

1. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 22. Jänner 1953

Dr. Karl Bistritschan berichtete zunächst über seine Forschungen
im Ennstal, sodann über den Internationalen Geologenkongress in
Alger.

1.) Die Talauffüllungen des mittleren Ennstales.

Die Bohrungen, die z.T. auf Vorarbeiten für das Autobahnprojekt
z.T. auf Aufträge der Ennskraftwerke AG Steyr, der Bundesbahn usw.
zurückgehen, ergaben, dass abwärts Steinach-Irdning unter den
jüngsten Ablagerungen der Enns bzw. unter den weitverbreiteten
Moorschichten eine mehrere Meter mächtige Schluffschicht liegt, die
durch ihre Wasserundurchlässigkeit die Moorbildung bedingt. Der
Schluff zieht mit konstanter Mächtigkeit von 2 - 3 m auch unter
der Enns durch. Darunter folgt Kies, unter diesem ab Wörschach ein
zweiter mehrere Meter mächtiger Schluffhorizont, ab Liezen bis in
den Raum Admont - Gesäuseeingang in 25 - 35 m Tiefe ein dritter.
Bei der östlichsten Tiefbohrung im Raume Weng fehlt der erste Schluff-
horizont, er ist unterhalb Admont ebenso wie die darüberliegenden
Moorschichten nur am südlichen Talrand zu finden, war aber früher
sicher noch weiter verbreitet. Da das Admonter Moor mehrere Meter
über dem heutigen Ennsniveau liegt, muss der Blockriegel am Gesäu-
seeingang ursprünglich bis 625 m gereicht haben.

Die durchgehenden Schluffhorizonte sprechen - entgegen früheren An-
sichten - für ein grösseres Seebecken, das jeweils durch Bergstürze
am Gesäuseeingang von einem Stausee erfüllt war. Nach einem solchen
Bergsturz bildete sich zunächst ein bis Liezen reichender See, in
dem Schluff und Sand abgelagert wurde. Darüber schütteten die Enns
und ihre Nebenbäche Schotter. Noch bevor die Ennsschotter bis zum
Gesäuseeingang gelangt waren (in der östlichsten Tiefbohrung feh-
len die trennenden Schotter zwischen dem tiefsten und dem mittleren
Schluffhorizont), erfolgte der nächste Bergsturz, der einen bis
Wörschach reichenden See entstehen liess. Nach Auffüllung des Sees
erfolgte ein letzter Bergsturz; der dadurch aufgestaute See reich-
te bis Steinach-Irdning. Da die Unterkante des höchsten Schluff-
horizontes bei Irdning in 630 m Höhe liegt, muss die stauende Bar-
re am Gesäuseeingang mindestens so hoch gereicht haben.

Im Gegensatz zum Inntal bei Innsbruck, wo die Auffüllung mit jungen
Verbiegungen in Zusammenhang zu bringen ist, sind im Ennstal tekto-
nische Bewegungen als auslösende Bedingungen für die Seebildung
nicht nachweisbar. Die Ausführungen wurden durch Detailprofile
unterstützt.

Lit. : Karl Bistritschan. Die Geologie der Talauffüllung des Mit-
terennstales. Verh.d.Geol.Bundesanstalt.1952.Heft 4 (Vortrag Tan-
dalier b. Radstadt).

2.) Geologische Reisebilder aus Algerien.

Mit 7 Kartenskizzen und 2 Profilen.

Vortrag von Dr.K.Bistritschan

Einleitung

Im September 1952 fand in Alger der XIX. Internationale Geologenkongress statt. Diese Kongresse werden als ständige Einrichtung jedes vierte Jahr abgehalten, sofern nicht äussere Umstände (Kriege) dies verhindern. Der I. fand 1878 in Paris statt. 1903 veranstaltete Wien den IX. Kongress. Für den XX. im Jahre 1956 liegt eine Einladung nach Mexiko vor.

In Alger versammelten sich etwa 1200 Teilnehmer aus rund 70 Staaten. Es war also ein wirklicher Weltkongress der Geologen. Offizielle Kongresssprachen waren Französisch, Englisch, Deutsch, Russisch, Spanisch und Italienisch. Die stärkste Delegation entsandte natürlich Frankreich als veranstaltendes Land, dann USA, Grossbritannien und mit über 60 Teilnehmern die Deutsche Bundesrepublik, Ostdeutschland hingegen fehlte. Auffallend schwache Abordnungen entsandten nur die Staaten des Ostblockes (z.B. UdSSR 6 Teilnehmer). Aus Österreich waren 5 Teilnehmer erschienen: Prof. Dr. W.E. Petraschek als offizieller Vertreter des Landes, Prof. Dr. E. Clar, Dr. Hiessleitner, Dr. Krasser sowie der Verfasser.

