streichen der Neuen Weltmulde ist folglich zweifellos auf einen NW-gerichteten nachgosauischen Schub zurückzuführen.

Durch die im entgegengesetzten Sinne erfolgte, bedeutende und für den Bergbau folgenschwere Aufstauung des nördlichen Muldenrandes an der Hohen Wand zeigt sich der N-Flügel der Grünbacher Mulde und auch ein großer Teil der Neuen Weltmulde überkippt. Während die Konglomerat- und Sandstein-reichen tieferen Ablagerungen mit Verwerfungen auf die Druckbeanspruchung reagierten und sich darinnen teilweise die Fortsetzung der Brüche in der Hohen Wandtrias erkennen lassen, kam es in den vorwiegend aus Mergeln bestehenden Hangendablagerungen zu Faltungen.

S der „Mahleiten-Queraufwölbung“ ist der O—W streichende Ast der Neuen Weltgosau an der Zweierwiese tertiär stark eingengt worden. Gegen N ist die Mahleitentrias der Gosau des Marchgrabens aufgeschuppt. So überlagern im Einschnitt S des Teufelmühlsteines bunte zerrüttete Dolomite die campanen Sandsteine und finden sich auf den SW-fallenden Kalken der südlichen Mahleiten normal aufruhende Gosaugrunderkonglomerate.

Die Dolomite und Kalke der Fischauer Berge fallen im allgemeinen sanft gegen SO ein und wurden im Zuge der jungtertiären Einengung auf die formbaren Gosausedimente der Neuen Welt aufgeschuppt. Ihre postgosauisch geprägte SSW-streichende Struktur setzt sich S Willendorf innerhalb der Wettersteinkalke der Schneebergdecke in einem etwa 9 km langen und nur wenige 100 m breiten Aufbruch tieferer triadischer Gesteine bis zur weiträumigen Aufpressung im Bereich des Gahnplateaus fort (B. PLÖCHINGER, 1959, S. 244). Nicht nur strukturell, sondern auch deckentektonisch finden die Fischauer Berge aber im WSW-streichenden Fenster N Willendorf ihre Fortsetzung. Es zielt zum Hallstätter Fenster des Hochberges, das N Ödenhof zusammen mit dem „Ödenhoffenster“ der Ötscherdecke die auflagernde Schneebergdecke durchbricht (vgl. E. KRISTAN 1953, G. HERTWECK 1958).

Als Folge der Aufschuppung der Fischauer Berge auf die Gosaumulde sieht man nördlich des Gasthofes „Teichmühle“ die Inoceramenmergel unter die Wettersteinkalke des Emmerberges einfallen (Abb. 16 a).

Etwa 150 m O dieses beobachtbaren Überschiebungskontaktes liegen im tiefen Einschnitt zwischen Emmerberg und Kalterberg die Triaskalke noch immer über den Inoceramenmergeln. Das geht aus einer hier seinerzeit durchgeführten Tiefbohrung hervor. Die Bohrkerne zeigen an, daß von 2·8 bis 80·2 m bunt durchaderte, helle Triaskalke, von 80·2 bis 130·5 m

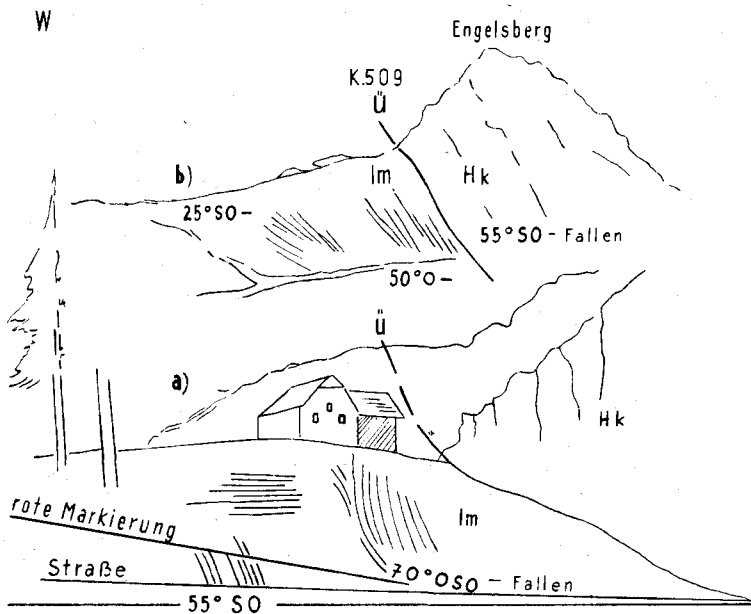


Abb. 16:

- a) Aufschluß NNE vom Gasthof Teichmühle
 b) Aufschluß am W-Fuß des Engelsberges
 Im = Inoceramenmergel, Hk = Hallstätterkalk.

hellgraue bis gelblichgraue Inoceramenmergel und von 130.5 bis 202 m wieder bunt durchklüftete, brecciöse Triaskalke durchörtert wurden¹⁾).

Man könnte annehmen, daß die unter den Gosauablagerungen erbohrte Trias eine Schuppe darstellt, weil weder die Kohlezone, noch die Rudistenskalke usw. angefahren wurden. Nach unserer Erfahrung im Bereich der Fischauer Berge, wo Inoceramenschichten transgressiv dem triadischen Untergrund aufliegen, sind aber gewiß schon primär im Abschnitt zwischen Muthmannsdorf und Willendorf keine derartigen Basisbildungen und auch keine nennenswerte Kohleserie mehr zu erwarten.

Neben der durch die Bohrung erkundeten nachgosauischen Aufschuppung der triadischen Gesteine des östlichen Rahmens der Neuen Welt Gosaumulde ist die ebenso NW-vergente Verschuppung innerhalb derselben erwähnenswert, wie sie am Engelsberg W-Fuß zu beobachten ist. Die Aufschlußskizze der Abb. 16 b zeigt, wie sich die Inoceramenmergel, die S der Zechleiten, NW Engelsberg, dem grauen Mitteltriaskalk transgressiv aufrufen, durch eine an die 100 m weite WNW-gerichtete Aufschuppung der Engelsberger Kalkmasse erhalten konnten.

Jünger als diese Aufschuppungen sind NW-gerichtete Blattverschiebungen. Die Scholle der Kote 579 wurde längs so einer Störung gegenüber dem Größenberg um etwa 100 m weiter gegen NW bewegt.

¹⁾ Die Einsichtnahme in das Bohrprofil und die Ermöglichung zur Entnahme von Proben für die mikropaläontologische Untersuchung verdanke ich Herrn SCHNEEWEISS in Stollhof.

Die NW-vergente Überschiebung der östlichen triadischen Rahmenzone auf die Gosau ist auch am Kienberg und am Zweierwald sehr ausgeprägt. Die Schollen, welche der Schneebergdecke zuzuteilen sind, mögen infolge einer Wiederbelebung alter Bewegungsbahnen etwa 200 m gegen NW auf die Ablagerungen der Gosaumulde geschoben worden sein. Der daran gebundenen tiefen Einmuldung ist es zuzuschreiben, wenn sich im Bereich von Zweiersdorf über den Gosauablagerungen noch die Ablagerungen des Dan-Paleozän erhalten haben. Sie zeigen gegen SO, zur Überschiebung des Zweierwaldes hin, eine deutliche Faltung. Sicherlich kennzeichnen sie den größten Tiefgang der von Grünbach gegen O axial sanft O-fallenden Mulde. Eine Trennung der NO-streichenden Neuen Welt Gosaumulde von der O—W streichenden Grünbacher Gosaumulde ist nur in orographischer, nicht aber in geologischer Hinsicht vertretbar¹⁾.

Der Aufschluß, der am schönsten Einblick in die nachgosauische Tektonik am Wiener Beckenrand gibt, liegt bei Willendorf, am S-Fuß des Zweierwaldes, im Erosionseinschnitt SO der Kote 562. Er ist vom Gießweg und vom Römerweg aus zu erreichen. Man quert dabei eine schmale, steil SO-fallende Hallstätterkalkschuppe mit auflagernden Gosausandsteinen und -mergeln und gelangt zur Aufschuppungsfläche dieses Schichtpaketes auf Gosausandsteine, die transgressiv einer tektonisch liegenden Triaskalkschuppe aufrufen.

Der dort ersichtliche tiefe Einschnitt entspricht einer quer zum Streichen verlaufenden NNW-Störung, längs welcher der S-Flügel der Störung gegen NNW bewegt worden ist. Eine Harnischfläche gibt Aufschluß über den relativen Bewegungssinn.

W der SO-Störung bei Oberhöflein, an der die NO-streichende Gosaumulde in die O—W-Richtung umbiegt, nehmen die Werfener Schichten des Sattels und des südlichen Eichberges eine der Zweierwaldmasse äquivalente Stellung ein. Auch sie sind zur Schneebergdecke zu zählen. Im Gegensatz zum Zweierwald haben aber die Werfener des Sattels zu keiner Überschiebung auf die Gosau geführt; durch eine zum Teil aus bunten Werfener Komponenten bestehende sedimentäre Feinbreccie im Liegenden der Basiskonglomerate wird der transgressive Verband mit den liegenden Werfener Schichten deutlich.

Beim tertiären Zusammenschub kam es, wie uns das Profil von O. AMPFERER, 1918, S. 4, durch den Unterhöfleiner Erbstollen zeigt, zu einer Druckentlastung im entgegengesetzten Sinn: Etwa 100 m unter Tag zeigen sich Gosaugesteine an einer fast schwebenden, sanft N-fallenden Bewegungsbahn gegen S an die 200 m weit über die Werfener Schichten geschoben. Eine nachgosauisch eingeschuppte Triaskalkscholle ist S von Neusiedl zu beobachten.

W von Neusiedl, zwischen den Höhen des Sattels und von Brand verläuft eine Störung, längs welcher der W-Flügel um 100—200 m gegen S versetzt erscheint. In das Rosental hinein verläuft ein untergeordneter Verwurf. Er äußert sich im abweichenden Schichtfallen der Gosaukonglomerate zu beiden Seiten des Tales.

¹⁾ O. AMPFERER glaubte nach einem in unserer Lagerstättenkartei aufliegenden Gutachten noch an eine solche Trennung, weil er die kohlehäckselreichen Danienmergel für eine Emporwölbung der kohleflözführenden Serie ansah.

Die Orbitoidensandsteine des Sattels streichen, wie kleine Aufschlüsse erkennen lassen, über die Talung des Spitzgrabens und werden am NO-Fuß der Brander Höhe (K. 588) durch einen Verwurf von sandigen Mergeln aus dem Hangenden der Flözzone ¹⁾ abgesetzt. Es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um den südlichen Ausstrich, oder besser, das südliche Äquivalent des für den Grünbacher Kohlebergbau so folgeschweren „Lupatsprunges“ (Abb. 17).

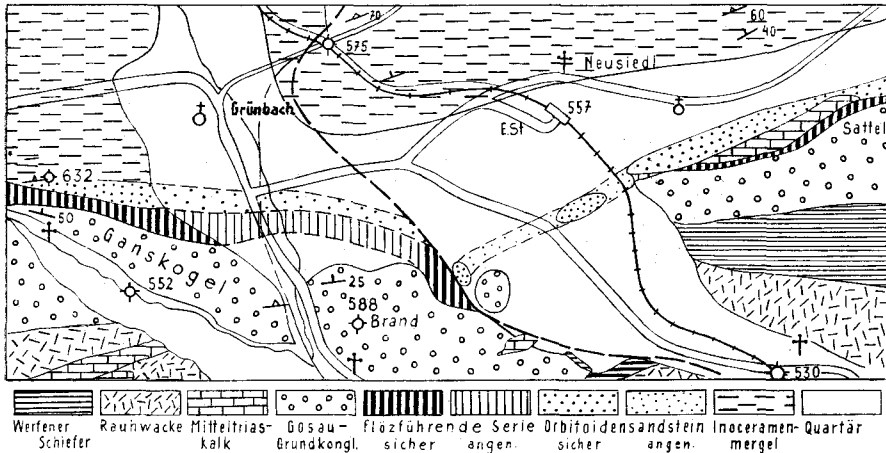


Abb. 17: Der Störungsdurchgang (stichlierte Linie) bei Grünbach.

Entgegen dem Verwurfssinn an der Störung knapp O der Brander Höhe, SO von Grünbach, versetzt der Verwurf von Lupat, N Grünbach, den westlichen Störungsfügel um etwa 50 m gegen N. Daß nicht ein einseitiger Schub zur Herausbildung der Querverwürfe, so auch des Lupatsprunges, führte, dafür geben uns die radial angeordneten Querverwürfe an den Muldenöffnungen in besonderer Weise Aufschluß. Dort drückt sich die nachgosauische Raumverengung am schönsten aus.

Vor allem das SW-Ende der Gosaumulde war davon betroffen, denn dort wurde, wie schon erwähnt, durch die unterlagernden Werfener Schiefer der Verformung weniger Widerstand entgegengesetzt als an der nördlichen Begrenzung der Neuen Welt Gosaumulde zwischen Dreistätten und Muthmannsdorf, wo Triasdolomite und -kalke einen starreren Untergrund bilden.

Genau der Grünbacher Muldenachse folgt der nur im Bergbau erschlossene O—W gerichtete „Agnessprung“. Im Gelände zeichnet er sich nur im Bereich von Klaus ab. Er streicht hier nächst der Straße N des Richardschachtes durch den westlichen Muldenschluß und trennt auf diese Weise den S-Flügel vom N-Flügel der Mulde. Interessanterweise ver-

¹⁾ Die den Mergeln entnommene Probe 215 enthielt nach R. OBERHAUSER *Bolivina incassata* REUSS und *Gavelinella* sp. Das spricht für Ober-Campan bis Maastricht, also für tiefe Inoceramenmergel oder hohe Mergel der flözführenden Serie. Die Lagerung zwischen Orbitoidensandsteinen und Grundkonglomerat bestätigt die Zugehörigkeit zur flözführenden Serie.

läuft der Agnessprung genau dort, wo unter der Gosaubedeckung die Überschiebungslinie der Schneebergdecke anzunehmen ist.

Im Profil längs der Bahnlinie, zwischen der Straßenabzweigung von der Puchberger Straße zum Richardschacht und dem Gasthof Perger bei der E.St. Grünbach-Klaus, zeigen sich die Inoceramenschichten überkippt mit mittelsteilem W-Fallen, während die Basiskonglomerate normal zur Mulde einfallen (Abb. 18).

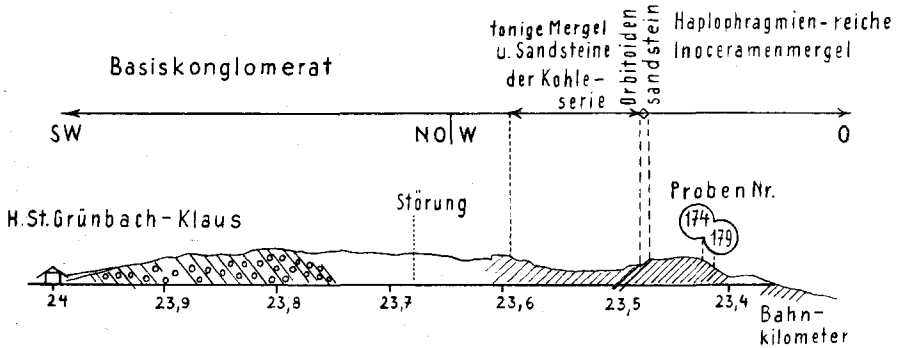


Abb. 18.

Eine Querstörung, die ihren O-Flügel um über 100 m gegen N verwirft, liegt NW von Zweiersdorf vor. Wir wollen sie „Leitergrabenstörung“ nennen, obwohl sie keineswegs parallel zum Leitergraben verläuft (siehe Taf. 27). Während die Gosauablagerungen zwischen Grünbach und der Leitergrabenstörung steil in nördlicher Richtung einfallen, zeigt sich am O-Flügel der Störung ein sanftes NW-Fallen der am Leitergraben aufgeschlossenen Actaeonellen-führenden Konglomerate der Flöz-zonenbasis. Das bestätigt auch der Aufschluß im Leitergrabenstollen, wo die Hangendactaeonellenbank der Flözzone erst bei m 700 angefahren werden konnte. Daraus läßt sich ableiten, daß das Hohe Wandknie an der Umbiegungsstelle der Mulde den Gosauablagerungen weiter und flacher aufgeschuppt worden ist als anderswo am Wandabbruch.

Die Verhältnisse an der Querstörung von Maiersdorf zeigt Abb. 19. Vorbildlich ist die Schleppung zu beiden Seiten des Verwurfes zu sehen. Der Verwerfungssinn ist hier umgekehrt als an der Leitergrabenstörung: Der N-Flügel wird um über 250 m gegen SO verworfen.

Der Abschnitt zwischen der Leitergrabenstörung und der Maiersdorfer Störung erscheint gegenüber den beiderseits anschließenden Teilen etwas gegen NW verstellt.

Wie die Maiersdorfer Störung, so versetzt auch die Stollhofer Störung mit deutlicher Schleppung den NO-Flügel um etwa 100 m gegen SO. Auch die durch die Felberwiesen streichende NW-Störung (Felberinger Störung) zeigt einen kleinen, gleichsinnigen Verwurf.

An den Störungen im Bereich des Schneckengartls vollzieht sich die Umkehr von der überkippten Schichtstellung in eine normal muldenwärts fallende Schichtstellung. Die S davon mittelsteil unter die Triasgesteine der Hohen Wand fallenden Ablagerungen der Gosaubasis und der flözführenden Zone fallen N des Schneckengartls (N des Wand-

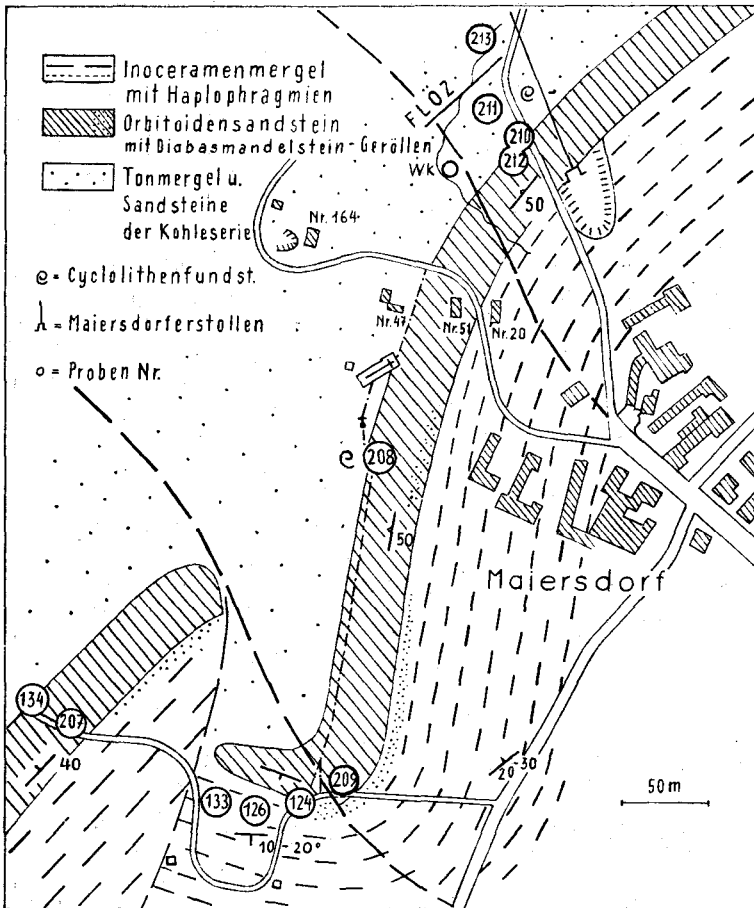


Abb. 19: Die Querstörung von Maiersdorf.

stollens) steil gegen SO. So zeigen die Brachiopodenkalke am Steig zur Herrgottschnitzerhütte bereits 60° SO-Fallen und die Dreistättener Konglomerate N der über die Kote 608 zum Herrgottschnitzerhaus führenden gelben Markierung ebenso ein steiles SO-Fallen.