Die fachliche und organisatorische Vorbereitung sowie die Durchführung des Kongresses lagen in den Händen von Organisationskomitees in Paris, Alger, Tunis, Casablanca (Marokko) und Dakar (französisch Westafrika). Die Organisation sowie die Betreuung der Kongressteilnehmer war mustergültig. Öffentliche französische Stellen förderten den Kongress durch Beistellung öffentlicher Mittel in der Höhe von etwa 15 Mill. ö.S. Die staatliche Förderung des Kongresses und der geologischen Arbeit überhaupt sowie deren Anerkennung ist auch an dem offiziellen Rahmen zu erkennen, in den die eigentliche wissenschaftliche Arbeit eingebaut war. Der französische Gouverneur von Algerien nahm persönlich an der Eröffnungs- und Schlussfeier teil und gab einen Empfang für die Kongressteilnehmer. Der französische Minister für Handel und Industrie nahm an der Schlussfeier teil und verlieh nach seiner Rede dem Präsidenten des Organisationskomitees das Kammandeurkreuz der Ehrenlegion. Die Stadtverwaltung gab einen Empfang im Rathaus, das Organisationskomitee einen Empfang in der Gärten der Universität, bei dem jeder Teilnehmer dem Präsidenten des Komitees und dem Rektor

der Universität vorgestellt wurde. Nicht zuletzt sei erwähnt, dass zum ersten Mal anlässlich eines Internationalen Geologenkongresses von der algerischen Postverwaltung 2 Sonderbriefmarken herausgegeben wurde, die eine stellt einen Ammoniten (*Berbericeras sekikensis*) dar, die andere eine Phonolithnadel im Hoggar (Zentralsahara).

Für die Abhaltung von etwa 400 angemeldeten Vorträgen waren 15 meist gleichzeitig tagende Sektionen vorgesehen, darunter u.a. Praekambrium (I), Paläozoikum Nordafrikas (II), Mechanik der natürlichen Gesteinsdeformation (III), Entstehung der Ganggesteine (VI), Hydrogeologie (VIII), Beziehung zwischen Geophysik und Geologie (IX), Entstehung der Eisenerzlagerstätten (X), verschiedene Fragen der angewandten Geologie (XII), verschiedene Fragen der allgemeinen Geologie (XIII), Erdölgeologie (XIV), Paläovulkanologie (XV). Ausserdem fanden Sitzungen und Vorträge von Sondervereinigungen statt (Union für Paläontologie, Komitee zum Studium der Tongesteine, Komitee zur Festlegung der Grenze Tertiär-Diluvium, Kommission zur Herausgabe einer geologischen Karte Afrikas).

Schon vor Beginn des Kongresses lag eine Zusammenstellung von Kurzreferaten aller angemeldeten Vorträge vor.

Während anlässlich der früheren Kongresse Exkursionsführer für alle Exkursionen an alle Kongressteilnehmer ausgegeben wurden, erhielt diesmal jeder Teilnehmer nur hektographierte Exkursionsführer mit Kartenbeilagen für die Exkursion, für die er sich angemeldet hatte. Dafür erhielt jeder Teilnehmer Bände mit zahlreichen Einzelabhandlungen über verschiedene von der Exkursion besuchte Teilgebiete in Algerien, Tunesien und Marokko, sowie mit zusammenfassenden Abhandlungen dieser Länder. Ausserdem erhielt jeder Kongressteilnehmer ein Übersichtswerk über die Fe-Erzlagerstätten der Welt und über das Gondwanasystem, sowie über Arbeiten des Institutes für Saharaforschung, ausserdem zwei ausgezeichnete, reichhaltige Bildwerke über Algerien und eine geologische Karte von Algerien.