Die S des Schneckengartls WNW-verlaufende Querstörung, an welcher sich die Überkipfung der tieferen Gosauablagerungen vollzieht und die Störung an der gelben Markierung dürften sich im Bereich der Dundlerin zur Linzgrabenstörung vereinigen. Am S-Flügel dieser längs des Linzgrabens verlaufenden WNW-Störung ist auch die Überkipfung der Inoceramenschichten gegenüber den nördlich davon normal beckenwärts einfallenden Ablagerungen ersichtlich. Auch W. PETRASCHECK hat auf die Bedeutung der Linzgrabenstörung hingewiesen.

Die mächtigen Konglomerate von Dreistätten fallen bis zur Überkipfung an der Linzgrabenstörung normal zur Muldenmitte ein. Sie liegen stratigraphisch den kohleflözführenden Ablagerungen der Flözonen 1

und 2 auf und führen zahlreiche Gerölle daraus. Wir können deshalb die Dreistättener Konglomerate nicht mit W. PETRASCHECK (1941, S. 13) für ein Äquivalent der Basiskonglomerate an der Hohen Wand halten und sehen somit auch nicht die Felberinger Flöze in der hangenden kohleflözführenden Serie für eine tektonische Wiederholung der Wandflöze an. Altersmäßig dürften die Dreistättener Konglomerate den obercampanen Ablagerungen an der Basis des Mulden O-Flügels entsprechen.

Die Verwürfe des in der Morphologie zum Ausdruck kommenden Hohe Wand-Störungsnetzes sind an den Höhlen meist gut beobachtbar¹⁾. So liegt die wegen ihres Bergmilchbelages unglücklicherweise als „Gipsloch“ bezeichnete Höhle an einem mittelsteil S 80° O-fallenden, SSW-streichenden Verwurf. Das Gaisloch, 200 m NNW vom Gipsloch gelegen, ist an eine steil SSO-fallende Störung gebunden, während sich am Windloch ein steil gegen N 5° O-fallender Verwurf findet. Die Bildung der Einhornhöhle aber steht zweifellos in Verbindung mit der tertiären Aufschuppung des westlichen triadischen Muldenrahmens auf die Gosauablagerungen der Neuen Weltmulde (vgl. F. WALDNER 1935).

Ähnliche Beobachtungen kann man an Höhlen des östlichen Triasrahmens machen. So steht die an eine NNW-Störung geknüpfte Emmerberghöhle mit der W-vergenten Aufschuppung der Fischauer Berge in Beziehung und zeigen die Eisensteinhöhle W Brunn und die Luftschutzhöhle von Bad Fischau einen genetischen Zusammenhang mit dem Abbruch zum Wiener Becken. Sie lassen Beobachtungen im Hinblick auf die Fischauer Thermalwasserbringung zu.

VI. Erläuterungen zu den Profilen

Profil I ist quer zum Streichen der 50—55° in südöstlicher Richtung einfallenden Gosauablagerungen gelegt. Nur im Kühweggraben und im Graben NO davon tritt im Liegenden eines braunen Nerineen-führenden Gosaukalkes ein grünes, kieselig-toniges Gestein auf, das man für Gault halten möchte. Dann quert das Profil folgende Gosauablagerungen: Quarz- und Hornstein-führende Konglomerate, harte Sandsteine, graue Schiefer-tone und grünlichgraue, mürbe Sandsteine mit einzelnen Geröllen. Die linsenförmigen, geröllreichen Einschaltungen innerhalb der sandigen Tonschiefer treten als kompakteres Gestein am Steinkampl (K. 417) und am Kranzlkogel (K. 418) morphologisch gut in Erscheinung. Dazwischen befindet sich in den sandigen Mergeln die bekannte Korallenfundstelle des Scharrergrabens. Es sind Schichtglieder, die zweifellos campanes Alter haben und N der Piesting die kohleflözführende Gosauserie vertreten. Die hangenden graubraunen Sandsteine und exotikareichen Konglomerate dürften hingegen bereits in das Niveau der Maastricht-Inoceramenschichten gehören.

¹⁾ Anlässlich der Tagung der österreichischen Höhlenforscher im September 1960 wurden unter Führung von Herrn Dr. H. TRIMMEL und Herrn O. HÖLLERER einige Höhlen der Hohen Wand, der Fischauer Berge und der Mahleiten begangen. H. TRIMMEL (1955) unterscheidet an der Hohen Wand Höhlen mit Kluffugencharakter, Schachthöhlen und Halbhöhlen.

Profil 2 gibt einen O—W Schnitt unmittelbar S des Piestingtales. Den nördlichen Muldenrahmen bilden hier die Dachsteinkalkfelsen im Bereich der Ruine Starhemberg. Ihre Verschuppung ist nachgosauisch, weil die aufgeklebten Gosaubasisbildungen mitverworfen erscheinen. Den oberantonen Hippuriten-Brachiopodenkalken im Hangenden der Megalodonten-führenden, steil SO-fallenden Dachsteinkalke des Starhemberg-Burgfelsens ist die im NO vorgelagerte Dachsteinkalkpartie aufgeschuppt worden. Regional gesehen aber liegen die Gosauablagerungen sowohl über dem Hallstätter Deckenanteil der Hohen Wand als auch über den genannten Dachsteinkalkschuppen der Ötscherdecke.

Die überlagernde, kohleflözführende Tonmergel-Sandsteinzone des höheren Campan, etwa 600 m mächtig, geht ohne Orbitoidensandstein-Zwischenlage in die hangenden Inoceramenmergel über. Erst nach einem 200 m mächtigen Mergelpaket folgt eine Sandsteinlage, die den fossilarmen Sandsteinen des Linzgrabens sehr ähnlich ist. Inoceramenmergel bilden den Muldenkern. Dem O-Flügel gehören im Bereich Wöllersdorf—Marchgraben eine Sandsteinlage der Inoceramenschichten und — an ihrer Basis — graue, glimmerreiche Sandsteine der campanen kohleflözführenden Serie zu.

Am Hasenrücken überdecken weithin sanft O-fallende pannone (?) Grobschotter und Sande.

Profil 3 führt in W—O Richtung vom Dreistättener Wandbereich zur Queraufwölbung der Mahleientrias. Es zeigt die Beziehung des Dreistättener Konglomerates zum Transgressionskonglomerat an der Mahleiten. Während die Dreistättener Konglomerate einerseits den Sandsteinen und Tonmergeln der kohleflözführenden Serie eingeschaltet sind, transgredieren andererseits äquivalente Konglomerate über die mitteltriadischen Gesteine des Auriegels. Die Mahleientrias wurde eben später vom Gosaumeer überschritten als die Hohe Wandtrias. Die Mahleiten-Queraufwölbung mag für die abweichende Schichtfolge innerhalb der Inoceramenschichten N und S derselben verantwortlich sein.

Profil 4. Entgegen der Situation in Profil 3 ist hier der NW-Flügel der Mulde bereits überkippt. Im Liegenden wie im Hangenden der normal in die Kohleserie eingeschalteten Dreistättener Konglomerate finden sich zwei Kohleflözonen. Je höher die Kohleflöze im Schichtprofil liegen, desto geringer dürfte ihre Bedeutung sein.

Die beiden westlichen Orbitoidensandsteinzüge der invers unter die flözführende Campanserie einfallenden Inoceramenschichten sind überkippt und gehören zweifellos dem Mulden-NW-Flügel zu. Der östlich benachbarte, ebenso in den Inoceramenmergeln eingebettete Orbitoidensandsteinzug mag bereits dem SO-Flügel zuzuzählen sein. Sicher aber ist das bereits beim Cycloliten-reichen obercampanen Orbitoidensandstein von Muthmannsdorf. Er ist mit den obercampanen Sandsteinen des Radbauer Riegels verbunden.

Die N Muthmannsdorf, O der Kote 414, an der Markierung zur Burgstalleiten aufgeschlossenen Inoceramenmergel sind nahe der Aufschuppungslinie des östlichen triadischen Muldenrahmens intensiv gefaltet. Innerhalb der Triasfolge zeigt sich am Brunnertal eine Störung an, die offenbar aus dem gleichen NW-vergerten Schub hervorgegangen ist (vgl. mit Profil 5 und 6).

Das Einfallen der Schichten verflacht gegen den Wiener Beckenrand, ist dort aber immer noch um rund 10° steiler als das der tortonen Ablagerungen. Die Winkeldiskordanz resultiert aus einer größeren Anzahl von Messungen im Bereich der Fischauer Berge.

Die zur Ergänzung des Profiles bis Brunn a. Sch. nötigen Daten sind der Arbeit von H. KÜPPER (1954, Taf. XIV, Fig. e) zu entnehmen.

Profil 5 bringt neben dem kurzen W-vergenten Querschub der Triasgesteine auf die Gosaumulde die Transgression von Inoceramenmergeln auf die triadischen Gesteine des O-Rahmens zum Ausdruck. Die Hallstätterkalke des Engelsberges sind diesen über der Größenbergtrias liegenden Gosauablagerungen in ähnlicher Weise aufgeschuppt, wie der gesamte östliche Triasrahmen auf die Neue Welt Gosaumulde.

Konglomerate in 460 m SH markieren am Engelsberg O-Fuß eine pannone Brandungsterrasse.

Profil 6. Hier zeigen sich die stirnförmig gegen O herabgebogenen Hallstätterkalke der Hohen Wand dem überkippten W-Flügel der Gosaumulde aufgeschuppt. Die Wandgesteine sind mit der Zusammenstauung der nachgiebigen Gosauschichten derart staffelförmig versetzt worden, daß sich das jeweils höhere Blatt gegenüber dem unterlagernden weiter nach O bewegt hat. In den Gosauablagerungen vermindert sich entsprechend des Auskeilens der Dreistättener Konglomerate die Mächtigkeit der Kohleserie und es werden auch die Abstände von Flöz zu Flöz kleiner.

SO der Ruine Emmerberg wird im Profil das Ergebnis einer Bohrung aufgezeigt, die unter dem Wettersteinkalk Inoceramenmergel angefahren hat und dadurch einen Hinweis auf das Ausmaß der W-vergenten Aufschuppung gibt.

Profil 7 bringt die Erfahrungen vom Leitergrabenstollen nächst Zweiersdorf zum Ausdruck, wo die Gosaugesteine eine sehr flache Lagerung aufweisen und sich eine sanft NW-fallende Aufschuppung der Wandkalke zeigt. Die Dan-Paleozänmergel (Zweiersdorfer Schichten) sind auf Grund der Verhältnisse in Profil 8 auch im Muldenkern dieses Profiles anzunehmen.

Den östlichen Muldenrahmen bilden am Kienberg bereits Gesteine der Schneebergdecke: Werfener Schichten und weiße mitteltriadische Riffkalke. Den Werfener Schichten ruhen am Wiener Beckenrand Orbitoidensandsteine und Inoceramenmergel transgressiv auf.

Profil 8 befindet sich an der Umbiegungsstelle der Gosaumulde. Die Zweierwaldtrias (Schneebergdecke) ist hier am weitesten gegen NW, die Wandtrias (Hallstätterdecke) weit gegen SO der Muldenfüllung aufgeschuppt. Der weitgehenden Einengung der Gosaumulde ist es wohl zuzuschreiben, wenn sich im Kern dieses Muldenteiles die Zweiersdorfer Schichten (Dan—Paleozän) finden. Das inverse Einfallen dieser Ablagerungen gegen den Mulden N-Rahmen, aber auch ihr Faltenwurf im südlichen Abschnitt sind sehr schön an einem Hohlweg O WH „Zum Hirschen“ in Zweiersdorf aufgeschlossen (siehe Abb. 7).

Ähnlich wie die Zweiersdorferschichten der Muldenfüllung, so sind auch die zur Schneebergdecke gehörenden Werfener Schichten des östlichen Zweierwaldes stark zusammengestaut worden. In den tiefsten Partien finden sich am Überschiebungskontakt mit den unterlagernden,

außerordentlich zerrütteten Hallstätterkalken des Höfleiner Fensters, O Unterhöflein, graugrüne Werfener Schiefer mit vererzten Quarzlinsen und oolithische Quarzite.

Gegen SO transgredieren über die Gesteine des Hallstätter Fensters obercampane Orbitoidensandsteine und Inoceramenmergel. Das Profil läßt die NW-vergente nachgosauische Verschuppung des Triasrahmens am Wiener Beckenrand erkennen. Im Hangenden der Inoceramenschichten finden sich bei Willendorf die sandigen Ober-Eozänmergel.

Durch einen NW-Bruch von den übrigen Werfener Schichten des Zweierwaldes abgesetzt, liegen nächst Unterhöflein die gelben Werfener Rauhacken mit der mächtigen Serpentineinschaltung des Preßbühels. An ihrem südöstlichen Ausstrich werden auch sie von den bunten Kalken des Hallstätter Fensters unterlagert.

Profil 9. Wegen des NO-Streichens der Hohen Wandtrias transgredieren die Gosauablagerungen der nunmehr O—W streichenden Grünbacher Gosaumulde diskordant über die gegen W zunehmend tieferen triadischen Schichtglieder, in unserem Profil über Hauptdolomit. Die südliche Muldenbasis zeigt sich nicht mehr den Gosauablagerungen aufgeschuppt, wie an der NO-streichenden Neuen Welt Gosaumulde. Die Auswertung der Stollenprofile des Unterhöfleiner Erbstollens und des Grünbacher Reviere ergibt eine isoklinal N-fallende Muldenfüllung, eine gegen S überkippte Mulde.

Profil 10 ist schematisch nach einem Profil der Sirius-Grünbach A. G. (Markscheiderei Ing. NARDELLI, 1954) gezeichnet und nach den Ergebnissen der Obertagsaufnahme ergänzt.

Besonderer Erwähnung bedarf das Hippuritenriff, das sich mit seinen basalen Korallenmergeln zwischen den Gosaubasiskonglomeraten und den Gesteinen der kohleflözführenden Serie einschaltet. Von Bedeutung für den Bauplan der gesamten Grünbacher Mulde ist das sanfte axiale O-Fallen. Zumindest für den Abschnitt durch den die Profile 8 und 9 gelegt sind, wird man einen noch größeren Tiefgang der Mulde annehmen dürfen als im Grünbacher Bergbau, wo er schon auf 1.4 km nachgewiesen ist.

Das Profil veranschaulicht die schwebende Störung, an welcher am N-Flügel der Mulde das nahe der Erdoberfläche gelegene tektonisch Hangende um etwa 200 m gegen S verschoben erscheint. Es zeigt auch die Verstellung des S-Flügels durch die Längsverwürfe des Berta- und Agnes-sprungs. Sie folgen der Überschiebungslinie der Schneebergdecke am triadischen Muldenboden, der Grenze zwischen harten Karbonatgesteinen und weichen gipsführenden Werfener Schiefen.

VII. Daten zur Erforschungsgeschichte der Gosauablagerungen der Grünbach — Neue Weltmulde

- 1804 berichtet das Patriotische Tagesblatt, Brünn, über Fossilien (Turbiniten) aus den kohleführenden Ablagerungen des Grünbacher Beckens. An einen Zusammenhang mit dem Becken von Gosau wird noch nicht gedacht.
- 1807 wird durch STÜTZ wiederum auf das Vorkommen von Turbiniten und kleinen Conchylien in den flözführenden Mergeln der Neuen Welt aufmerksam gemacht.

- 1824 glaubt BOUE in den Belemniten der Grünbacher Ablagerungen einen Hinweis auf ihr jurassisches Alter zu finden, obwohl das Auftreten von Hamiten schon bekannt war. Bereits zwei Jahre später hält BOUE aber schon ein kretazisches Alter für wahrscheinlicher.
- 1828 gibt KEFERSTEIN eine stratigraphische Folge vom Bereich Dreistätten bekannt. Er sieht, daß die kohleflözführenden Mergel unter dem Kalk der Hohen Wand einfallen und nimmt an, daß die Ablagerungen das Liegende der Wandkalke bilden. KEFERSTEIN stellt von hier die neue Art *Nerinea buchi* auf.
- 1829 werden durch MÜNSTER Fossilien aus dem Bereich der Hohen Wand beschrieben, u. a. *Tornatella Lamarcki*, *Cerithium Buchii*, *Cerithium Hoerninghausi*, *Cerithium Münsteri*, *Cerithium decusatum*, *Corbula Partschii*, *Cancellaria*, *Nerita Goldfussi*.
- 1829—1832 gibt BOUE eine ausführliche Darstellung über das Gosauvorkommen an der Hohen Wand. BOUE fällt erstmalig die Nachbarschaft der flözführenden Gesteine mit den Basisbildungen auf.
- 1831 betrachten SEDWICK und MURCHISON die Ablagerungen an der Wand als tertiäre Bildungen mit harten Nummulitenkalkeinschaltungen.
- 1847 führt HAUER den Fund einer *Caprina Partschii* bei Adrigang N Grünbach an, die dort zusammen mit Hippuriten vorkommt.
- 1851 zeigt sich durch die Darlegungen von J. CZJZEK ein bedeutender Fortschritt. Man spricht erstmals eindeutig von muldenfüllenden Kreideablagerungen. Die frühere Auffassung, daß sich diese Beckenablagerungen unter der Wand mit jenen des Miesenbachtals verbinden lassen, wird abgelehnt. CZJZEK erkennt, daß die Kohleflöze nur in den höheren Horizonten — überkippt — unter die Wand einfallen, sie aber in der Tiefe umbiegen. Vom Marchgraben wird der Toneisenstein bekannt.
- 1852 macht ZEKEL vom neuen Gastropodengeschlecht *Omphalia* Mitteilung und gibt an, daß die Form *Omphalia ventricosa* zahlreich in den Kohleschiefern der Neuen Welt vorkommt.
- 1853 weist ETTIGHAUSEN auf die Ähnlichkeit der Flora der Hohen Wand mit der Flora von Aigen hin und führt die Arten *Gemnitzia cretacea* und *Flabellaria longirhachis* an.
- 1858 führt HAUER den von CZJZEK in Grünbach gefundenen *Hamites cylindraceus* DEFR. an.
- 1864 finden wir in LIPOLDS Bericht Angaben über die Klauser-, Pfennigwieser-, Lanzinger- und Reitzenberger Kohleflöze.
- 1865 revidiert STOLICZKA die Gosaugastropoden und vermindert die Artenzahl von 200 auf 124. Vom Bereich der Neuen Welt und des Scharrregrabens bei Piesting werden mehrere Arten behandelt.
Im gleichen Jahr bearbeitet ZITTEL die Bivalven (vor allem Inoceramen) der Gosauablagerungen und nennt mehrere Formen aus unserer Gosaumulde. Seine Profile, u. a. das Profil durch die Grünbacher Gosaumulde, bringen schon zahlreiche Details.
- 1867 gibt NUCHTEN Daten über die Wirtschaftlichkeit der Grünbacher Flöze. HAUER bestätigt in seinem Profil durch die Grünbacher Mulde die Richtigkeit der Auffassungen von CZJZEK und ZITTEL und bringt einige neue Details.
SCHLOENBACH beschreibt die neue Belemnitenform *Belemnitella Hoeseri* aus Grünbach und nennt auch die dort auftretende Foraminifere *Haplophragmium grande* REUSS.
- 1869 beschäftigt sich TSCHERMAK mit der Untersuchung der schon durch PARTSCH bekannt gewordenen Melaphyrgerölle vom Grünbacher Bereich. TSCHERMAK vergleicht das Gestein mit den Melaphyren der Kleinen Karpathen.
- 1870 finden sich in einer Zusammenstellung der Mineralkohlen Österreichs auch Angaben über die Flöze von Grünbach-Klaus.
- 1871 behandelt BUNZEL die von SUSS von der Neuen Welt gefundenen Reptilienreste und unterscheidet 3 Gruppen Krokodilier, 2 Arten Lacertilier, 3 Dinosaurier und 4 Chelonier.
Dionys STUR faßt in seiner Geologie der Steiermark die stratigraphischen Erkenntnisse CZJZEKS und ZITTELS in der Grünbach—Neue Weltmulde zusammen.
K. M. PAUL behandelt den nördlichen Teil der „Kohlemulde der Neuen Welt“.
- 1871—1873 führt A. REDTENBACHER 8 Ammonitenfunde aus den Inoceramenschichten der Neuen Welt an. Neu sind die Formen *Ammonites Brandti*, *Ammonites epiplectus* und ? *Scaphites Sturi*.