Bei der Fülle der gebotenen Vorträge war es unmöglich, sich bereits während des Kongresses auch nur eine Übersicht über alle behandelten wissenschaftlichen Probleme zu verschaffen. Man konnte je nach seinem Fachgebiet oder seinen besonderen Interessen nur den Vorträgen einzelner Sektionen beiwohnen. Eine Zeittafel erleichterte den Besuch der einzelnen Vorträge in den verschiedenen Sektionen. Alle Vorträge mit Auszügen aus den anschliessenden Diskussionen und auch Mitteilungen nicht anwesender Kongress-Mitglieder werden in den "Compte-Rendu" des Kongresses erscheinen und so allgemein zugänglich sein. Die persönliche Teilnahme brachte vor allem den Kontakt und den Gedankenaustausch mit Fachkollegen aus anderen Ländern sowie das einmalige Erleben der Exkursionen in fremden, sonst kaum erreichbaren Ländern und neue Anregung für eigene Arbeiten. Darin liegt der bleibende Wert.

Exkursion durch Ostalgerien und die angrenzenden Teile der nördlichen Sahara.

Vor und nach dem Kongress hatten die Kongressteilnehmer Gelegenheit in nahe 60 Exkursionen Tunesien, Algerien, Marokko, die Sahara und französisch Westafrika kennen zu lernen. Die Exkursionen boten unter Hervorhebung verschiedener spezieller Fachgebiete (z.B. Hydrogeologie und Geotechnik, Tektonik, Morphologie, Petrographie, Stratigraphie, Lagerstättenkunde) unter Führung massgebender Sachbearbeiter einen umfassenden Überblick über den Bau und die Probleme der Exkursionsgebiete. Von den Exkursionen waren vier - je eine nach Tunesien, Ostalgerien, Westalgerien und Marokko - ausschliesslich Problemen der Geotechnik und Hydrogeologie gewidmet. Der Verfasser hatte Gelegenheit, auf einer dieser Exkursionen, sie führte durch den ostalgerischen Atlas und die angrenzenden Teile der nördlichen Sahara (siehe Kartenskizze 1), Kraftwerke, Staudämme, Bewässerungsanlagen und artesische Bohrungen zu besichtigen und die dabei auftretenden geotechnischen und hydrogeologischen Probleme zu studieren.

Diese Exkursion (CII) wurde geführt von den Herren G. Drouhin, dem Direktor des "Service de la Colonisation et de l'Hydraulique de l'Algerie" und M. Goutier, dem Chefgeologen und Chef des "Service des Etudes Scientifiques Appliquées à l'Hydraulique". Sie wurden bei der fachlichen Führung unterstützt vor allem durch die Herren P. Gevin, A. Lambert und N. Gousskov sowie die leitenden Ingenieure der besuchten Anlagen und Baustellen, wo die Exkursionsteilnehmer mit grosser Gastfreundschaft aufgenommen wurden.

Zusammenstellung, Führung und Organisation waren auf der Exkursion hervorragend. Den Exkursionsteilnehmern (36 Personen einschliesslich der Reiseleitung und des Arztes) stand ein 50-sitziger Autobus mit Lautsprecheranlage zur Verfügung. Die Exkursion begleiteten ausserdem ein Jeep (mit Eiskasten), ein kleiner LKW (mit Proviant und Werkzeug) und ein PKW. Die Organisation klappte derart, dass selbst in den Wüstenoasen jeden zweiten bis dritten Tag die für die Teilnehmer inzwischen in Alger eingetroffene Post ausgehändigt werden konnte. Neben den Franzosen waren auf der Exkursion Fachkollegen aus Grossbritannien, USA, UdSSR, Kamerun, Madagaskar, Südafrika, Saudiarabien, Malaya, Brasilien, der deutschen Bundesrepublik und der Schweiz. Es wurden 3245 km zurückgelegt. Die Tatsache, dass dabei trotz schwierigen Gebirgsgeländes und ausgedehnter Wüstenstrecken Tagesstrecken bis 450 km gefahren und noch verschiedene Anlagen besichtigt werden konnten, spricht wohl für die Güte des Strassennetzes; etwa 2600 km Beton- und Bitumenstrassen, der Rest Wüstenpisten.

Allgemeine geologische Übersicht des Exkursionsgebietes. (Skizze 1,8)

Nordostalgerien ist ein Gebirgsland, das sowohl geologisch als auch morphologisch noch zur Mittelmeerumrahmung und noch nicht zum afrikanischen Kontinentalblock gehört. Es werden hier folgende grosse tektonische Einheiten unterschieden:

- Nord: I. Les Chaînes littorales kabyles, (Küstenketten)
 II. Les Chaînes telliennes, (Atlas Tellien)
 III. Les Hauts-Plateaux et Hautes-Plaines, (Die Zone der Hochplateaus und Hochebenen)
 IV. L'Atlas saharien, (Sahara Atlas)
 Süd: V. Le Sahara (Sahara)

In den küstennahen Gebirgen treten noch kristalline Gesteine und auch junge Erstarrungsgesteine auf, die südlicheren Gebiete bestehen hingegen bei abnehmender Intensität der Faltungen und Störungen aus Ablagerungen der Kreide und des Tertiärs. Hier auch nur an stark gestörten Streifen und Aufbrüchen Bergzüge aus älterer Trias und Juragesteinen empor. Erst südlich des Südabfalles des Sahara Atlases finden wir die ruhiger gelagerten Sedimente des alten Kontinentalblockes.

I. Küstenketten.

In den Küstenketten finden wir metamorphe Massive mit sedimentärer Überdeckung. Im Osten das Massiv von l'Edough, die Massive der Kl. und Gr. Kabylen, im Westen die kleinen Massive von Cap Matifou, d'Alger, du Chenoua und des Cap Ténès. Am Aufbau beteiligen sich Gneise und Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite, Quarzite, Granite, Gabbros, Rhyolite, Dazit und andere. Die sedimentäre Bedeckung nördlich der kristallinen Massive wird durch Ablagerungen der Flyschfazies (Kreide, Alttertiär) repräsentiert. Südlich der kristallinen Massive liegen Kalkketten, die von Sedimenten des Devon bis zum Oligozän aufgebaut werden.

Die kabyliche Masse zeigt vom Mittelmeer her folgende Einheiten: Die sedimentäre Küstenkette, das afrikanisch-vandalische Kernmassiv, das hohe Djurdjura Kalkgebirge, dem sich noch eine Flyschzone vorlegt. Decken grösseren Ausmasses sind in keiner der alten Massen entwickelt. Neogene bis quartäre Blockbewegungen brachten erhebliche Umgestaltungen. Orogene Phasen lassen sich vor allem am Anfang des Obereozän, Ende des Oligozän und während des Miozän verfolgen. Gleichaltriger Vulkanismus ist am Mittelmeersaum verbreitet.

Von den zentralen Gipfeln des Djurdjura gebirges (bis 2300 m) er-

öffnet sich nach allen Seiten eine einmalige und unvergessliche Übersicht über die Formenmannigfaltigkeit und den Aufbau der Kabyllischen Masse. Nach Norden senkt sich der Blick von den hohen hellen Kalkmauern des Djurdjura auf das dunkle, bis 1000 m ansteigende Plateau des kristallinen Kabyllischen Massivs. Seine junggehobene Rumpffläche wird von unausgeglichenen Talrissen tief durchsägt, an deren oberen Hängen die burgartigen Steindörfer der Berber (Kabylen) angeklebt sind. Auf dem kristallinen Kern des Kabyllenmassivs liegt im Osten ein Gebiet altertärer Sandsteine, dicht bewaldet, vor allem von der den Kalkboden meidenden Korkeiche und der kastanienblättrigen Eiche. Gegen Süden ist ein ganz anderes Bild zu erkennen. Hier stürzen die Gipfel des Djurdjura über wenige, weich modellierte Vorhöhen zu einem tiefen langen Senkenzug ab, über dem in geologisch anderem Kleide der Atlas Tellien in langen Wellen aus Kreideschichten ansteigt.