- 1877 bringen ZUGMAYER und STUR die Beschreibung einer „Exkursion nach dem Piestingthale und der Neuen Welt“, wobei vor allem der Scharrergraben mit seiner reichen Fossilführung behandelt wird.
- 1882 gibt uns BITTNER in seiner umfangreichen Hernstein-Arbeit einige wertvolle, durch Fossilangaben unterbaute Profile durch unsere Gosaumulde, so das Profil vom Dreistättener Wandweg, von der Gosau N der Piesting und von Grünbach. BITTNER behandelt in seinem Werk auch die im weiteren Umkreis liegenden Gosauvorkommen und legt eine geologische Karte 1 : 100.000 vor.
- 1887 beschäftigt sich PHILLIPSON mit den Foraminiferen unserer Muldenzone.
- 1902—1903 legt FELIX seine Monographie über die Korallen der Oberkreideformation vor und nennt zahlreiche Formen von der Fundstelle Scharrergraben bei Piesting und einzelne Formen aus der Neuen Welt.
- W. PETRASCHECK gibt wirtschaftliche Daten über die Grünbacher Kohleflöze.
- 1906 werden durch W. PETRASCHECK die Inoceramen einer Untersuchung unterzogen und einige Formen von Muthmannsdorf und von Grünbach angeführt.
- F. KRASSER legt seine Notiz über die Grünbacher Kreideflora vor und führt aus der kohleflözführenden Serie Grünbachs Reste echter Farnkräuter, von den Gymnospermen *Geinitzia*, *Salix* und *Sapindophyllum*, von den Monocotyledonen die Abdrücke von Blättern der Fächerpalme (*Flabellaria*) und 3 Pandanusarten an.
- 1908 stellt FELIX das Hippuritenriff von Grünbach (mit *Hippurites gosaviensis* Douv.) in das Ob. Turon (Angoumien).
- 1909 und 1911 sieht L. KOBER die Gosauablagerungen der Neuen Welt und des Miesenbachtals im Verbreitungsgebiet der Hallstätterdecke.
- 1910 untersucht F. STRASSER das Exotika-führende Konglomerat von Pfennigbach bei Grünbach und gliedert die Melaphyrmandelsteine nach ihrer Struktur.
- 1918 gibt O. AMPFERER den Fundpunkt exotischer Gosaugerölle SO von Dreistätten bekannt, bringt ein Profil vom Höfleiner Erbstollen und legt seine großtektonischen Anschauungen dar.
- 1924 finden sich in W. PETRASCHECKS Kohlengeologie ausführliche Angaben über das Steinkohlevorkommen der Gosaumulde Grünbach—Neue Welt.
- 1925 nennt O. KÜHN die Echinodermenform *Goniopygus Lamberti* von Adrgan im Piestingbecken.
- 1926—1929 gibt W. PETRASCHECK das schon CZJZEK und BITTNER bekannte Profil durch die Grünbacher Kohleserie wieder und zeigt in Stangenprofilen die Flözfolge im Richard- und Segen Gottesschacht auf. Auch Daten über die Kohlequalität werden gegeben.
- 1931 erkennt WINKLER-HERMADEN an den Verhältnissen im Miesenbachtal, daß die Gosau über die Ötscher- und die Hallstätterdecke transgrediert und deshalb erst nach Einschub der beiden Decken zur Ablagerung kam.
- 1935 bespricht R. BRINKMANN die Ammoniten der Gosau und des Flysches und nennt u. a. aus Grünbach die Maastricht-Form *Pachydiscus neubergicus* und Coniac-Unterantonformen aus dem Scharrergraben und Unterpesting.
- 1936 bezeichnet L. WAAGEN die Bauxitvorkommen zwischen Wöllersdorf und Fischau quantitativ und qualitativ als unbauwürdig.
- 1937 behandelt W. PETRASCHECK in einer Übersicht der österreichischen Kohlenlager auch unsere Kohleflöze.
- In H. SIGMUNDS Zusammenstellung der Minerale Österreichs werden nicht nur die Kohleflöze unserer Muldenzone angeführt, sondern auch die Bauxite zwischen Wöllersdorf und Dreistätten beschrieben.
- 1941 gibt W. PETRASCHECK eine zusammenfassende Darstellung der Verhältnisse in der Grünbach—Neue Weltmulde. PETRASCHECK erkennt, daß sich in den Inoceramenschichten der Neuen Welt gegen N Sandsteinzüge einschalten. Es wird die Frage aufgerollt, ob es sich bei den 2 Flözzygen an der Hohen Wand um eine stratigraphische oder eine tektonische Wiederholung handelt.
- 1947 macht O. KÜHN auf das obersantonale Alter des Hippuritenriffes innerhalb der Basisbildungen der Grünbacher Gosau aufmerksam und widerlegt die seit FELIX (1908) gültige Auffassung eines hier vorliegenden Ober Turonriffes. Auch an der Ruine Starhemberg liegt nach O. KÜHN ein obersantonales Riff transgressiv über Trias.
- 1951 behandelt I. PODBRANY in ihrer Dissertation auch Literatur unserer Gosauzone.
- 1952 zeigt F. MÜHLHOFER den Stand der Forschung nach urgeschichtlichen Bergbauern im Gebiet der Hohen Wand auf.

- 1954 und 1956 gibt K. LECHNER Daten über den im Herbst 1952 gewältigten Magdalenenstollen von Oberhöflein.
- 1955 beschreibt A. PAPP die Orbitoidenform *Orbitoides media planiformis* vom Radering zwischen Fischau und Dreistätten.
- 1955—1957 zeigt B. PLÖCHINGER in seinen Aufnahmeberichten die in dieser Arbeit zusammengefaßten und eingehender behandelten Kartierungsergebnisse auf.
- 1956 typisiert R. OBERHAUSER die Mikrofauna der Oberkreideablagerungen der Grünbach—Neue Weltmulde.
- 1958 veröffentlicht E. KRISTAN das Ergebnis ihrer Neukartierung im Bereich der östlichen Rahmenzone unserer Gosaumulde (Hohe Wand) und bestätigt, daß die Gosauablagerungen über die Ötscher- und die Hallstätterdecke transgredieren. L. TIEDT führt in ihrer Nerineenarbeit einige Formen aus unserer Gosaumulde an.
- 1959 behandelt G. POKORNY die Actaeonellen auch unserer Ober Santon-Campanablagerungen.
- 1960 bearbeitet F. BACHMAYER die Krebse (*Callianassa*) aus den grauen, mergeligen, vor allem Trigonon-führenden Sandsteinen knapp östlich von Muthmannsdorf.

VIII. Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Ak. d. W., math. nat. Kl., 96, Wien 1919.
- BITTNER, A.: Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung. Wien 1882.
- BOUE, A.: Sur les environs de Wand en Autriche. Mem. Geol. et Pal., 1, p. 229.
- BOUE, A.: Belemniten in den Gosauschichten der Wand. Bull. soc. geol., 1, Ser. 13, 1824 u. 1842.
- BOUE, A.: Beschreibung der sekundären Gebirge am Nordrand der Alpen. Kefersteins Teutschland, 3, 1825.
- BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. Sitz. Ber., preuß. Ak. d. W., phys. math. Kl., 27, 1934.
- BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosauschichten der östlichen Nordalpen. Sitz. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, 144, Wien 1935.
- BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysches in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 15, 1935.
- BUNZEL, E.: Die Reptilienfauna der Gosauformation in der Neuen Welt bei Wiener Neustadt. Abh. Geol. R. A., 5, 1871.
- CORNELIUS, H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., 1936, p. 197—202, Wien 1936 (a).
- CORNELIUS, H. P.: Basische Eruptivgesteine aus der Untertrias von Puchberg am Schneeberg (N.Ö.). Akad. Anz., 87, p. 108—110, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes (Erl. zur Geol. Karte d. Schneeberggebietes). Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 2, Wien 1951.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erl. zu Blatt Mürzzuschlag). Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 4, Wien 1952.
- CZJZEK, J.: Die Kohle in den Kreideablagerungen bei Grünbach. Jb. Geol. R. A. 2, Wien 1851, p. 107—123.
- ETTINGHAUSEN, C.: Pflanzen-Fossilien in den Gosaumergeln von Aigen bei Salzburg. Jb. Geol. R. A., 4, Wien 1853.
- FELIX, J.: Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und Mediterrangebieten. Paläontographica, I. Tl. Gosau, 49, 1903.
- GÖTZINGER, G. u. BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldes. Jb. Geol. B. A., 82, Wien 1932.
- HAUER, F. v.: Über die Cephalopoden der Gosauschichten. Beiträge zur Pal. v. Österr., I. Bd., 1858.
- HAUER, F. v.: Lagerungsverhältnisse der Gosauschichten bei Grünbach. Verh. Geol. R. A. 1867, p. 184, 187.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (N.Ö.). Mitt. Ges. Geol. Stud. Wien, 9, Wien 1958, S. 35—52.

- KARRER, F.: Geologie der Kaiser Franz Joseph-Hochquellenwasserleitung. Abh. Geol. R. A., 9, 1877, p. 65.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Ak. d. W., math. nat. Kl., 88, 1912, p. 345—396.
- KOBER, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. Mitt. Geol. Ges., 2, Wien 1909.
- KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges., 5, Wien 1912.
- KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. u. Ptychobairdia n. g. (Bairdiidae). Jb. Geol. B. A., Sonderband 5, Wien 1960, p. 59—105.
- KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Oedenhofer Fenster und Semmering-Mesozoikum (Exkursionsbericht). Mitt. Ges. Geol. Bb. Stud., Wien, 4, 1956, S. 43—46.
- KRISTAN, E.: Ophthalmitidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. Jb. Geol. B. A., 1957, 100, Wien 1957.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). Jb. Geol. B. A., 1958, 101, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Rotalliden (Foraminiferen) aus der Trias der Ostalpen. Jb. Geol. B. A., Sonderband 5, Wien 1960, p. 47—79.
- KÜHN, O.: Die Echinodermen der Gosauformation. Annalen d. Nat. Mus. Wien 1925.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sitz. Ber. Öst. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, 156, Wien 1947.
- KÜHN, O.: Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. Anz. Öst. Ak. d. W. math. nat. Kl., 5, 1957, p. 71—76.
- KÜPPER, H.: Geologische Beobachtungen im Raum S und SW von Wien (Flysch, Kalkalpen und Tertiär). Verh. Geol. B. A., Wien 1953.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. Jb. Geol. B. A., 1954, 97, Wien 1954, p. 161—210.
- LEHMANN, H.: Leitfaden der Kohlengeologie. Verl. W. Knapp, Halle/Saale 1953.
- LIPOLD, M. V.: Kohlenbergbau bei Grünbach, N.Ö. Jb. Geol. R. A., 1864, 14, p. 210.
- MÜHLHOFER, F.: Die Eisensteinhöhle nächst Bad Fischau und Brunn am Steinfeld (N.Ö.). Verl. Öst. Bundeshöhlenkom., Wien 1923.
- MÜHLHOFER, F.: Die Forschung nach urgeschichtlichem Bergbau im Gebiet der Hohen Wand in Niederösterreich. Arch. Aust., 77, 78, 1952.
- NUCHTEN: Der Steinkohlenbergbau bei Grünbach nächst dem Schneeberg in Niederösterreich. Verh. Geol. R. A. 1867, p. 163.
- OBERHAUSER, R.: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A. 1957, 100, Wien 1957.
- OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnische Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. Jb. Geol. B. A., Sonderband 5, Wien 1960, p. 5—47.
- PAPP, A.: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). Sitz. Ber. Öst. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, 164, Wien 1955.
- PARTSCH, P.: Geognostische Skizze der österr. Monarchie mit Rücksicht auf Steinkohle-führende Formation. Jb. Geol. R. A., 1851, 2.
- PAUL, K. M.: Der nördliche Teil der Kohlemulde der „Neuen Welt“. Verh. Geol. R. A., Wien 1871, p. 77—78.
- PETRASCHECK, W.: Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jb. Geol. R. A., 56, 1906.
- PETRASCHECK, W.: Die Steinkohlenvorräte Österreichs. Zsch. f. Berg- u. Hüttenw. 1908, 36—38, Wien 1908.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. Tl. I, Wien 1922/24, Tl. II, Kattowitz 1926/29.
- PETRASCHECK, W.: Beziehungen zwischen Eigenschaften der Kohle und ihrer geologischen Geschichte. In Redlich: „Die Kohle“, Verl. Bornträger, Berlin 1932.
- PETRASCHECK, W.: Österreichs Kohlenlager. Zschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich, 1937.
- PETRASCHECK, W.: Die Gosau der Neuen Welt bei Wr. Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 89, 1941.
- PETRASCHECK, W. E.: Kohle; Naturgeschichte eines Rohstoffes. Verständl. Wissenschaft., 59, Springer Verl., Berlin 1956.

PHILIPPSON, A.: Über das Vorkommen der Foraminiferengattung Nummuloculina Steinmann in der Kreideformation der Ostalpen. N. Jb. 1887.

PLÖCHINGER, B.: Berichte über die Aufnahmen auf den Blättern Wr. Neustadt, Puchberg/Schneeberg und Neunkirchen. Verh. Geol. B. A. Wien, 1955 bis 1960.

PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb. Geol. B. A. 1948, 93, p. 1—35, Wien 1949.

PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Gölmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. Jb. Geol. B. A. 1955, 98, Wien 1955.

PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (NÖ.). Verh. Geol. B. A. 1960.

POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. Sitz. Ber. Öst. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, 168, Wien 1959.

REDTENBACHER: Die Cephalopoden der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. Abh. Geol. R. A., 5, 1873.

REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschr. Ak. d. W., 7, 1854.

ROSENBERG, G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien der Geol. B. A. im Raume von Kalksburg—Sulzberg. Verh. Geol. B. A., 1949, Wien 1951.

ROSENBERG, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., 1955.

RUTTNER, A. u. WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. R. v. KLEBELSBERG Festschrift d. Geol. Ges., Wien, 48, 1955, Wien 1956.

SCHLOENBACH, U.: Gosauformation bei Grünbach an der Wand. Verh. Geol. R. A., 1867, p. 334—336.

SCHLOENBACH, U.: Bemerkungen über einige Cephalopoden der Gosaubildungen. Jb. Geol. R. A., 19, 1869.

SEITZ, O.: Die Oberkreidegliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internationale Schema. Zsch. Deutsche Geol. Ges., 104, p. 148—151, Hannover 1952.

SCHULZ, O.: Bauxit in den Gosau-Schichten von Brandenburg (Tirol). Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 105, p. 347, Wien 1960.

SHEMTSCHUSNIKOW: Schicht und Flöz, Zeitschr. f. angew. Geologie, Bd. 1, H. 1, Berlin 1955.

SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. Verl. F. Deuticke, Wien 1937.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Tl.: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. Jb. Geol. B. A., 1959, 102, Wien 1959.

STOLICZKA, F.: Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten in den Ostalpen. Sitz. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., 1, 2, I. Abt., Wien 1865.

STRASSER, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Konglomeraten der Gosauformation der Neuen Welt und Grünbach. Zentralbl. f. Min. 1910.

STRÜTZ, A.: Mineralogisches Taschenbuch, Wien, Verl. Geislinger 1807.

STUR, D.: Geologie der Steiermark. Graz 1871.

STUR, D.: Skizze über die Gosauformation der Neuen Welt und Umgebung. Im Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geol. Ges. 1877, p. 154.

SUËSS, E.: Die Brachiopoden der Gosaubildungen. Denkschr. Ak. d. W., Wien 1866.

THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. NÖ. Landesmuseum, Wien 1955.

TIEDT, L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. Sitz. Ber. Öst. Ak. d. W., math. nat. Kl., Abt. I, 167, Wien 1958.

TOTH, R.: Beiträge zur Geologie des Schneeberggebietes. Akad. Anz., math. nat. Kl., 70, Wien 1933.

TRIMMEL, H.: Verkarstungsfähige Gesteine und Höhlen in Niederösterreich. Aus „Unsere Heimat“, 1955, 26, p. 121—124.

WAAGEN, L.: Die Bauxitlagerstätten in Österreich und den sogenannten Nachfolgestaaten und deren praktische Verwertbarkeit. Zsch. f. prakt. Geol., 44, 1936.

WALDNER, F.: Die Einhornhöhle am Hirnflitzstein in der Hohen Wand bei Dreisstätten. Mitt. Höhlen- u. Karstforsch., 1935, p. 70—75.