Die Küstenkette wird von marinen Kreide- und Altertärsschichten aufgebaut, doch treten in der Schichtfolge Lücken auf. Der älteste bisher bekannte Horizont gehört zum Apt (durch Orbitolinen belegt), die Schichtfolge endet mit dem Burdigal. Die verhältnismässig starke Bewachsung erschwert den Einblick in die Tektonik. Diese ist nicht einfach. Die Falten verlaufen unruhig und unregelmässig. Nach einer nach Süden anschliessenden Neogenmulde (Burdigal und Helvet, dazu diskordantes Sahélien, alles in mariner Entwicklung) folgt der afrizidisch - variszische Kern der Grossen Kabyllenmasse, der nur auf geringer Fläche zu Tage tritt, doch ist seine erhebliche oberflächennahe Verbreitung durch kristalline Hügel im Tertiär zu erkennen. Das Kerngebiet wird von tiefen, nordwärts vom Djurdjura abfliessenden und zur Zeit der Schneeschmelze sehr aktiven Wildbächen durchsägt. Er wird von praekambrischen und paläozoischen Gesteinsserien aufgebaut. Dem Praekambrium werden Ortho- und Paragneise, Marmore, Glimmerschiefer und Granitkörper zugerechnet. Es wurde afrizidisch gefaltet. Über dem praekambrischen Rumpf liegt diskordant variszisch gefaltetes Paläozoikum, Silur, Devon, Karbon und diskordantes Perm. Die Formationszugehörigkeit ist noch wenig geklärt. Granite scheinen zu fehlen. Hier im Kernmassiv leben die breitschultrigen, kräftigen Kabylen, Reste der vorgeschichtlichen Bevölkerung des Atlasgebietes, die allerdings vermengt ist mit vielen anderen rassischen Elementen. Auf den im allgemeinen gut beregneten und fruchtbaren Verwitterungsböden der kristallinen Gesteine drängt sich das Volk so eng zusammen, dass seine Dichte stellenweise grösser ist als die der westeuropäischen Industriegebiete. Überall finden sich Gärten und Felder, selbst auf steilen Hängen, doch werden keine Terrassen angelegt. Wo der Pflug nicht mehr benützt werden kann, wird mit der Hacke gearbeitet. Weide und Wiesen fehlen. Das Vieh wird mit Blättern gefüttert, Feige und Wein werden sorgfältig gepflegt.

Den hohen Südwall der grossen Kabyllen-Masse bildet das Djurdjura-

gebirge, der Mons Ferratus der Römer, aus dessen Eisen die Kabylen Waffen und Geräte schmiedeten. Das Gebirge schwingt sich zunächst bis 16 und 1700 m Höhe als geschlossene Mauer auf. Auf dieser sitzen die Klötze der Hochgipfel. Wir finden Zinnen, Grate und Pyramiden, die durch tiefe Scharten getrennt sind. Die Bergwelt erinnert mit ihrer eindrucksvollen Szenerie an die Dolomiten. Geröllhalden liegen am Fusse der steilen Kalkberge, die an ihrer Nordflanke während der Eiszeit kleine Gletscher trugen. Über dem paläozoischen Sockel wird der Djurdjura von Gesteinen des Mesozoikums aufgebaut. Die Sedimentfolge ist sehr unvollständig: nicht salzführende Trias, reduzierter Jura (Lias und Tithon), wenig Unterkreide, Senon, Mitteleozän und Oligozän. Diese Kalkketten wanderten nicht über das Kristallgebiet hinweg an ihren gegenwärtigen Platz, sie wurzeln vielmehr an Ort und Stelle. Transgressionskontakte des Mesozoikums über dem Sockel sind erhalten.

An der Südflanke des Djurdjura liegt bis in etwa 1800 m Eozän. Dadurch wirken die Hochgipfel, die nach N viel tiefer und schroffer niederstürzen, gegen S viel weniger imposant.

Im Osten der Kabyllischen liegt die numidische Masse (Edough Massiv). Sie ist ihrer westlichen Nachbarin in der Tektonik und Morphologie ähnlich, doch bestehen zwischen beiden auch wieder recht grosse Abweichungen sowohl in tektonischer, wie auch in morphologischer Hinsicht. Folgende Bauelemente lassen sich in der Numidischen Masse von Norden nach Süden unterscheiden:

1. Die jungvulkanische Zone mit den Eruptivgesteinen
2. Das afrizidische (archaisch-algonkische) Kernmassiv
3. Der schmale Faltenstrang der Numidischen Kette

Im Gegensatz zur Kabyllischen Masse finden wir hier keine sedimentäre Küstenkette; sie könnte allerdings vor der jungvulkanischen entwickelt gewesen und abgesunken sein.

In der Numidischen Masse tritt der mehr oder weniger metamorphe Kern mit etwa dreifachem Umfang gegenüber der Gr. Kabylen Masse auf. Der afrizidische Sockel verschwindet an der algerisch-tunesischen Grenze; er setzt sich wohl untermeerisch in der Schwelle fort, die Ostalgerien mit Sardinien verbindet. Über dem Präkambrium, das dem der Gr. Kabylen Masse gleicht, folgen das Paläozoikum und darüber Lias, Kreide und Alttertiär. Im Neogen wurde die Numidische Masse infolge ihres Abbröckelns gegen das Mittelmeer und der starken inneren Zerteilung der Schauplatz kräftiger und verbreiteter vulkanischer Äusserungen - vor allem von Granitintrusionen.

Im Kernmassiv ist eine Denudationsfläche weithin nachweisbar. Die Numidische Kette überragt den Rumpf des Kernmassivs wohl bis zu mehreren hundert Metern, doch erreicht sie bei weitem nicht die Kammhöhen des Djurdjura.

Die Küstenketten haben im Djurdjura mit 2308 m ihre höchste Erhebung. Die Niederschlagshöhe beträgt im Edough Massiv 1169, in den Kl.Kabylen 1773, in den Gr.Kabylen 1352 und in Alger selbst 776 mm.

II. Atlas Tellien.

Der Atlas Tellien ist die Zone zwischen den Küstenketten und dem Nordrand der Hochplateaus und Hochebenen. Es handelt sich um einen grossen Sedimentationsgraben mit einer kompletten Serie von Ablagerungen des Jura und der Kreide. Im Departement Alger ist der Atlas Tellien in zwei Teilzonen unterteilt, getrennt durch ein grosses miozänes Becken. Im Nordteil haben wir eine monotone Schichtfolge und selten Fossilfunde, so dass die Gliederung schwierig ist. Im Südteil sind die Schichten fossilreich, so dass eine stratigraphische Detailgliederung möglich ist. Orogene Bewegungen, deren Strukturen im Tell zu erkennen sind, fanden vom Obereozän bis Mittelmiozän statt. Der Nordteil erhebt sich bis 1985 m, das Miozänbecken hat eine Höhe bis 1327 m. Die jährliche Niederschlagshöhe erreicht im Nordteil 950 - 1500 und sinkt im Südteil bis 349 mm (Boghari) ab.

III. Die Zone der Hochplateaus und Hochebenen.

Diese Zone entspricht sozusagen dem Wiederauftauchen des Untergrundes vor dem Saharaatlas und der grossen Saharaplatte. Die Sedimente (der Jura- und Kreideformation) lassen hauptsächlich eine Küstenfazies erkennen: Sandsteine, Dolomite, Kalke, Austernbänke und Gipsablagerungen. Sichere Horizonte mit bedeutenden Regressionen und daher kontinentalen Ablagerungen sind aus dem Lusitanien (Oberjura) und Albien bekannt.

Die höchsten Erhebungen erreichen 1450 m, im Chott el Hodna sinkt die Oberfläche bis 400 m ab. Die Niederschlagshöhe schwankt zwischen 400 und 200 mm. Charakteristisch sind abflusslose Gebiete (Chott), in denen es weithin zu Ausscheidungen von Gips und Salz kommt.

IV. Sahara - Atlas.

Der Sahara-Atlas ist ausgebildet als langer Streifen zwischen Hochplateau und Saharaplatte. Die überwiegend neritischen und kontinentalen Ablagerungen gehören dem Jura, der Kreide und dem Eozän an. Die Faltung erfolgte am Ende des Mittel- und am Anfang des Obereozäns, während der pyrenäischen Phase der Gebirgsbildung. Die tektonischen Verhältnisse an der Nordgrenze zum Hochplateau sind noch unklar. Im Gegensatz dazu ist die Südgrenze zur Sahara klar und deutlich markiert durch eine Serie von Kulissen in Form von Verbiegungen und Einfalten. Diese Erscheinung wird als Sahara-

flexur bezeichnet. Diese Bewegungen haben nicht pyrenäisches Alter, sondern sind jünger und haben, wie südlich l'Aurez und in Südtunesien pliozäne und quartäre Sedimente erfasst.

Die Entwässerung erfolgt nach Norden in die Region der Hochplateaus, in die Chotts, nach Süden in die grossen Chotts am Nordrand der Sahara, z. T. Depressionen (-32 m). Die Niederschlags-höhe schwankt zwischen 150 und 350 mm, Djelfa 308, Laghouart 167 mm.