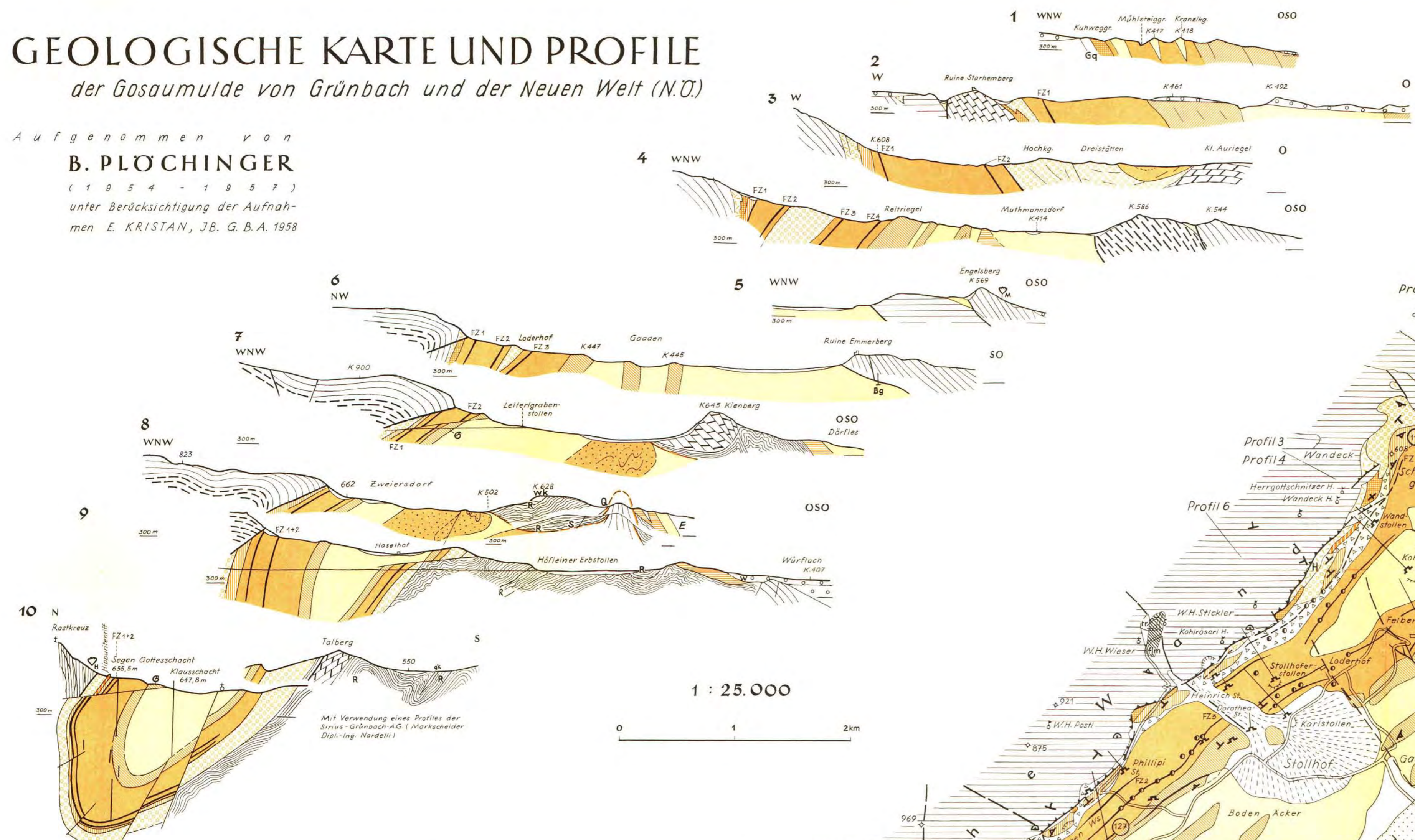
WINKLER-HERMADEN, A.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Wand und ihrer Umgebung. Dissertation, Wien 1931.

- WINKLER-HERMADEN, A.: Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische und wirtschaftliche Bedeutung. Zsch. Deutsche Geol. Ges., 88, 1936.
- ZEKELI, F.: Über ein neues Gastropodengeschlecht *Omphalia* aus den Gosauschichten. Jb. Geol. R. A., 3, 1852.
- ZEKELI, F.: Die Gastropoden der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Abh. Geol. R. A., 1, Abt. 2, Wien 1952.
- ZEKELI, F.: Das Genus *Inoceramus* und seine Verbreitung in den Gosaaufbildungen der östlichen Alpen. Jahresber. d. naturwiss. Ver. in Halle, 4, p. 79—105.
- ZITTEL, K.: Die fossilen Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Sitz. Ber. Ak. d. W., math. nat. Kl., 48, Wien 1863.
- ZITTEL, K.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Denkschr. Ak. d. W., Wien 1865 u. 1866.
- ZUGMAYER, H. u. STUR, D.: Die Exkursion nach dem Piestingthale und der Neuen Welt. Zsch. Deutsche Geol. Ges. 1877.
- Die Mineralkohlen Österreichs. Verl. d. Zentralverb. d. Bergwerksbes. Österr., Wien 1903.

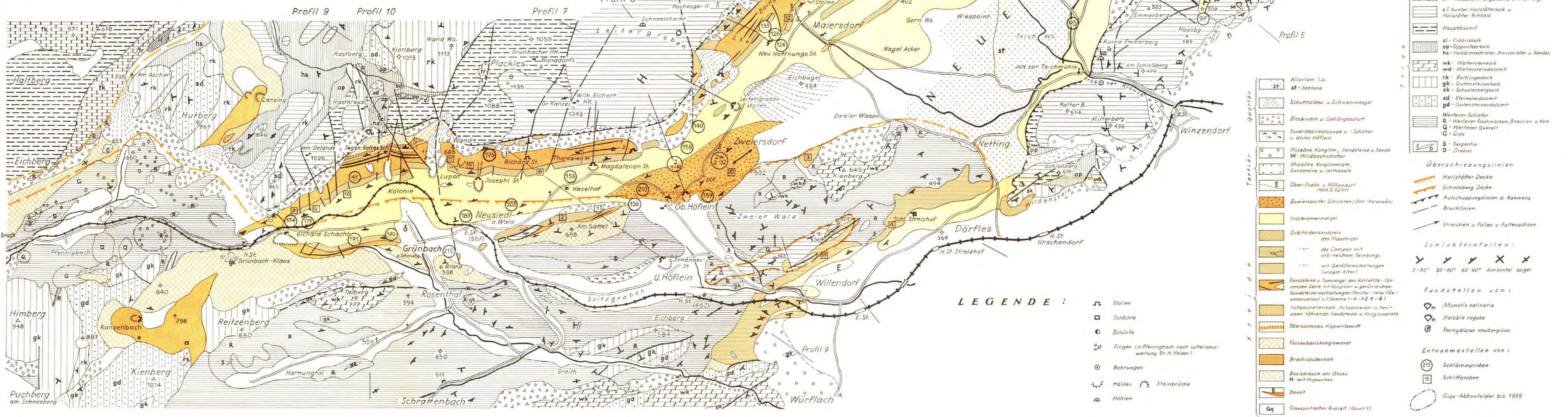
GEOLOGISCHE KARTE UND PROFILE

der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N.O.)

Aufgenommen von
B. PLOCHINGER
(1954 - 1957)
unter Berücksichtigung der Aufnahmen
E. KRISTAN, J.B. G.B.A. 1958



1 : 25.000
0 1 2 km



LEGENDE :

	Alluvium (La.)		Stollen
	Schutthalde in Schwemkegel		Sandbühne
	Blockwerk u. Gehängeschutt		Schürfe
	Tonerdalkanalsteine u. -Schütter v. Unter Höllein		Ringen (in Pfennigbach nach Luftbildaufwertung Dr. H. Holzer)
	Diagonale Konglom., Sandsteine u. Sande W. W. (W. W. Schichten)		Bohrungen
	Mischte Konglomerate, Sandsteine u. Leithosak		Halden
	Ober-Fazies in Willendorf (nach A. Kuhn)		Steinbrüche
	Zweiersdorfer Schichten (Dan-Pareokän)		Höhlen
	Inoceramenmergel		
	Orbitoidensandstein des Mastricht		
	des Campan mit ork.-reichem Feinkongl.		
	mit Geröllschaltungen (unbest. Alter)		
	Sandsteine u. Tonmergel der Kohlenzei-führenden Serie mit Kongl. u. geröllreichen Sandsteineinschlüssen (Dünne- u. tiefe Pflanzensavanne u. Felszone 1-4 (EZ 1-4)		
	Actaeonienkalk, Actaeonien- u. Verneen-führende Sandsteine u. Konglomerate		
	Oberes tertiäres Hippuritituff		
	Gosaubasiskonglomerat		
	Brachiopodenkalk		
	Basiscapelle der Gosau H. mit Hippuriten		
	Bauxit		
	Glaukonitischer Quarzit (Gauw 3)		

Überschiebungslinien

- Hallstätter Decke
- Schneeberg Decke
- Aufschuppungslinien d. Raimens
- Bruchlinien
- Streichen u. Fallen v. Fallennächten

Schichtfallen:

- 0-30°
- 30-60°
- 60-90°
- horizontal
- saiger

Fundstellen von:

- Monofis salinaria
- Halobia rugosa
- Pachydiacrus neuturgicus

Entnahmestellen von:

- Schlammproben (215)
- Schliffproben (15)
- Gips-Abbaufelder bis 1959

Jb. Geol. B. A.	Bd. 104	S. 443—464	Wien, Oktober 1961
-----------------	---------	------------	--------------------

Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.)

Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande

Von GEORG ROSENBERG, Wien *)

Mit einer Karte und einem Profil auf Tafel 28 und einer Textabbildung

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	443
Einleitung	444
Zur Schichtfolge	445
Tektonik	453
Karte und Profil	Tafel 28

Für den Abschluß dieser Arbeit stand eine Subvention der Österreichischen Akademie der Wissenschaften aus den Erträgen der MOJSISOVICS-Erbenschaft zur Verfügung, wofür hiemit der ergebenste Dank ausgesprochen wird.

Zusammenfassung

Eine zu einem großen Teil in 1:5.000 aufgenommene, vom Autor in 1:10.000 gezeichnete Karte des an die Flyschzone grenzenden kalkalpinen Abschnittes Gaisberg—Höllenstein—Sulzberg im kalkalpinen Wienerwald zwischen Kaltenleutgeben und Sulz bei Wien wird vorgelegt.

Sie umfaßt einen typischen Ausschnitt aus dem komplizierten nordöstlichen Kalkalpenbau am Flyschrande mit der Grenzregion der randlichen Frankenfesler gegen die nächstsüdlichere Lunzer Decke und einen wichtigen Ausschnitt aus dieser.

Der Bau beider Einheiten und ihre gegenseitige Abgrenzung konnten wesentlich schärfer erfaßt werden.

Die große Kieselkalkbucht der Langenberge ist kein Halbfenster (SPITZ, SOLOMONICA, SPENGLER), sondern mit dem „Rahmen“ stratigraphisch verbunden. Er gehört mit der Bucht der Frankenfesler Decke an.

Die Deckengrenze Frankenfesler/Lunzer Decke verläuft weiter innen im Kalkalpenkörper und ist weithin deutlich akzentuiert.

Mit starker Verdrehung gegen die Nord—Südrichtung bis zu Überdrehung gegen den Nordwestsektor überschreiten beide Decken den Haupt-

*) Adresse des Verfassers: Wien XIX, Hauptstraße 43.

kamm des Höllensteinzuges. Über diesem kann man eine Deckenkulmination (SOLOMONICA) konstruieren. Die Ausdehnung der Bucht, die als solche wohl auch bereits stratigraphisch angelegt gewesen ist, wird durch die querstrukturelle Anlage überbetont.

Die von diesem nordöstlichsten Alpenrand-Abschnitt altbekannte Rücküberlegung der Schichtungen gegen Südosten betrifft im dargestellten Raum den Flysch nicht, hält aber im kalkalpinen Teil tatsächlich von der nördlichen Frankenfelder bis in die Lunzer Decke des Höllensteins an, wo sie von einem schlitzartigen Antiklinalaufbruch in dieser abgelöst wird. Er ist ein Wiederauftauchen des großen Muschelkalk-Karn-Aufbruchs am Gaisberg.

Deutlich tritt im Kartenbild der Lunzer Decke des Höllensteins steilachsige Verformung durch senkrecht auf das Streichen erfolgte Einengung zum Ausdruck. Gleichsinnig verlaufende Verzerrung zeigt auch der Deckengrenzausstrich, was auf gemeinsame Reaktion beider Einheiten deutet.

Die Kappung der Kieselkalkbucht durch die Kalkalpen/Flyschgrenze zeigt auch in diesem bescheidenen Abschnitt die regionale Bedeutung dieses Grenzausstrichs an.

Die Anlage des dargestellten Gebietes ist ein kleiner Ausschnitt aus dem Umstellungsbereich von der Alpidischen in die Karpatische Richtung, mit sehr stark ausgeprägten Zügen zu letzterer.

Einleitung

Die sogenannte Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz ist ein auffallendes Element im kalkalpinen Wienerwald.

Sie erscheint erstmalig auf den Darstellungen von SPITZ (1910), der den Kieselkalk des Gebietes als kalkalpines Element erkannte und in dieser Region die heute gültige Grenze Flysch/Kalkalpen zog.

Noch TOULA (1905) war sich über sie völlig im Unklaren gewesen, und hat sicherlich den Kieselkalk und die Kalksburger Schichten teils als Flysch, teils als Lunzer Sandstein angesprochen.

SOLOMONICA, dem die Eingliederung der „Kieselkalkzone“ in die Voralpine Frankenfelder Decke zu danken ist, hat die Bucht als Halbfenster der Frankenfelder unter der Lunzer Decke dargestellt (1934 a). Er erfaßte einige wesentliche Züge im Buchtalreal, aber als Aufnahme ist seine Karte schon wegen des mangelhaften geographischen Grundgerüsts nicht anzusprechen; daß sie tektonisch nicht überzeugen konnte, ist bekannt.

In der Geologischen Karte der Umgebung von Wien (1952 a) ist auch eine Manuskript-„Aufgliederung“ der Bucht „in gröberen Umrissen“, die ROSENBERG beisteuerte und worüber er 1949 berichtet hatte, verarbeitet. Sie hat Abänderungen zu erleiden.

Im Zuge seiner langjährigen Begehungen im Gebiete des kalkalpinen Nordostsporns in und bei Wien wieder an das Buchtgebiet gelangt, empfahl es sich mitsamt dem Höllenstein¹⁾ zur vollständigen Neuaufnahme.

¹⁾ Der natürlich ein „Höhlenstein“ ist!

Es ist auch angezeigt, für eine Sedimentpetrographie des Kieselkalks, falls sie einmal in Angriff genommen werden sollte, eine entsprechende Kartengrundlage des Gebietes zu haben, in dem der Kieselkalk von Wien-Umgebung seine größte Ausdehnung hat und stellenweise vorzüglich aufgeschlossen ist.

Das Gebiet des Gaisberges und der wichtige Einschnitt der Langerram wurden in die Darstellung einbezogen, weil damit die Möglichkeit gegeben war, das vom Verfasser 1952 b publizierte Kärtchen des Gaisberges mit seinen wichtigen Fossilfundpunkten besser darzustellen und die ganzen Verhältnisse um die große Langerram-Störung zu erfassen.

In letzterem Abschnitt war der Deckengrenzzug Lunzer/Frankenfelder Decke mit allen Einzelheiten zu bringen, zwischen den Langenbergen und dem Höllenstein, bis südlich der Jakobsquelle erstmalig genau zu ziehen.

Über das Gebiet des Gaisberges besteht die eingehende Arbeit des Verfassers aus dem Jahre 1952 b. Weiters von dort, 1955.

Für einen großen und den wichtigsten Teil des Gebietes westlich vom Gaisberg, vom Osten her bis etwa an eine Linie Wallnerwiese—O—Hang—W und S Kreuzsattel wurden sehr eingehende Aufnahmsberichte erstattet (1955, 1956 und 1958). Für den Westteil ist ein solcher entbehrlich. Was da noch zu sagen ist, scheint im folgenden auf.

Zur Schichtfolge

Die Grundlagen der Schichtenbeschreibung und Einstufungen finden sich bei SPITZ (1910), SOLOMONICA (1934 a), ROSENBERG (1954 b) und in den Aufnahmsberichten (1952 b, 1955, 1956 und 1958). Im folgenden wird vor allem das Neue aus dem Kartengebiet zusammengefaßt, wobei diagnostisch Wichtiges einfließt. Dieses ist es ja vor allem, was wir wohl alle in neuen Arbeiten suchen, um uns weitertasten zu können.

Mitteltrias

in der Lunzer Decke des Kartengebietes hat in einem bei weitem größeren Ausmaß als vorher bekannt gewesen ist erst die Neuaufnahme des Gaisberges (1952 b, 1955) und des Höllensteins (1958) ergeben. Als Wiederauftauchen des altbekannten Muschelkalkaufbruchs von Kaltbrunn—unterer Vereinsquellengraben setzt sie am nordwestlichen Gaisberg neuerlich an, erlangt, beiderseits von Karn flankiert, bedeutende Breite, in deren Vollentwicklung sie an der Langerram endet. In Nordost—Südwest querüber den Höllenstein geht der nächste Aufbruch.

In der Frankenfelder Decke kommt Mitteltrias nicht vor.

Anis

ist in der Variationsbreite Gutensteiner-Reiflinger Schichten mit dolomitischem Einschlag vertreten.

Unteranis (Hydasp) erscheint durch Wurstelbank-Späne der Gutensteiner Schichten und wohl auch durch gelegentliche Gracilis-Streu (Gracilischichten), angedeutet. Zu lokalisieren, wenn auch nicht abzugrenzen, waren Pelson durch die typische Pelsonische Brachiopodenbank

und mit Wahrscheinlichkeit Oberillyr. Fossilnachweise und Lokalisierungen, in den Aufnahmeberichten.

Die mittelanisische (pelonische) Crinoiden-Brachiopodenlage an der Fazieswende Gutensteiner/Reiflinger Schichten (BITTNER), deren Wertigkeit als Faunenverscheidungs-Horizont GASCHÉ herausgearbeitet hat, ist in kalkigem vor allem aber dolomitischem Terrain ein entscheidendes Kriterium für die Höhe, in der man sich befindet. Verwechslung mit Rhät (Brachiopodenlumachelle!) ist gefahrdrohend — und vorgekommen. Aber die leitenden Brachiopoden des Oberanis' sind von denen des Rhäts so verschieden, daß bei einigermaßen gutem Material eindeutig entschieden werden kann. Ein Nebenmerkmal ist, daß die anisischen Zweischaler leicht aus dem Gestein springen, während das bei denen der rhätischen Haarstrichlumachelle kaum je der Fall ist.

Ob schon im Anis klotzig-massigerer Dolomit, etwa eigentlicher Gutensteiner (Reiflinger) Dolomit auftritt, ist in diesem Gebiete, wo keine tiefgehenden Schnitte über entsprechende Stellen zu sehen sind, nicht zu sagen; wahrscheinlich ist es (benachbartes Beispiel: Kaltbrunn). Eine Trennung von ladinischen Dolomiten ist jedenfalls unmöglich. Am Höllenstein muß man von Steinalm-(Wetterstein-)dolomit sprechen.

Ladin

Die Reiflinger Fazies reicht im Gebiet wahrscheinlich nicht oder kaum weit in das Ladin hinauf.

Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und Heller Partnachkalk herrschen. In älteren Darstellungen von Kaltenleutgeben scheinen diese Schichten überhaupt nicht auf. Sie kommen aber im Reichraming—Lunzer System sehr wohl vor, und fehlen in der Lunzer Decke des Höllensteinzugs durchaus nicht. Der Wettersteinkomplex setzt als schwächliche Lage über den Partnachmergeln südwestlich vom Eingang des Grabens, der zur Fischerwiese führt, im Südschenkel der Höllensteinantikline der Lunzer Decke an und erreicht am Gaisberg und am Höllenstein größere Mächtigkeit, der Helle Partnachkalk in Kaltbrunn (ROSENBERG 1952 b), im Nordschenkel und tritt ebenfalls am Gaisberg und am Höllenstein wieder auf. Die hellen ladinischen Elemente sind mit tonreicheren dunkleren vergesellschaftet. Eigentlicher Partnachmergelkalk ist im Gebiet aber fraglich. Zwischen dem Hellen Partnachkalk und dem Wettersteinkalk besteht Fazieswechsel.