V. Sahara.

Die nördliche algerische Sahara wird in zwei natürliche grosse Regionen unterteilt, in die westliche (Haut Sahara - Hoch Sahara) u. in die östliche (Bas Sahara - Niedere Sahara). Die Hoch Sahara entspricht einer Antiklinale, deren Achse WSW - ONO verläuft, die Nieder Sahara hingegen einer Synklinale mit Ablagerungen der Oberkreide, Unter- und Mittel-Eozän, mächtigem kontinentalem Ober-Miozän, Pliozän und Quartär. Die Mitte dieser grossen Synklinale ist bedeckt von dem grossen Dünengebiet des östlichen Erg.

Die Verbindung zwischen den beiden grossen Einheiten der Sahara und dem Saharaatlas bildet eine rinnenförmige Synklinale, parallel zur Saharaflexur, die erfüllt ist mit mio-pliozänen und quartären Sedimenten.

Das Becken der Nieder Sahara hat in hydrologischer Hinsicht grosse Bedeutung. denn hier werden aus den artesisch gespanntes Wasser führenden Schichten die Oasen von Ouargla und des Oued Rhir gespeist.

Südlich des Sahara-Atlas treten nur mehr geringe Niederschlagsmengen auf, Gardeis 68, Ouargla 40 und Touggourt 58 mm.

Reisebericht.

1. Tag Alger Bougie = 283 km

Staumauer Hamiz (Skizze 2) . Etwa 35 km OSO Alger und 25 km S der Mittelmeerküste liegt im Oued (Tal) Arbatachi die Staumauer Hamiz. Die ersten Planungen begannen bereits 1852, der Bau der ersten Staumauer erfolgte in den Jahren 1867-79. Das rechte Widerlager der Staumauer liegt im Bereiche des Kontaktes von permotriadischen Sandsteinen und Tonschiefern und Kalken des Eozäns. Da im Einzugsgebiet mergelige Sedimente, im wesentlichen Mergel der Oberkreide und des Eozäns (Flysch) anstehen, kam es trotz Betätigung des Grundablasses zu einer allmählichen, aber deutlichen Verlan-

zung oder Verschlammung des Stauraumes.

| | theoretisches Stauvolumen | tatsächliches Stauvolumen 1914 |
|----------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| Bei einem Aufstau bis 15 m | 1.366000 m ³ | 500000 m ³ |
| 25 m | 6.066000 " | 4.000000 " |
| 35 m | 14.363000 " | 12.300000 " |

Durch Erhöhung der Staumauer betrug 1935 der Stauinhalt 22 Mill m³, war jedoch bis 1950 durch Veränderungsbereits wieder auf 17.5 Mill m³ gesunken. Es werden 18000 ha bewässert.

Kraftwerk Acif el Hammam. Halbwegs zwischen Alger und Bougie liegt nördlich des Djurdjurgebirges das Kraftwerk Acif el Hammam. Auf Paläozoikum, roten permischen Sandsteinen und dunklen Quarzitschiefern liegen Liaskalke. Ein 5100 m langer Stollen führt das Wasser zur Druckrohrleitung. Jahresleistung des Kraftwerkes 22 Mill kWh.

2. Tag Bougie-Constantine = 274 km.

Die Kraftwerkgruppe im Oued Agrioun (Skizze 3,4). Diese Kraftwerkgruppe ist für die Industrialisierung Ostalgeriens von grösster Bedeutung. Die Arbeiten sind die Verwirklichung einer Serie grosser energiewirtschaftlicher Arbeiten, die im Rahmen des Aufbauplanes Algeriens im Kl. Kabylen Atlas errichtet werden sollen. Der Wasserkraftanteil in der Energieerzeugung des brennstoffarmen Algerien, der 1950 etwa 1/5 der kalorischen Energie betrug, wird dadurch annähernd verdoppelt. Die mittlere Niederschlagshöhe ist hier mit 1.5-2m eine der höchsten ganz Algeriens. Das Gebiet, in dem die Kraftwerkgruppe liegt, wird im wesentlichen von Kalken und Kalkschiefern der Jura- und Kreideformation aufgebaut.