Der Helle Partnachkalk (BITTNER, NEUBAUER, ROSENBERG) des Ladins ist ein charakteristisches Gestein der Lunzer Decke. Beim benachbarten Kaltbrunn reicht er bis an die Reingrabener Schiefer. Dort ist er also sicher zumindest zu einem Großteil cordevolisch. Am Höllenstein wechseln unter Lunzer Sandstein, Heller Partnachkalk und dickbankiger Wettersteindolomit im Streichen. Am Gaisberg fanden sich im Hellen Partnachkalk Spuren großer gerippter Bivalven, kaum viel anderes als eine der ladinischen Halobien. Diese helle, dichtgeschlammte, verschieden getönte, zu Fleckenmergelkalken (Partnachmergelkalken) abändernde, schichtige Fazies, auf die den Begriff „Wettersteinkalk“ anzuwenden eben nicht mehr angängig ist (BITTNER!), stellt eine Art von Becken-Kalkschlammfeinfazies im Wechsel mit der (im Gebiete) kaum viel höheren Wetterstein-Barriere dar.

Grenzen zwischen anisischen und ladinischen Äquivalenten sind im Gebiet nicht zu ziehen. Daher wurde eine Signaturausführung gewählt, die diesen Verhältnissen ohne scharfe Trennungslinien gerecht zu werden versucht.

Entgegen meiner Darstellung des Gaisberg-Gebietes 1952 b, Abb. 1 auf S. 173 (hiez u. l. c., S. 175 und 176) wurde nun das ganze Gebiet zwischen

den karnischen Strichen Gaiswiese—Langerram einerseits und Gaiswiese—„Liechtensteinstraße“ andererseits als Mitteltrias eingetragen, weil das den Verhältnissen besser zu entsprechen scheint. Es entfallen damit die tiefgehenden „Aufkeilungen“ anisioladinischer Komplexe durch „Hauptdolomit“, der noch dazu zwischen karnische Aufbrüche zu liegen gekommen war und die riesige Ausdehnung des Hauptdolomits am Gaisberge bei SOLOMONICA (1934 a) und in der zitierten eigenen Darstellung.

Karn ²⁾

Unterkarn, Jul ist durch Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein (Hauptsandstein) vertreten.

Reingrabener Schiefer waren vor nicht allzu langer Zeit an der Gaisbergstraße südlich von „W“ von „Gais. Ws.“ einwandfrei aufgeschlossen; gegenwärtig sind sie verschüttet. In der Langerram, unter der oberen Quelle, deutet schwarzer Schlammboden zwischen Wettersteindolomit und Lunzer Sandstein auf das Durchziehen von Reingrabener Schiefen.

Lunzer Sandstein konnte neu erkannt werden: im Gaisberg-Gebiet, am unteren Westhang von Kote 538, am Gaisberggipfel, in der oberen Langerram, weiters, über die Huber Ram, im Graben südlich ihres Ostteiles und neu als solcher erkannt: am Höllenstein.

Oberkarn, Tuval ist, wie das Unterkarn, in typischer Lunzer Fazies entwickelt: Opponitzer Schichten, Opponitzer Kalk—Opponitzer Mergel—oberkarnischer Zementmergel und Opponitzer Rauhwanke. Diese ist natürlich gegen etwa schon unternorische nicht abgrenzbar. Lokal, Feinoolitkalk, typisch für Opponitzer Schichten in kalkig-dolomitischen Stößen und, ebenso lokal, in bescheidenem Maßstab, aber einwandfrei, Tuvalische Cidaritenschichten. Oberkarnischer Hauptdolomit, Opponitzer Dolomit, könnte vertreten sein. Helle dolomitische Varianten über Karn, im O- und SO-Sektor des Gaisberges, sind vielleicht auch noch tuvalisch.

Auf die erstmalige exakte Herauskartierung des Opponitzer Komplexes wurde großer Wert gelegt. Die Wiedergabe seines Verlaufes hat das Aufbild wesentlich verfeinert. So wurden die Anschoppung karnischer Elemente im Nordschenkel der Höllensteinantiklinale des Gaisberges und die steilachsige Verformung der Lunzer Decke am Höllenstein erst sichtbar.

Daß Opponitzer Schichten nach dem ganzen Lithospektrum der kalkalpinen Trias—Jura—Unterkreide schimmern, ist bekannt (BITTNER, SPITZ, PLA, RUTTNER, ROSENBERG, BAUER). So besteht Verwechslungsgefahr mit Gutensteiner Kalk, Wettersteinkalk, Partnachkalk und -mergel, Dachsteinkalk, Rhät und Neokomaptychenschichten, Neokomzementmergel. Besonders gefährlich, dort, wo, wie im Gebiet, Opponitzer Schichten und Neokomaptychenschichten der Grenzregion Lunzer/Frankenfesler Decke einander nahe kommen (Gaisberg, Huber Ram). Am Höllenstein hat SPITZ sie in seinem „Firsteinbruch“ für Jura-Neokom gehalten, was erst 1958 richtiggestellt worden ist. Nur mehr historisch: TOULA, 1905, die östlich der Gaiswiese, gar für Kalke des „Wengener“ Horizontes. Noch SPITZ wagte es nicht, letztere frank als Opponitzer Schichten anzusprechen.

Die tuvalisch-unternorischen Rauhwancken sind ein fixer gipslagunärer Horizont (ROSENBERG 1952 b und 1955).

Ob mit ihnen oder mit Hauptdolomit die Schichtfolge der Frankenfesler Decke beginnt, ist im Gebiete nicht zu sagen.

²⁾ Da sich statt „Karinth“ (PLA), „Karn“ eingebürgert.

Nor

Im Nor herrscht der Hauptdolomit.

Dunklere Basis-Elemente im engen Verband mit Opponitzer Schichten weisen auf das Niveau des Megalodusdolomits von Vöslau (ZAPPE). Haldenklastika treten im Hauptdolomit auf. Sie unterscheiden sich gut von den Rauhacken und von Hauptdolomitmyloniten.

Im Kieselkalkareal der Frankenfeser Decke scheint die Einkieselung vom Kieselkalk her auch den Hauptdolomit ergriffen zu haben: Einkieselter Hauptdolomit—Norischer Kieselkalk. Hier liegt wohl kaum schon seitliche Beeinflussung — sekundärer Fazieswechsel —, sondern eher Gelwanderung von oben nach unten vor.

In neuerer Zeit taucht eine auch aufnahmestechnisch wichtige, aber nicht leichte Frage auf: Wenn Rauhacken nicht mit karnischen Gliedern gehen und wenn sie gar an Rhät oder Jura herantreten, könnte es sich auch um norisch/rhätische Grenzbildungen, die Ybbsitzer Rauhacke (TRAUTHS [1934 b und 1954 a]) handeln. Entscheidende Indizien fehlen eben dann. Aber man kann sich manchmal tatsächlich des Verdachts nicht erwehren, daß es gegen das Rhät zu wieder eine triadische gipslägünäre Lage gibt.

Rhät

Im dargestellten Gebiet liegen die meisten Rhätvorkommen mit vielen, auch altbekannten Fossilfundstätten, in der Frankenfeser Decke. Die Ausbildung ist vorwiegend kalkig, die bescheidenen Faunen karpatisch. Lokal, in einer Grenzlage zu Hauptdolomit: Rissoen-Mergelkalk des untersten Unterrhät.

Es sind also Unterrhät—Mittelrhät vertreten.

1955 (S. 201, Anmerkung 12) hatte ich davor gewarnt, die „Werfenerschichten“ beiderseits des Weges, der die SW-Strecke des Parkzaunes um das Taubstummensinstitut, Kaltenleutgeben, Hauptstraße 125—127, begleitet, als anstehend anzusprechen.

Doch dürfte es sich überhaupt nicht um Werfener, sondern um die Schattwalder Schichten, Schattwalder Lettenschiefer, des Rhäts handeln, deren Feststellung in der Frankenfeser Decke, wo sie sich als ein charakteristisches Glied erweisen, wir seit neuerer Zeit RUTNER verdanken. Die Stelle liegt in der Frankenfeser Decke, zur Ausscheidung ist sie zu unsicher.

Zu den Schattwalder Schichten der Frankenfeser Decke, wohl übrigens auch die gelb-rotbunten Blättchentonschiefer von Kalksburg, die bis 1936 als „Bunter Keuper“, sogar als „Gosau“ angesprochen worden waren, vom Autor aber, auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und eines Vergleiches mit karpatischen Verhältnissen, an die Basis des Hettangiens gestellt wurden („Hettangianschiefer“) (noch 1954 b). Sie haben sich übrigens als mikrofossilier erwiesen³⁾.

Der Kieselkalk, deckenfazielles Charaktergestein des Nordteiles der östlicheren und östlichsten Frankenfeser Decke, das im dargestellten Gebiete seine größte Verbreitung hat, wird als auch rhätisches Glied angesprochen: Rhätischer Kieselkalk. Eindeutige Beweise fehlen. So kann man nicht sagen, ob die vielen Mergellagen, ja nicht einmal, ob die schwarze Crinoidenbreccie (ein förmlicher „schwarzer Hierlatzkalk“), eine seltene und interessante Type im Kieselkalk, auch des Gebietes, rhätisch oder

³⁾ Freundliche Mitteilung von Herrn Dr. und Frau Dr. TOLLMANN.

liasisch sind. Sedimentpetrographisch ist der Kieselkalk des Wienerwaldes nie untersucht worden.

Immerhin lassen sich weit ausgreifende Verzahnungen mit normal-faziellern Rhät am Buchtrand als Heteropie Rhät—Rhätischer Kieselkalk deuten; wozu noch die Häufung von Rhätzügen um die Bucht kommt.

Es läge also primärer Fazieswechsel zwischen einem tonschlammreichen, diffuser Einkieselung verfallenen Mergel-„Becken“ und einer kalkigen Rand-„Barre“ vor. Damit entfielen die „Sigmoide“ um die Bucht, ohne daß weitgehende bautechnische Umgestaltung in Abrede gestellt werden könnte.

Lias

Im Lias ist sekundärer Fazieswechsel Liasfleckenmergelkalk-Kieselkalk im Handstück zu sehen (LIESEGANGSche Ringe), primärer sehr wahrscheinlich. Der Lias-Anteil des Kieselkalks⁴⁾ wird mit Hettangien angegeben. Die damit gesetzte Obergrenze ist hypothetisch. Es ist nämlich wegen des Fazieswechsels Kieselkalk/Fleckengesteine wahrscheinlich, daß der Kieselkalk auch noch jüngere Horizonte vertritt. Wenn der Kieselkalk Oberrhät, Rhät und tieferen Jura umfassen kann, so ist seine große Verbreitung, wenngleich diese aus tektonischen Gründen nicht mit Mächtigkeit gleichgesetzt werden darf, verständlich.

Fleckenmergel- und Fleckenmergelkalk-(Allgäuschichten-)Entwicklung, p. p. Liasfleckenmergel, ist für die Frankenfeser Decke charakteristisch und im dargestellten Gebiete auch auf diese beschränkt. In Wien-Umgebung sind in der Fleckenmergelkalk-Fazies dieses Deckenkörpers Lotharingien und Pliensbachien nachgewiesen.

Die Angabe „Domérian“ in ROSENBERG 1954 b, S. 22, geht auf einen Irrtum SOLOMONICAS (1934 a) zurück, der *Aegoceras capricornu* des mittleren Pliensbachien in das Domérian versetzte und ist zu streichen.

Außer der bei Fleckenmergelfazies, insbesondere im Hettangien, wenig bedeutungsvollen Nachweislücke Hettangien—Sinémurien liegt kein Anlaß vor, im Fleckenmergel-Bereich der Frankenfeser Decke an einer ungebrochenen Sedimentation Rhät—Unterlias zu zweifeln. Auch daß die Fleckenmergelentwicklung gerade mit Lotharingien aufhören sollte, ist nicht anzunehmen. Ein Anschluß an die Neokom-Fleckengesteine mußte aber berichtigt werden.

Die Kalksbürger Schichten, wieder ein und ein ganz typisches Glied des Lias' der Frankenfeser Decke, haben im Kartengebiet eine klassische Heimstatt. Zwei wichtige Fossilfundstellen und der Aufschluß, aus dem SOLOMONICA 1934 auch von hier den sandigen Typus dieses erstmalig von ihm erkannten Schichtgliedes beschrieben hat, liegen in der Langenbergbucht.

Nachgewiesen sind Hettangien und Sinémurien (s. str.), Lotharingien ist nicht gesichert. Die Fazies reicht von Psammiten über den echten Grestener Typus bis zum Cephalopodenkalk („Schwarzer Rotiformis-Kalk“

⁴⁾ „Liasischen Kieselkalk“ oder „Liaskieselkalk“ darf man ihn nicht nennen, weil unter diesen Begriffen etwas wesentlich anderes, nämlich liasischer Hornsteinjura, Lias-hornsteinkalk (z. B. über Hierlatzkalk) verstanden wird.

des Gebietes). Es sind die Grestener Schichten der geschlossenen Kalkalpen — nur die weiße Grestener Arkose fehlt fast ganz — und ihre namentliche Scheidung von jenen der Klippenzone ist nur dem Klippenphänomen zuliebe bestehend.

Die Kalksburger Schichten vom Kerschengraben und von der Stierwiese wurden 1950 von G. WOLETZ unter den Proben-Nummern 986 und 1007—1011 schwermineralspektralanalytisch untersucht (l. c., S. 174 u. Taf. 11). Sie haben mit der Grestener Arkose der St. Veiter Klippen vor allem einen sehr geringen Gehalt an Schwermineralien gemeinsam und heben sich sehr gut vom Lunzer Sandstein der Hinterbrühl, vom Oberalb-Untercenoman-Sandstein des Sattelgebietes Leopoldsdorferwald—Mon Perou (Kalksburg) und von der Gosau von Gießhübl ab.

Die Verbreitung der Kalksburger Schichten im Gebiet erscheint auf vorliegender Darstellung erstmalig auf lesbarer Grundlage in gutem Maßstab; Überzeichnungen sind möglich.

Im Lesesteingebiet sind sie nämlich sehr leicht mit hornsteinreichem Kieselkalk in ockergelb-sandigem Zerfall und mit Cenomansandsteinen zu verwechseln.

So konnten bei der Neuaufnahme die fünf Ausscheidungen von Kalksburger Schichten westlich des Meridians durch „b/g“ von „Langenbg.“ der Karte der Umgebung von Wien (1952 a), soweit sie und dies zum allergrößten Teil in das Gebiet der vorliegenden Darstellung fallen, nicht bestätigt werden. Sie sind auf Grund meiner Manuskript-„Aufgliederung“ der Bucht „in größeren Umrissen“ (1949) in die Karte der Umgebung von Wien eingetragen worden.

Im großen und ganzen deuten sich im Lias der Frankenfeser Decke des Kartengebietes eine Schichtfolge Kieselkalk—Kalksburger Schichten—Fleckenmergelkalke und Heteropie zwischen diesen Ausbildungen an.

Vor dem Kartenbild erhebt sich die Frage: Was ist Fazieswechsel und was Scherlinsenbau?

In der Lunzer Decke liegt Hierlatzkalk über Hauptdolomit. Der Transgressionsverband ist aber nicht aufgeschlossen. Die Fossilfundstelle im Hierlatzkalk bei der Jakobsquelle war nicht mehr zu lokalisieren. Das eine oder das andere an bunten Jurakalken im Stoß mit Hierlatzkalk mag noch in den Lias gehören, aber eine Trennung von bunten Malmkalktypen ist derzeit noch nicht durchgeführt (Makrofossilmangel).

Dogger

ist in keiner der beiden Decken nachgewiesen. In der Frankenfeser könnte tieferer durch Fleckenmergel (Aalén), in der Lunzer höherer, gegen die Malmgrenze zu, durch den Jurassischen Hornsteinkalk vertreten sein.

Malm

Derselbe Jurassische Hornsteinkalk der Lunzer Decke könnte auch tieferen Malm (Oxford) vertreten.

Im höheren Malm beherrscht der bekannte — bei deckenfaziellen Erwägungen nicht immer gebührend beachtete — Faziesausgleich in den Oberjura-Neokombildungen der Ostkalkalpen beide Decken, so daß sich eine gesonderte Besprechung erübrigt.

Mit dem Komplex Plassenkalk s. 1.—Lichter, Weißer Malmkalk—Bunte Malmkalke-Diphyakalk setzt die Schichtfolge ein. Laut westlicherem Fossilausweis und wohl auch wegen ihrer, für die Gegend doch ansehnlichen Mächtigkeit, wird man in ihr auch die Vertretung von zumindest höherem Kimmeridge vermuten dürfen, ein weiterer, wohl der größere Anteil ist Untertithon. Es fanden sich nur Belemniten.

Diese interessante, noch wenig erforschte, farbschattierungsreiche Gesteinsgesellschaft reiner, dichter Kalke kommt als Schichtgruppe merkwürdigerweise in der klassischen Literatur über den kalkalpinen Wienerwald gar nicht scharf zum Ausdruck. Bei SPITZ (1910) steckt sie sichtlich in den „mächtig aufragende Felsriffe bildenden bunten Jurakalken“, bei SOLOMONICA (1934 a) ist zwar ebenfalls von den „Jura-Kalkriffen“ die Rede, aber seine Gliederung ist völlig kontrovers. „Riff“ ist bei beiden Autoren rezente Morphologie.

Der lichte weiße Malmkalk, dem die bunten Malmkalke beizuordnen sind, fällt unter den Begriff „Plassenkalk“ PIAS (1943), ist also ein „Plassenkalk s. 1.“⁵⁾. Von der unbekannteren Reichweite dieses Plassenkalks gegen unten abgesehen, deckt sich der ganze Komplex mit „Diphyakalk“⁶⁾.

Hinsichtlich des Begriffes „Plassenkalk s. 1.“ ist TRAUTH 1948 PIA gefolgt, führt aber diesen erweiterten Plassenkalk unter „Korallriffkalk“ auf, was sicher zu eng gefaßt ist. PIA wollte ja, l. c., seinen Begriff auf „alle reinen, sehr hellen, dick oder gar nicht gebankten Kalke des alpinen Malm“ angewendet wissen. Das ist praktisch richtig, weil man damit der heiklen und bei der Aufnahme unentscheidbaren Korall-Riff-Frage entgeht.

So trifft auf unseren lichten weißen Malmkalk PIAS Definition genau zu; dem entspricht auch seine Mächtigkeit.

Der Komplex tritt im Gebiet in stockartiger Groß-Linsenform auf. Da hat schon SPITZ die Frage aufgeworfen: Ist das Fazieswechsel oder Zerreißung? Fazieswechsel mit Tithonflaserkalk, mehr noch mit den tonreicheren eigentlichen „Tithonaptychenschichten“ ist nicht auszuschließen, es handelt sich aber wohl um boudinierte Kalk-Barriere-Bildungen. Im übrigen schließen die beiden Erscheinungen einander keineswegs aus. Die „Felsriff“-Morphologie deutet auf zusätzliche „Auswürgung“.

Da im Gebiet die Folge Plassen-Diphyakalk—Tithonflaserkalk zu beobachten ist und dieser überall direkt vom Neokom gefolgt wird („Tithon-Neokom“), dürfte der Tithonflaserkalk im wesentlichen Obertithon vertreten. Das stützt sich ferner auf den vom Verfasser schon vor mehr als 20 Jahren erbrachten Nachweis von Tintinniden in einem Stoß von Kaltenleutgeben-Ost (1938).

In der Frankenfelder Decke des Gebietes tritt ferner, lokal, Mühlbergkalk, die Malm-Crinoidenfazies, auf.

Bunte Hornsteinkalke, in der gleichen Einheit, ebenfalls nur örtlich, in einer Position zwischen Tithon und Neokom, deuten auf die Tithonisch-Neokomen „Grenzschichten“ GEYERS.

Unterkreide

Im Neokom hält der Faziesausgleich an.

Schrambach-Neokomaptychenschichten herrschen. Im Buchtgebiet liegt im hornsteinführenden Schrambachfleckenkalk ein Fossilfundpunkt.

Den gerade im für Neokom klassischen Gebiet von Kaltenleutgeben seinerzeit als erbracht angesehenen Nachweis von Valendis, Hauterive und vor allem Barrême

⁵⁾ Zu ihm, weiter im Westen, der „Suturenkalk“ RUTTNERS.

⁶⁾ Worauf erstmalig MEDWENITSCH hingewiesen hat.

möchte ich heute nicht mehr unbeschwert als auch für den, den alten Fundpunkten nahe gelegenen Raum der Karte ohne weiteres als wiedergebbar ansehen. Muß es doch auffallen, daß, wenn auch in einem höheren Deckenkörper, im Salzburgerischen immer nur Valendis für den Schrambach-Komplex angegeben wird, während im Hauterive schon die Rossfeldschichten aufscheinen, Barrême aber überhaupt leerfällt! (WEBER, PLÖCHINGER, DEL-NEGRO). Andernorts vertreten die Mergel auch Hauterive. Man wird dieser Sache in Kaltenleutgeben einmal nachgehen müssen.

Die alten Fundstellen im klassischen Neokom von Kaltenleutgeben liegen in der Lunzer Decke. In der Frankenfelder muß man mit der im Allgäu—Ternberg—Frankenfelder System gegebenen Tendenz zum Komplettwerden der Serien im Spatium Neokom—Cenoman rechnen.

Tatsächlich läßt sich hiefür in der Frankenfelder Decke des Kartengebietes einiges in Anschlag bringen.

Rötliche Anflüge in den Schrambachschichten der Bucht deuten vielleicht auf die bunte Verfärbung an der Obergrenze des Schrambach-Komplexes, auf ein Einsetzen von „Neokomen Zwischenschichten“ (PLÖCHINGER), Anzenbachschichten (TRAUTH). Ferner wären an den hellen Neokom—Mergelkalkstoß, lagerungs- und schichtfolgemäßig, rissig anwitternde, feinkörnige, kalk- und kieselgebundene Quarzsandsteine anzuschließen, die höheres, „Sandiges Neokom“ sein dürften. Ihre Einstufung ist aber, wie weiter im Westen, noch ganz ungeklärt. Lagerungsmäßig, nächst diesen, dichte, eisengraue, kalkhaltige Schiefer, die, nach westlicherer Erfahrung, Verdacht auf „Schwarze Neokom“ und auf die „Schwarze Serie“ des Alb, Gaults erwecken. Ihr bescheidener Mikrobestand harmoniert mit der Annahme eines „mittleren Kreideniveaus“ (OBERHAUSER). Es liegt wahrscheinlich Apt oder Oberalb vor. An die Wende Oberalb/Cenoman werden die „Geröllpsammite“ der Oberalb—Cenoman-Serie der Frankenfelder Decke zu stellen sein.

Oberkreide

Die Gosau der Lunzer Decke reicht nicht an die Karte, liegt aber im Südosten von ihr in breiter Front und ist zum deckenfaziellen Vergleich heranziehbar.

Wie überall in der Frankenfelder Decke, endet auch in der des Kartengebietes die Sedimentation mit dem Untercenoman.

Die Einstufung der als Oberalb—Untercenoman aufgeführten Schichtgruppe ist im Kartengebiet nur durch Übertragung anderweitiger Erfahrungen (bis in die Bayerischen Alpen) auf einen Serienbestand möglich, der, so charakteristisch er ist, uns hier im Osten und in diesem kleinen Ausschnitte nur stückweise entgegentritt.

Der einzige, von SOLOMONICA (1934 a) in der Bucht, bei „Siegelw.“ seiner Karte signierte Fossilfundpunkt „Orbitolinen“-Cenoman war mangels eines begründenden Textes in die Karte nicht aufzunehmen; kein Zweifel aber daran, daß schon er davon überzeugt gewesen ist, dort Cenoman vor sich zu haben.

An die Wende Alb/Untercenoman sind, wie gesagt, zu stellen: die feiner bis grob struierten Exotikakonglomerate, die „Geröllpsammite“ und Psephite der (Oberalb-) Cenomantransgression. Zu ihnen, die vom Verfasser seinerzeit als „Hellsandsteine“ bezeichneten feinkörnigen Kalksandsteine, außerhalb der Karte Exotika führend, wohl nichts anderes als feinkörnige polygene Breccien. Zum Serienbestand sodann, diese selbst,

die ebenfalls feinerkörnigen, typischen bunten „Polygenen Breccien“ des „Orbitolinen“-Cenomans und schließlich, als indifferente Typen, die eiförmigen, mittelkörnigen, kalkiggebundenen, weitverbreiteten, braunen Quarzsandsteine und plattig ablösende Sandsteine mit kohligem Häcksel.

Der klastische sandreiche Bestand dieses Oberalb-Untercenomans und seine vom Neokom unabhängige fleckenartige Verteilung sind Anzeichen der ersten Vorgosauischen, der Austrischen Phase, gegenwärtig, im engsten Ausmaß, als auf Mittelalb beschränkt angegeben. Die Häufung größerer Untercenoman-Areale an der Deckengrenze bezeugt, daß es sich dort tatsächlich um höhere Teile der Frankenfesler Decke handelt, die von der Lunzer Decke überfahren worden sind. Die Grobklastika der Serie halten sich in der Bucht, an die „Cenomanen Randstreifen“ die sie durchziehen, dem typischen „Randcenoman“ des Frankenfesler Systems. Und in der Bucht, eine Stelle, an der das leitende Quarz-„Exotika“-Konglomerat im Höllensteinzug einmal anstehend anzutreffen ist.

Die Exotikakonglomerate sind fossile Strandwälle, mit der für Seifen typischen negativen Schwereauslese (gerade die schweren und großen Komponenten bleiben am Wall oben liegen, bzw. bilden ihn mit, weil der Brandungsrückstrom nicht mehr die Kraft hat, sie wieder mitzunehmen).

Die Herkunft der allothigenen Komponenten war sattsam Gegenstand sehr eingehender Untersuchungen und Erörterungen. Unter den reichsdeutschen Autoren herrscht heute einmütig die Überzeugung, daß das Liefergebiet der Gerölle im Norden der Kalkalpen gelegen gewesen sein müsse.

Demgegenüber hat der Verfasser schon 1953 zu bedenken gegeben, daß es nicht so ohne weiteres angehe, diesen hoch ausgelesenen Bestand vorzüglich gerundeter „polierter“ Hartgesteinsgerölle, in dem Porphyre, Quarz und Quarzite bei weitem dominieren, in einen aus diesem Residuum rekonstruierten, dem heute vorliegenden Ablagerungssystem nahe gelegenen Entstehungsraum sozusagen hinabzuprovozieren.

Gerölle dieser Art erfordern lange Transportwege, und mehrfache Umlagerungen sind in Erwägung zu ziehen (und wurden auch erwogen). Es ist nicht nötig, die nordblickende Strandrichtung umzukehren, wenn man die Gerölle aus dem Süden bezieht! Was in diesem Falle aus dem Süden zu kommen hat, sind nur (lange) Zubringerflüsse.

So bleibt immer noch die Möglichkeit, daß es sich um Gerölle aus permischen Beständen innerhalb der alpinen Permtrias handelt — etwa in Richtung p. p. Grödener Konglomerat-Prebichlschichten-?Pleschbergquarzit — die schon im mittleren Perm in gerundetem Zustand eingebettet gewesen sind, exhumiert, weiter ausgelesen und weiterhin nordverfrachtet wurden.

Tektonik

Hier ist im Anschluß an 1958, S. 100 und 104, zunächst noch das Detail der Deckengrenzziehung Lunzer/Frankenfesler Decke von der Jakobsquelle bis zum südlichen Kartenrand zu bringen.

Für den Kartenbereich abschließend, hat sich auch dort eine Darstellungsmöglichkeit ergeben, wenngleich ihr unantastbare Lösung nicht unterstellt werden darf.

Daß sich diese Schwierigkeiten bei der Legung einer „Deckengrenze“ besonders wieder einmal dort einstellen, wo Querstruktur herrscht, ist bezeichnend. Gleiches haben wir in den letzten Jahren um Weyer gesehen. Die hier wie dort wohl gleichartigen Ursachen liegen vielleicht im Quersog zur regionalen Längserstreckung der Grenzregionen, in den Verhältnissen im toten Winkel von Verspießungen.

Um die Jakobsquelle ist der Quer-Knick besonders scharf. Auch morphologisch deutlich ausgeprägt: in der Winkelverschneidung verläuft

das tiefe Tal von der Quelle gegen Südsüdosten/Südosten. Die Querstruktur im Abschnitt Jakobsquelle-Speckkammerl kommt auf den Kartenbildern SPITZ' und SOLOMONICAS mehr oder minder, aber deutlich zum Ausdruck. Darstellungen und Befund weisen die Baufugensuche auf Süden.

So geht es am Südostrand des Rhäts der Kote 603 (nordwestlich vom nördlichen Speckkammerl) nicht weiter (Umgebungskarte von Wien), weil man sich dort zu weit westlich eben schon in sicherer Frankenfesler Decke befindet. Ein solcher Linienzug würde u. a. deren innerstes südziehendes Cenoman schneiden.

Die scheinbar einfachste, dem Kartenbilde SPITZ' gemäßeste Lösung, im Hauptdolomit des Speckkammerls ein West-Frontstück der Lunzer Decke in dieser Querstruktur zu sehen und an seiner Westseite gegen den dort an ihn grenzenden, zweifellos der Frankenfesler Decke angehörigen Neokom-Cenoman-Streifen den Grenzausstrich zu ziehen, ist verstellt. Denn der von Nordosten her gegen Süden einschwenkende, große, lange, innerste Neokomzug der Frankenfesler Decke zieht ja auf Kote 580 (SPITZ—Karte!) am nördlichen Speckkammerl an die Ost-Seite dieses Hauptdolomites (1958, S. 100 ⁷⁾ und 104), womit er, für den Kartenbereich, ebenfalls zur Frankenfesler Decke fällt. Dazu kommt noch, daß sich im Jakobsquellen-Graben unter der Wasseraustrittsstelle, an der Ostseite des innersten Frankenfesler Neokoms noch Frankenfesler Cenomansandstein findet, sichtlich eine Fortsetzung des mit diesem Neokom von östlich des Kreuzsattels her ziehenden Cenomanstreifens, so daß sich dort im Graben eindeutig die Absetzung der Frankenfesler Decke gegen die ostnordöstlich des Grabens niedersetzende große Jura-Neokom-Klippen-Staffel der Lunzer Decke ergibt.

Für die Weiterziehung der Deckengrenze im Bereiche der orographisch-tektonischen Grabenverschneidung gibt es dann wenigstens nur noch die Alternative: in der Grabensohle zu bleiben oder sich am Westhang südwärts zu tasten. Erstere weist zu weit nach Südosten, in einen Raum, den man mit SPITZ der Höllensteinantiklinale der Lunzer Decke zuweisen muß. Die zweite hat sich im Jura-Neokom des Westhanges (das bei der ersten ganz in die Frankenfesler Decke fiel) zurechtzufinden.

Einiges südlich vom Tithon-Neokom-Cenoman-Bereich der Frankenfesler Decke um die Jakobsquelle steht am Graben-Westhang an einem felsigen Aufschwung eine nicht unbedeutende Partie von „Jurassischem Hornsteinkalk“ an, der etwas unter der Verebnung, über die oben der Weg zum Speckkammerl führt, zum darüber hinwegziehenden innersten Neokomstreifen der Frankenfesler Decke vorstößt. In der südlich vom Jurahornstein-Fels gelegenen, weitgespannten, flachen Delleung des Westhanges liegt unter der Ostflanke des Neokoms ein kleiner Stoß von Tithonflaserkalk, der, mit dem Neokom gehend, natürlich zur Frankenfesler Decke zu ziehen ist. Tiefer unten in der Dellenweiteung liegt auch noch oder wieder Neokom herum.

Das Jurahornsteinkalk-Vorkommen, von der südstrebenden Tithon-Neokom-Cenoman-Serie der Frankenfesler Decke des Westhanges mehr

⁷⁾ Der diesbezügliche Satz (vierter Absatz von unten) hat nach dem Beistrich richtig zu lauten: „wo SPITZ es, wohl am Wege, für Rhät gehalten hat“. Der folgende Nebensatz hat zu entfallen.

halbseitig umgeben als mit ihr irgendwo eindeutig stratigraphisch verbunden, wurde trotz der sicherlich vorerst vorrangig zu bewertenden schichtfolgemäßigen Deutung, vor allem hinsichtlich des Tithons, doch eher als, vielleicht im Graben-Knick etwas südversetzte, westseitige keilartig in das Frankenfesler System eindringende Fortsetzung der westsüdwest ziehenden Jura-Staffel der Lunzer Decke von der gegenüberliegenden Grabenseite aufgefaßt.

Daher wurde die Grenze Lunzer/Frankenfesler Decke, von der Ostseite des Graben-Cenomans her kommend, westlich um den Jurahornsteinkalk-„Keil“ und östlich vom Tithon (-Neokom) südlich des Keiles, bis an den Kartenrand weitergezogen.

Wenn man angesichts der in dieser Verschneidungsecke eng verschachtelten, im dort fast ausschließlich der Beurteilung zugänglichen höheren Jura-Neokom indifferenten Küstensäume die Suche nach einer regionalen Baufuge überhaupt positiv werten will, so klaffen die beidseitigen Fehlergrenzen bei der getroffenen Anordnung im Kartengebiet noch keineswegs allzu weit (um 200 m, aber eher darunter). Schon unmittelbar weiter westlich geht es, so weit gesehen und gezeigt, nicht und etwas weiter östlich kaum mehr recht. Südlich außerhalb der Karte allerdings, würde sich ein Fehler im südlichsten Grenzstrichzug Jakobsquelle—Kartenrand rasch sehr stark auswirken.

Immerhin findet man mit der vorliegend gewiesenen Richtung späterhin vielleicht Anschluß an die wieder westschwenkende Deckengrenz-Region im Raum südliches Speckkammerl—Wildeg, wozumindest das Cenoman und manches an Jura-Neokom mit ihm (SPITZ, SOLOMONICA) zur Frankenfesler Decke zu stellen sein werden.

Dieser Blick über den südlichen Kartenrand leitet zur Gesamt-Analyse der Tektonik unseres Raumes und seiner Umgebung über.

Sehen wir uns nämlich genötigt, die Frankenfesler Decke so weit gegen Süden zu ziehen, so ist damit gegeben, daß, entgegen der Ansicht SOLOMONICAS, die Lunzer Decke keinen Anteil am westlichen Buchtrahmen haben kann. Die unlösliche schichtmäßige Verbindung von Bucht und „Rahmen“ gestattet es nicht, diesen irgendwo als Saum der Lunzer Decke aufzufassen (SOLOMONICA). Gerade auch im stratigraphischen Sinne ist die Bucht tatsächlich die „Außenmulde“ (SPITZ 1910, S. 401) zum Rahmen, zur „Randantikline“ SPITZ'; enthält doch, im großen gesehen, die „Mulde“ die stratigraphisch hangenden Glieder dieses „Rahmens“. Das gilt vom Verhältnis der Frankenfesler „Kieselkalk“-Vorzone zur Randantikline der Frankenfesler Decke im ganzen Höllensteinzug (s. 1.).

Damit erledigt sich die durch SPITZ (1910) aufgeworfene und, mit Recht, verworfene, von SOLOMONICA (1934 a) vertretene Halb-Fenstertheorie vom Bau der Langenbergbucht.

Auch kann, wie bereits bemerkt, bei schon stratigraphisch vorgebildeter Bucht-Anlage, die von SPITZ (1910, S. 425 und 426) als wahrscheinlich erachtete „große Sigmoide“ der Rahmenzone entfallen. Das so augenfällige Schwenken der Rhät- und der Mittelkreide-Züge am westlichen Buchtrand im Raum Sulzberg—Mödlingbach in Nordwesten (SPITZ-Karte) deutet sich ebensogut als Verdrehung in Diagonal-, wenn nicht Überdrehung aus Querstruktur heraus, vielleicht mit Blattschleppungen, wie gleiches ja in der Bucht eindeutig zum Ausdruck kommt (Taf. 28).

Intensive Schuppung in der „Kieselkalk“-Vorzone ist schon SPITZ bekannt gewesen (1910, S. 401).

Ähnlich der hier vertretenen Auffassung, führt SOLOMONICA Schuppenbildung bei der tektonischen Bucht-Gestaltung gegen Spitzsigmoidale Kalkalpenstrang-Drehung ins Treffen (1934 a, S. 93 und 94).

Neuerlich wird aber ausdrücklich betont, daß mit unserer stratigraphisch fundierten Vereinfachung des Verhältnisses Bucht—Rahmen weitgehende tektonische Umgestaltung auch des Grenzraumes nicht im entferntesten in Abrede gestellt wird; Einzelheiten später.

Die Kalkalpen/Flysch-Grenze ist auch in unserem kleinen Abschnitt eine Fuge erster Ordnung; schneidet sie doch sichtlich die Bucht gerade an der Stelle ihrer größten sichtbaren Ausdehnung glatt ab.

Es deutet sich zwar auf der kalkalpinen Seite des Schnittes eine, auch sonst weiter verbreitete klippenartige Front-, „Welle“ als antiklinales Wiederaufsteigen aus der „Rand“-„Mulde“ an (SPITZ 1910, S. 401), doch ist nicht anzunehmen, daß sie, insonderheit im dargestellten Gebiete — am großen Bucht-Schnitt — schon kalkalpiner „Ausklang“ sein sollte. Eher ist an Aufschuppung zu denken.

Wenn wir uns also wegen dieser „Randwelle“, und auch sonst, in der Frage der „diskordanten Abscherung der Kalkalpenfalten“ durch die Überschiebung am Flysch (SPITZ 1910, S. 432 und 1919, S. 87) Zurückhaltung aufzuerlegen haben, so ist doch SPITZ' Grundgedanke: diskordante Abscherung an der nordfrontalen Hauptbaufuge absolut richtig.

Der letzteren Lage dürfte im dargestellten Abschnitt um die Steilstellung pendeln, zumindest lokal, zeigt sich aber im westlicheren Teil, unmittelbar am Schnitt, im Flysch „regelrechtes“ sogar nur mittelsteiles Südfallen. Der Kieselkalk, etwas südöstlich daneben, steht senkrecht.

In den Kalkalpen hält die Inverslage von der nördlichen Frankenfelsler bis in die Lunzer Decke des Höllensteins an (Taf. 28, Profil). Die Erscheinung ist altbekannt (Spitz 1910, S. 431, 1919, S. 87 und 113; SOLOMONICA 1934 a, S. 86—89). Sie gibt noch heute zu denken, aber eine Schwierigkeit für den Überschiebungsbau können wir — Neubayerisches ausgenommen — in ihr nicht mehr erblicken. Ein besonders gewichtiges Moment ist die fazielle Beschaffenheit von Flysch und Helvetikum vor dem Kalkalpenstoß, mit ihrem äußersten Mangel an klastischen kalkalpinen Komponenten und das Fehlen jeglicher Andeutung von einem nahen Südrand dieser Zonen. Der „Motor“ der Umkipfung ist nicht in der Flysch/Kalkalpen-Haut zu suchen: Nord-Drift im tieferen Untergrund.

Das interessanteste Objekt der kalkalpinen Nordrandschuppen-Region im Gebiet ist die Front-Welle westsüdwestlich der Karolinenquelle, an der Westseite des unteren Schullerwiesen-Grabens, insonderheit der Karrenweg west- bis westsüdwestlich der Quelle, am Waldrande, oberhalb des Wiesenweges zum Ellinghof („Götz“ der SPITZ-Karte).

Bei SPITZ (1910) scheint dort nur eine Hauptdolomitlamelle im Kieselkalk auf. SOLOMONICA (1934 a) führt ein wesentliches Stück, 1. c., S. 90⁸⁾, unter „Gosau der ostalpinen Klippenzone“ auf, was in jeder Hinsicht unrichtig ist; auf seiner Tafel (III, 1. c.) erscheint die Stelle an der Kalkalpen/Flysch-Grenze als Hauptdolomit und eine tektonisch selbständige „Gosau“-Linse in Front.

⁸⁾ 1. c., S. 62 ist von Sandsteinen polygener Art nördlich der Karolinenquelle die Rede.

Die an sich bescheidenen Aufschlüsse auf besagtem Karrenwege geben aber noch viel mehr her: Von Osten kommend, stehen zunächst mittelsteil südfallende Mergelschiefer der Laaber Schichten an, auf die eine Lage von Gault-Glaukonitquarzit des Flyschs folgt⁹⁾. Nach ihm muß, von Westen kommend, schräg über den Weg gegen Osten, der Kalkalpen/Flysch-Grenzausstrich durchziehen. Denn die nächstfolgende Lage ist die „Gosau“ SOLOMONICAS, in Wirklichkeit fein- und mittelkörniger „Orbitolinen“-Cenomansandstein, also „Randcenoman“ der Frankenfesler Decke, in dieser Position eine typische „Cenomane Randschuppe“ am Flyschrand. Es ergibt sich also hier der Sonderfall, daß an der Hauptstörung Gault und Cenoman nebeneinander liegen, und trotzdem nichts miteinander zu tun haben! Auf das Randcenoman folgt eine schichtfolgemäßig absteigende Trias-Jura-Schuppe: Lagenzerscherter Liasfleckenschiefer, Rhät, Rauhwacken und Hauptdolomit. Abb. 1 versucht diese Verhältnisse zu veranschaulichen.

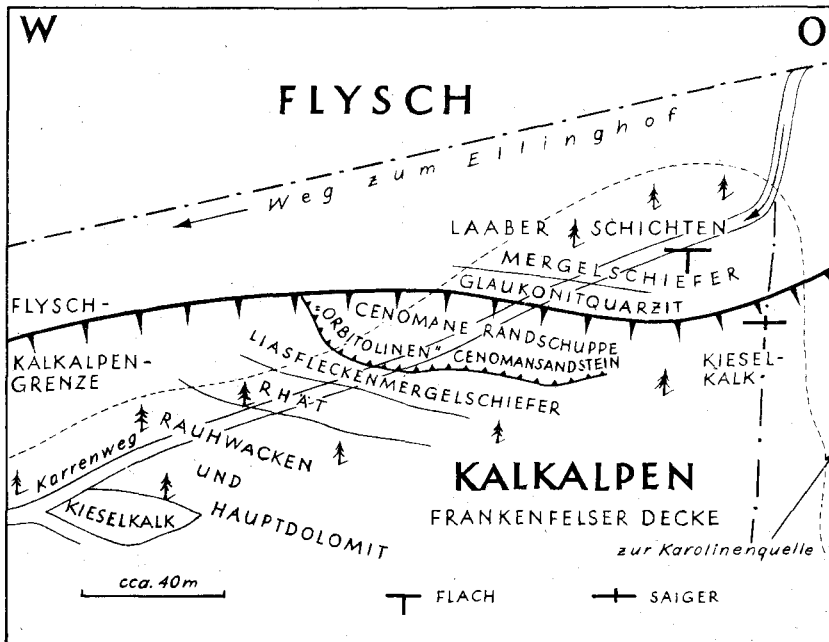


Abb. 1: Situation an der Kalkalpen/Flyschgrenze am Karrenwege west- bis westsüdwestlich der Karolinenquelle im Dürrliesing-(Kaltenleutgebener-)Tal, am untersten Nordhang des Hinteren Langenberges, westlich der Schullerwiese, zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Maßstab: zirka 1:2000. Unter Benützung der Aufnahmen von SPITZ (1910) und SOLOMONICA (1934 a).

Die Karolinenquelle, am Ausgang des Schullerwiesen-Grabens, dringt genau an der Kalkalpen/Flyschgrenze auf. Rauhwacken der Südseite dürften das Wasser führen, der Wassersack am Flysch der Nordseite gestaut

⁹⁾ Vielleicht die „Hornsteinbänke im Flysch“ (!) vom Eingang der Schullerwiese, bei SPITZ 1910, S. 396.

sein. Eine ziemlich ausgedehnte, bisher unbekannt gewesene Tuffterrasse, im Wiesengrund nordwestlich neben der Quellstube, ist durch deren Errichtung trocken gefallen.

Die Tektonik der Bucht ist — im Kartenbild vielfach sichtlich — durch Interferenz zwischen dem im Höllesteinzug etwa ostnordöstlich gerichteten „allgemeinen“ Streichen des Kalkalpenkörpers und Querstruktur-Durchschüssen bestimmt, die eine Verzerrung der ursprünglichen Anlage in Nord—Süd und das so tiefe Eingreifen des verzerrten Körpers bis weit über den Hauptkamm mitbedingt. Das zeigen die Zugrichtungen und Versetzungen der vom Kieselkalk abzusehenden Elementen. An deren Endstellen ist freilich nicht immer zu ersehen, ob es sich um Versetzung, Abschneiden, axiales Abtauchen, oder Fazieswechsel handelt.

Versetzung ist beim großen Zug von Kalksburger Schichten und Fleckenmergeln im Kerschengraben (SPITZ-Karte) (zwischen dem Brandel und der Stierwiese) und bei den Kalksburger Schichten Stierwiese (südlicher Waldrand)/Vorderer Langenberg (Graben der Nordnordwestseite)/Graben unter der Sieglramwiese, Abschneidung an beiden Enden der großen Neokomlinse des Vorderen Langenberg-Nordnordwest-Abfalles und Fußes der Fall, während beim Ausspitzen der Kalksburger Schichten und Fleckenmergel östlich der Sohle des Grabens Wallnerwiese—Sieglramwiese alle drei Möglichkeiten bestehen.

Querstörungen sind bis in den Nordwestsektor überdreht.

Richtungsänderungen in den langen Nordgräben spiegeln ebenfalls die Interferenz im Spannungsfeld wider. Subsequenz nach den Querstrukturen in den Mittel- und Oberläufen sind direkt erweisbar: in der Langerram, im Kerschengraben und im Graben Wallnerwiese—Sieglramwiese.

Die bedeutendste Störung, schon südrandlich, aber noch innerhalb der Bucht ist die Fehlschichtung des vorerwähnten, fischförmigen, großen Neokomstoßes des Vorderen Langenberg-Nordnordwest-Abfalles und Fußes, der allseitig irregulär begrenzt ausfällt. Er trennt einen von südlich des Brandels herkommenden, dort allerdings beidseitig schichtmäßig gebundenen, inneren Kieselkalkstreifen vom größeren Kieselkalkareal der Bucht ab. Dieser innere Kieselkalkstreifen verbindet sich um die tektonische West- und Südwest-Abschneidung des Neokoms mit dem Kieselkalk des mittleren und westlichen Teiles der Bucht. Es ist zu erwägen, ob dieser Neokom-Stoß nicht ein eingeschobenes „Brett“ aus der Neokomzone der südlichen Frankenfelder Decke, das wäre, diesfalls, aus dem Bereich der „Liesingmulde“ zwischen der Huber Ram und dem Kreuzsattel stammend, sein könnte.

Die mittlere und westliche Bucht ist grobenteils buchstäblich eine Kieselkalkwüste. Nur vereinzelte Linsen von Hauptdolomit, Rhät, Liasfleckenmergeln und Oberalb-Untercenomansandsteinen ließen sich auscheiden. Stark südverdreht, schräg querüber den Hauptkamm, sind auf der Linie Kreuzsattel—Kote 601—Kote 612 deutlich Versteifungen durch Hauptdolomit, Rhät und Liasfleckenmergel zu konstatieren; besonders letztere bilden „Knöpfe“.

Die über die ganze Bucht verstreuten Oberalb-Untercenoman-Klastika-Stellen können nur Ausstriche von Klemm-Lagen sein; glatter Schichtverband besteht ja nicht einmal an Neokom und auf der Dennudationsfläche oben liegen sie sicher nicht.

Der vorerwähnte „innere“ Kieselkalkstreifen der Ost-Bucht grenzt im Osten und Süden an Hauptdolomit, Rhät und Liasfleckenmergel der östlichen und südlicheren „Randantikline“. Abstoß an Hauptdolomit auf der Langstrecke beiderseits des oberen Kerschengrabens—Vorderer Langenberg deutet auf Unterdrückung oder Überwalmung mit Unterdrückung von der Rand-„Antikline“ her; tiefgehend ist das kaum.

Tiefer und quer einbrechend ist der Buchtrand-Abstoß des Kieselkalk-Hauptareals im südlichen Teil der zentralen Bucht an der „Liesingmulde“ im Siegelramwiesen-Kreuzsattel-Gebiet, fällt dort doch sogar die „Randantikline“ aus.

Diese „Randantikline“ (SPITZ') der Frankenfeser Decke ist, als Element, am Bucht-Ostrand eindeutig über den Raum östlicher Brandel-Hangfuß—westliche Langerram—östlicher Kerschengrabens—Racheln seines oberen Einzugsgebietes — dort mit Kieselkalk ? verschuppt — Vorderer Langenberg Kote 614 zu verfolgen. Gegen die Langerramstörung, also dort gegen „innen“, ist sie überschlagen. Das ist eine Andeutung derselben Pilzfalten-Struktur, die sie bei Kalksburg aufweist. Nach der bereits erwähnten Unterbrechung ist sie südlich von Kote 603 (westlich der Jakobsquelle) wieder zu erkennen.

Am Bucht-Westrand erscheint sie, im dargestellten Gebiete, am und nördlich vom Sulzberg Kote 615 wieder. In diesem Sinne ist der Sulzberg tatsächlich ein Gegenstück zum Raum südlich des Brandels (SOLOMONICA 1934 a, S. 105). Am Nordabfall und am Hauptkamm gegen Kote 612 zu herrscht eine so weitgehende Verfingering zwischen Hauptdolomit, Rhät und dem Kieselkalk der Bucht, daß eine andere als die stratigraphische Deutung dieses Verhältnisses Randantikline—Bucht kaum ernstlich in Betracht kommt.

Die in vorliegender Arbeit über die Gesamtsituation Bucht—„Randantiklinal“-Rahmen vertretene Ansicht schließt eine Deutung des Kieselkalkareals als „stauendes Hindernis“ für diesen „Rahmen“ (SPITZ 1910, S. 425 und 431) aus.

Das innerste Element der Frankenfeser Decke, hier nur Großteil der „Liesingmulde“ (SPITZ'), zieht in Querstruktur westlich der Langerramstörung (Deckengrenze) durch die Langer- auf die Huber Ram, geht über den Zwickel „Liechtensteinstraße“—Bärenwiese, erfüllt den Raum nordwestlicher Höllenstein-Hang und -Fuß—Vorderer Langenberg-Südseite und endet gegen Westen mit einem nördlicheren Teil an der Bucht auf der Linie Grabensystem unter der Siegelramwiese—Siegelramwiese-Ost—Kreuzsattel (SOLOMONICA, 1934 a, S. 102). Im Raum Kreuzsattel—Jakobsquelle—Kartengrenze ist ein südlicher Teil gegen Süden abgeknickt.

Kann man bei der (östlichen) „Randantikline“, wegen beiderseitiger Flankierung ihres Hauptdolomits durch stratigraphisch höhere Elemente, noch von einem, wenn auch stark verzerrten Antiklinalbau sprechen, so ist bei der „Liesingmulde“ des Gebietes von einer „Mulde“ keine Rede. Es ist dies eine Zone an der Hauptstörung gegen die Lunzer Decke mit Linsen und „Brettern“ aus dem stratigraphischen und — regional gesehen —

tektonischen Hangend-Bestände der alpeninneren Seite der Buchtrand-Antiklinale¹⁰⁾.

Für die Grenzziehung dieses Elements im Gebiete gegen die Lunzer Decke ist die groß- und vor allem weiträumige Verbreitung des verkleidenden Oberalb-Untercenomansandsteins im Zuge dieses Schmalstreifens maßgebend, die anzeigt, daß wir uns tatsächlich im südlich-höchsten Teil der Frankenfeser Decke befinden. Von einer Einschlichtung der Mittelkreide an der Deckenüberschiebungsbahn ist aber keine Rede.

Der Verlauf des Deckengrenzausstriches Lunzer/Frankenfeser Decke im Gebiete ist den Aufnahmeberichten (1952 b, 1955, 1956 und 1958) und, ein Schlußstück betreffend, in dieser Arbeit, mit solcher Genauigkeit abgehandelt worden, daß sich Wiederholungen hier erübrigen.

Vom West-Fuß des nordwestlich vom Gaisberg gelegenen Gaisberg-„Vorgipfels“ Kote 538 durch die Langer-, über die Huber Ram und den Zwickel „Liechtensteinstraße“—Bärenwiese und nordwestlich um den Höllenstein bis gegen die Kote 630 ist die Grenzziehung eindeutig gegeben. Die Schwierigkeiten bei ihrer Einspielung am restlichen Streckenteil bis zum südlichen Kartenrand wurden nicht beschönigt.

Die Lunzer Decke ist im dargestellten Gebiete durch einen recht günstig gelagerten Ausschnitt aus ihrem alpenäußersten Element, der „Höllensteinantikline“ (SFRITZ'), vertreten. Da ist nun eindeutig eine große Antiklinale zu beobachten.

Sie überspannt das Gaisberg-Gebiet und zieht in Nordost—Südwest mit weit geöffnetem Muschelkalk-Kern auf die Langerramstörung, die Deckengrenze des Abschnittes Langerram, zu, während westlich des Grenzausstriches die „Liesingmulde“ der Frankenfeser Decke gegen Süden zieht. Dem eindrucksvollen Abstoß tun karnische Klemm-Lagen an der Langerramstörung, in Front des Mitteltrias-Domes, keinen wesentlichen Abbruch.

Ansonsten ist das essentielle tektonische Moment im Gaisberg-Gebiete die Anschoppung karnischer Elemente am erwähnten „Vorgipfel“ des Gaisberges um Kote 538, im Nordwestflügel der Wölbung, die dem merkbar reduziert erscheinenden, über das Gaisberg-Gipfelgebiet ziehenden Südwestflügel entstammen mögen.

Karnische Aufbrüche ziehen sodann über die östliche Huber Ram und Kote 588 auf den Nordhang des Höllensteins.

Am Höllenstein erscheint der Kern der Antiklinale im schlitzenartigen, beiderseits von Karn flankierten Mitteltrias-„Aufbruch“ mit Ostsüdost—West-südwest-Strich wieder.

Auch die Höllensteinantiklinale der Lunzer Decke zeigt im Kartengebiet deutlich die Tendenz zu einem Absetzen in den Südsektor und zieht sich über den Hauptkamm nach Süden zurück; doch weist die Streichrichtung im ganzen nur West-südwest. Abdrückung nach Süden erscheint deutlich um die „Liechtensteinstraße“ an der östlichen Huber Ram. Axial drückt sich das in der Südversetzung der Antiklinalachse vom Gaisberg-Westfuß an der Langerram bis zum Höllenstein-Gipfelkamm

¹⁰⁾ Daß diese „Liesingmulde“ aber tatsächlich in einem Teilstück ihres Bereiches Gegenmulde zur Randantikline ist, zeigt ihre geradezu modellartige Synklinalstruktur bei Kalksburg.

im Betrage von etwa einem Kilometer, senkrecht zum Achsenstreichen nur etwa zur Hälfte dieses Betrages, aus.

Durch die Neuaufnahme zeigt sich im Aufbau des Raumes Kote 588, südlich der Huber Ram—Höllenstein deutlich eine steilachsige Verformung dieses deckenfrontalen Teiles der Lunzer Decke. Der Mitteltrias-Aufbruch dürfte an seinem Ostnordost-Endstück propfenartig aus der Tiefe aufsteigen.

Merkwürdigerweise zieht der Deckengrenzausstrich im Zuge Huber Ram—Höllenstein — ost Kote 630 diese Verformung nach.

Auch manche Elemente der rückfrontalen Frankenfesler Decke scheinen sich dem verstauchten Deckengrenzausstrich anzuschmiegen. Da ferner nicht anzunehmen ist, daß der Abscherungsfläche diese Deformation schon ursprünglich eigen gewesen sein könnte, dürften Lunzer und Frankenfesler Decke noch gemeinsam bewegt worden sein, eine Erscheinung, die im Halbfenster von St. Anton an der Jessnitz RUTNER aufgezeigt hat (1947, S. 51).

Stellt man die weithin beide Decken beherrschende Rücküberlegung gegen Südosten und ihren, darauf senkrecht stehenden, gemeinsamen Zug schräg über den Hauptkamm konstruktiv ein, so erhält man über diesem, von Südosten aufsteigend, tatsächlich eine „Deckenkulmination“. Derartiges meinte wohl SOLOMONICA 1934 a, S. 97, mit der „Kulmination“ seines „Halbfensters“, „gerade an der Wasserscheide“ und der „tektonischen Achse der Schuppung, die gerade hier den höchsten Punkt erreicht“.

Daß diese Schwenkungen, Querstrukturen und steilachsigen Verformungen Reaktionen der kalkalpinen Haut vor allem auf die Umstellung in die „karpatische Richtung“ sein mögen, wird durch jüngste Erkenntnisse der Praxis im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens neuerlich eindringlich gemacht. Erstaunlich ist nur, in welcher Vielfalt und Engschärung sie sich in unserem schmalen Ausschnitte bemerkbar machen.

Zur Frage der vielgesuchten deckenfaziellen Sonderheiten hatte und hat der Verfasser wiederholt Gelegenheit zur Äußerung über die Verhältnisse gerade in den auch in unserem Gebiete vertretenen tektonischen Körpern (Weyer und Kalksburg in den „Verhandlungen“). Mit einiger zusätzlich nötiger Umschau in einem etwas größeren Rayon als der der Karte sei hier nochmals zusammengefaßt:

Die Schichtfolge der Frankenfesler Decke beginnt mit Rauhacken und Hauptdolomit. Ob erstere oberkarnisch-unternorisch oder obernorisch-unterrhätisch sind, läßt sich im Gebiete gewiß nicht sagen. Früher als mit dem oberkarnisch-unternorischen Gipsrauhackenhorizont beginnt die Schichtfolge dieser schwächtigeren Decke aber nicht, während die Lunzer schon mit hydaspischen Gutensteiner Schichten anhebt. Im Rhät sind die Schattwalder Schichten ein charakteristisches Glied der Frankenfesler Decke, in deren „Kieselkalk“-Vorzone die Sedimentation vom Rhät in den Lias ungebrochen anhält, während in der Lunzer Decke Hierlatzkalk auf Obertrias greift. Kieselkalk, Kalksburger Schichten und Fleckenmergel kommen im Höllensteinzug nur in der Frankenfesler Decke vor. Scheidend ist die beidseitige Entwicklung in der mittleren Kreide und in der höheren Oberkreide. Regionale Erfahrungen haben hier Urteilsvollmacht: In der Frankenfesler Decke, Ende der Sedimentation mit dem Untercenoman,

in der Lunzer Decke des Höllensteinzuges, die reich gegliederte Gosau, mit oberem Campan und Maestricht.

Im Lias haben wir es bei der nördlicheren Frankenfelder Decke mit einem Trog-, einem Becken-Bereich, bei der Lunzer, mit der Andeutung eines Schwellen-, eines „Hochzonen“-Bereiches zu tun; letzteres erscheint begründeter, wenn wir die östlichere Lunzer Decke heranziehen (Neumühle, Rodaun), wo Klausalk transgrediert.

An eine „weltweite“ Trennung der Ablagerungsbereiche der beiden Decken ist nicht zu denken. Bei Engschlichtungen faziell großenteils indifferenter Bestände, wie das bei solchen mit Oberjura-Neokom der Fall ist, erscheint daher Sonderung als Willkür.

Datierung von Bewegungsvorgängen ist im kalkalpinen Gebiete — die Flyschgrenze bleibt außer Betracht — nur mit Mittelkreideablagerungen möglich.

Damit wissen wir nur, daß in der Frankenfelder Decke die ältere der beiden vorgosauischen Phasen, die Austrische Phase jedenfalls gegeben ist, am Deckengrenzausstrich, daß die Abscherung oberalb-untercenomane Lagen kappt.

Die Rücknahme der Lunzer Decke über den Hauptkamm gegen Süden und die Besetzung des Raumes beiderseits der Wasserscheide und dieser selbst durch die Frankenfelder Vorzone, infolge gleichsinnigen Einschwenkens der Frankenfelder Decke, hat auch morphologische Aspekte. Schon LICHTENBERGER (1954 b, S. 38) bemerkte, daß die im Gebiete tief in den Höllensteinzug eindringende Frankenfelder Decke diesem in ihrem Bereiche ein den Flyschbergen ähnliches Aussehen verleihe. Aber auch die so eindrucksvolle Steilfront, die die Lunzer Decke über der Frankenfelder auf der Strecke Rodaun—Kaltenleutgeben darbietet, verliert sich in unserem Gebiete und tritt am Höllenstein selbst nur mehr als flache Kuppelwölbung eines Seitenkammes in Erscheinung.

Literatur

- 1905 TOULA, F.: Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches; Jahrb. Geol. R.-Anst., 1905, S. 243.
- 1910 SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien; Mtlg. Geol. Ges. Wien, III. Bd., 1910, S. 351.
- 1919 SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach; Mtlg. Geol. Ges. Wien, XII. Jahrg. (Bd.), 1919, S. 1.
- 1931 SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting; Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Akad. Anz., Nr. 16, Wien, 1931.
- 1934a SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete; Mtlg. Geol. Ges. Wien, XXVII. Jahrg. (Bd.), 1934, S. 1.
- 1934b TRAUTE, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Vor-alpen; Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Akad. Anz., Nr. 9, Wien, 1934.
- 1938 ROSENBERG, G.: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (NÖ.); Jahrb. Geol. B.-Anst., 1938, S. 147.
- 1943 PTA, J.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau); Annalen Nat hist. Mus. in Wien; 53. Bd., I. Teil, 1942, Wien, 1943, S. 5.
- 1947 RUTTNER, A.: Bericht (1946) über kohlengeologische Aufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell; Verh. Geol. B.-Anst., 1947, S. 47.

- 1948 TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen; Verh. Geol. B.-Anst., 1948, S. 145.
- 1949 ROSENBERG, G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die „Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien“ der Geol. B.-Anst. im Raume Kalksburg—Sulzberg (Wien); Verh. Geol. B.-Anst., 1949, S. 180.
- 1950 WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes; Jahrb. Geol. B.-Anst., XCIV. Bd., Festband 1949, 1950, 1951, S. 167.
- 1952a GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien; Geol. B.-Anst., Wien, 1952.
- 1952b ROSENBERG, G.: Aus dem Gebiete des Gaisberges bei Kaltenleutgeben (Wien); Verh. Geol. B.-Anst., 1952, S. 163.
- 1953 ROSENBERG, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu'—Ternberg'—Frankenfesler Deckensystems. Kober-Festschrift 1953. Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. L. KOBER, Universität Wien, 1953, S. 207.
- 1954a TRAUTH, F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen; Verh. Geol. B.-Anst., 1954, S. 89.
- 1954b KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. und ROSENBERG, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. 3. Die Kalkalpen; Geol. B.-Anst., Wien, 1954, S. 10.
- 1955 ROSENBERG, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. A. Kalkalpen-Nordostsporn bei Kaltenleutgeben (NÖ.) und am Mödlingbach zwischen Sulz und Sittendorf (NÖ.); Verh. Geol. B.-Anst., 1955, S. 197.
- 1956 ROSENBERG, G.: Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. A. Die Actaeonellenkalke von Kaltenleutgeben. B. Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben; Verh. Geol. B.-Anst., 1956, S. 165.
- 1958 ROSENBERG, G.: Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (NÖ.); Verh. Geol. B.-Anst., 1958, S. 96.

Belegmaterial aus dem dargestellten Gebiete befindet sich in der Geol.-Pal. Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien.

Für Interessenten an einer auf dem laufenden erhaltenen Bibliographie des kalkalpinen Wienerwaldes wird hier ein

Nachtrag zur Literaturübersicht des Abschnittes 3, die Kalkalpen, in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B.-Anst., Wien, 1954, S. 34—37, gegeben und, zur Vereinfachung des Überblickes, der in Verh. Geol. B.-Anst., 1956, S. 174 und 175 veröffentlichte erste derartige Nachtrag eingebaut.

- 1921 FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes; Mtlg. Geol. Ges. Wien, XIII. Bd., 1920, Wien, 1921, S. 1 (enthält den ersten Versuch der Eintragung einer Deckengrenze Lunzer/Frankenfesler Decke bei Kalksburg!).
- 1925 MARKOVITS, A.: Höhlen um Mödling, in: Mödling, 50 Jahre Stadt; Sonderdruck der Österreichischen illustrierten Zeitung, Wien, 1925.
- 1926 KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien, Wien, 1926 (fehlt im Verzeichnis zu den Erläuterungen!).
- 1931 SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting; Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Akad. Anz., Nr. 16, Wien, 1931.
- 1931 MÜLLNER, M.: Höhlen in der Umgebung von Wien; Schulwissenschaftlicher Verlag Haase, Wien, 1931, S. 36.
- 1937 SALZER, H., KILLIAN, K., KÜMEL, F., WALDNER, F. und KALLIANY, F.: Kluffhöhlen am Großen Bodenberg bei Heiligenkreuz in Niederösterreich; Mtlg. über Höhlen- und Karstforschung, Jahrg. 1937, Heft 4, S. 133.
- 1947 KOBER, L.: Wiener Landschaft; Wiener Geographische Studien, 15, herausgegeben von H. LEITNER, Touristik-Verlag, Wien, 1947.
- 1952 GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien; Geol. B.-Anst., Wien, 1952.

- 1952 KÜPPER, H.: Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpaten-Grenze; Geol. Rundschau, Bd. 40, 1952, Heft 2, S. 253.
- 1954 TRAUTH, F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen; Verh. Geol. B.-Anst., 1954, S. 89.
- 1954 NOTH, R. und WOLETZ, G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten; Verh. Geol. B.-Anst., 1954, S. 143.
- 1954 ROSENBERG, G.: Paul Solomonica (Nachruf); Mtlg. Geol. Ges. Wien, 45. Bd., 1952, Wien, 1954, S. 227.
- 1954 KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. und ROSENBERG, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. 3. Die Kalkalpen; Geol. B.-Anst., Wien, 1954, S. 10.
- 1955 PLÖCHINGER, B.: Abschnitt „Geologie“ in: Taschenkalender 1955 der Gumpoldskirchner Kalk- und Schotterwerke, Gumpoldskirchen, S. 5 des „Merkbüchleins“.
- 1956 JANOSCHEK, R., KÜPPER, H. und ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien; Mtlg. Geol. Ges. Wien, 47. Bd., 1954, Wien, 1956, S. 235.
- 1956 GÖTZINGER, G.: Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeiten; Mtlg. Geol. Ges. Wien, R. v. Klebelsberg-Festschrift, Bd. 48, 1955, Wien, 1956, S. 33.
- 1956 ROSENBERG, G.: Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. A. Die Actaeonellenkalke von Kaltenleutgeben. B. Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben; Verh. Geol. B.-Anst., 1956, S. 165.
- 1958 PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R., PRODINGER, W. und WEINHANDL, R.: Der Hauptandruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf—Kalksburg; Verh. Geol. B.-Anst., 1958, S. 61.
- 1958 ROSENBERG, G.: Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (NÖ.); Verh. Geol. B.-Anst., 1958, S. 96.
- 1958 OBERHAUSER, R.: Bericht 1957 über mikropaläontologische Untersuchungen in der Trias des Helentales bei Baden; Verh. Geol. B.-Anst., 1958, S. 95.
- 1959 STEINHAUSEN, W.: Die Geologie der Ötscher Decke zwischen Unterberg und Furth (NÖ.); Mtlg. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10., Wien, 1959, S. 95.
- 1960 PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (NÖ.); Verh. Geol. B.-Anst., 1960, S. 56.
- 1960 PLÖCHINGER, B.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf den Blättern Neulengbach (57) und Baden (58); Verh. Geol. B.-Anst., 1960, S. A 61.
- 1960 OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien, C., S. 10 und 11; Jahrb. Geol. B.-Anst., 1960, Sonderband 5, S. 5.
- 1961 ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und NÖ.); Verh. Geol. B.-Anst., 1961, S. 171.
- 1961 ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande; Jahrb. Geol. B.-Anst., 1961, S. 443.

Zur Notiz: Der Satz über die Oberkreide auf S. 25 der Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1954, hat richtig zu lauten: Die Äquivalente des Oberall-Untercenomans und sodann die des Senons, letztere die Gosau, transgredieren.

Erläuterungen zu Tafel 28

Teilausschnitt aus dem Raum der Frankenfesler und der Lunzer Decke an der Flyschgrenze zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.).

Gerüst: Ausschnitt aus Blatt Nr. 22 Kaltenleutgeben 1:10.000 der Karte des ehemaligen Gebietes von Wien.

Auf den Grundlagen und unter Benützung der Darstellungen von SPITZ (1910), SOLOMONICA (1934 a) und der Geologischen Karte der Umgebung von Wien der Geologischen Bundesanstalt, Wien (1952), zu einem großen Teil in 1:5.000 vollständig neu aufgenommen.

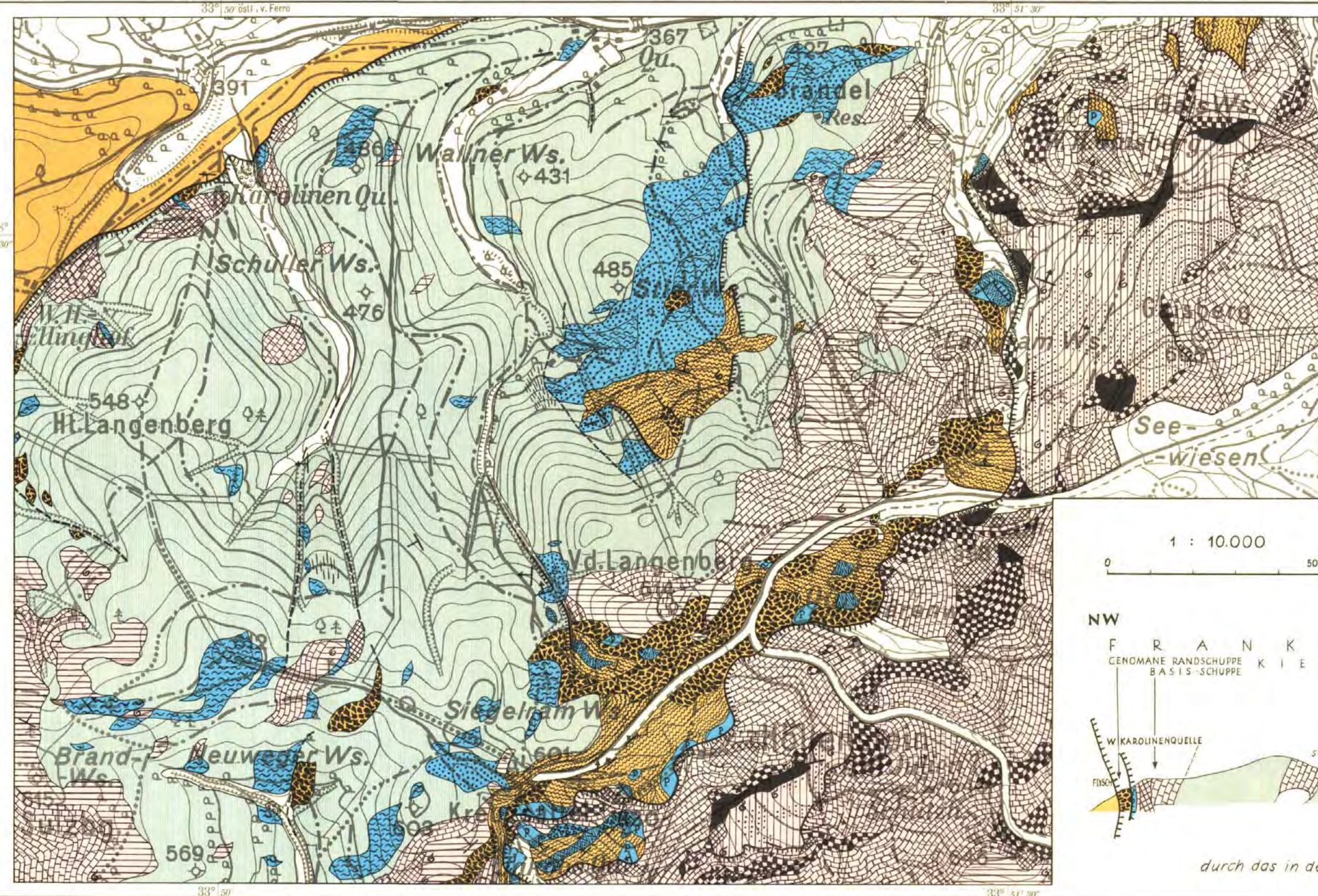
Die starke Störungssignatur im Nordwesten gibt den Verlauf der Kalkalpen/Flyschgrenze, die durchlaufende Störungssignatur im Südosten und Osten den Verlauf der Grenze Lunzer/Frankenfesler Decke an.

1158, 82



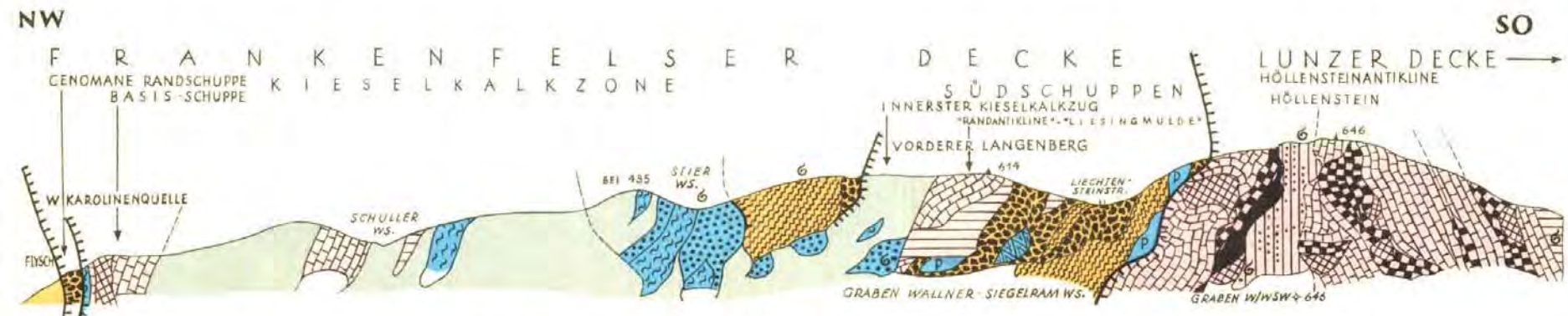
GEOLOGISCHE KARTE der Langenbergbucht, des Gaisberg- und Höllensteinzuges zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.)

VON
GEORG ROSENBERG



- | | | | | | |
|--|--|--|---|--|---|
| | Gutensteiner-Reiflingerschichten | | Kieselkalk | | Schrambachschichten u. Neokom-aptychenschichten |
| | Wettersteinkalk, Wettersteindolomit u. heller Partnachkalk | | Kalksburgerschichten | | Sandsteine, polygene Breccien u. Exotica d. Oberalb-Untercenomans |
| | Reingrabener u. Lunzerschichten | | Liasfleckenmergel u. Fleckenmergel unbest. Alters | | Kalktuff |
| | Opponitzerschichten | | Juracrinoidenkalk, Hierlatzkalk | | Rutschung |
| | Rauhwacken | | Jurahornsteinkalk | | Flyschzone |
| | Hauptdolomit | | Plassenkalk S.L. u. bunte Malmkalke | | Störung |
| | Rhät | | Tithonflaserkalk, Haselbergkalk | | vermutete Störung |
- Fallzeichen:**
 saiger steil
 mittelsteil flach
 Fossilien

1 : 10.000
0 500m



SAMMELPROFIL

durch das in der Karte dargestellte Gebiet, in Richtung NW-SO über W. Karolinenquelle - Höllenstein
Profillänge, in der Geraden gemessen, ca. 2,5 km, keine Überhöhung