Der Damm von Iril Emda. Das Oued Agrioun mündet in den Golf von Bougie. Etwa 25 km oberhalb der Mündung ins Meer wird der Damm von Iril Emda errichtet. Gebaut wird ein Erddamm von 75 m Höhe und 575 m Kronenlänge. Der Stauinhalt beträgt 160 Mill m³. An der Baustelle stehen Tonschiefer des Senon an. Die Hänge sind von mächtigen Hangschuttmassen, das Tal ist von einer mächtigen recen-ten Schotterauffüllung bedeckt. Am Fusse der bis 1200 m ansteigenden Berge, die von Kalken und Dolomiten des unteren und mittleren Lias aufgebaut werden, liegen ebenfalls gewaltige Hangschuttmassen. Etwa 2 km NW der Baustelle wird aus diesen Kalkschuttmassen das Material für den Damm entnommen und nach kurzem Auto-transport mittels eines über 1 km langen Förderbandes zur Baustelle gebracht.

Am Fusse des Dammes liegt das Kraftwerk. Es wird eine Fallhöhe von 96 m ausgenützt. Jahresleistung 35 Mill. kWh. Vom Kraftwerk führt ein 1,92 km langer Stollen zum Ausgleichsspeicher von Karrata. Von hier führt ein 8.37 km langer Stollen zum Kraftwerk Ahrzerouftis. Der Stollen führt im wesentlichen durch Kalke und Dolomite des unteren und mittleren Jura, durch Kalke des Oberlias, Kalkschiefer, sowie rote und graue Kalke des Tithon, sowie Schiefer, Kalkschiefer und Konglomerate der Unterkreide.

Kraftwerk Ahrzerouftis. Um eine grössere Fallhöhe zu erreichen, wurde ein Kavernenkraftwerk (55 m unter der Talsohle) in brüchigen steilstehenden Kalkschiefern der Unterkreide errichtet. Ausmasse des Hohlraumes: Länge 70 m, Breite 20 m, Höhe 25 m. Ein 1,66 km langer Unterwasserstollen leitet das Wasser wieder in das Oued Agrioun zurück. Es wird eine Fallhöhe von 377 m ausgenützt. Die Leistung des Kraftwerkes wird durch die Wasserzufuhr aus einem Seitental mittels eines 1,95 km langen Stollens noch erhöht. Jahresproduktion 160 Mill.kWh.

3. Tag Constantine - Bône = 231 km.

Staumauer Zardezas (Skizze 5). 40 km NO von Constantine und 40 km S von Philippeville liegt im Oued Safsaf in den Numidischen Ketten der Staudamm von Zardezas. Die Anlage dient zur Bewässerung des Oued Safsaf, sowie zur Wasserversorgung (Filter- und Chloranlage) der Stadt Philippeville.

Die weitere Umgebung der Baustelle wird von Tonschiefern, Mergelschiefern und Konglomeraten des Obereozäns (Priabonien) aufgebaut. Die geologischen Strukturen im Bereiche der Staumauer selbst sind bzgl. Schichtfolge und Tektonik als sehr kompliziert zu bezeichnen. Hier quert eine Gesteinsserie das Tal, die im wesentlichen aus nachstehenden Schichten aufgebaut wird:

| | |
|----------------------------|--|
| Alluvium | Geröll und Hangschutt |
| Unt. Oligozän - Lattorfien | Quarzreiche Sandsteine |
| Eozän | - Lutetien sup. B. Konglomerate, Sandsteine, graue Kalke, brekziöse Kalke, Kalkbrekzien, kalkige Puddingsteine |
| | - Lutetien sup. A feste Kalke, weiss oder grau mit Lutetien inf. Lithothamnien, Nummuliten und Alveolinen |
| Lias | Mergelige und feste kristalline Kalke |

Innerhalb des Schichtkomplexes des Unteroligozäns erfolgte während des Baues der Staumauer eine Rutschung, die ein Gebiet von 160 m Länge und 100 m Höhe erfasste. Etwa 100000 m³ Gesteinsmaterial gerieten in Bewegung, verschütteten teilweise die Baugrube und mussten weggeschafft werden. Allein zur nachträglichen Klärung der

geologischen Verhältnisse (Ursache der Rutschung) wurden hier 6000 m Bohrungen abgeteuft.

4. Tag Bône - Constantine = 282 km.

Therme von Heliopolis. Diese Thermenanlage wurde bereits von den Römern ausgebaut. Das Thermalwasser hat eine Temperatur von 30 ° C. Ergiebigkeit 60 - 80 l/sec.

Therme von Hammam Mescoutine. Auch dieses Bad wurde bereits von den Römern benützt. Es liegt in einem Miozänbecken auf einem zerbrochenen Dom von Unterkreidekalken. Dieser Dom ist von Querwerfern zerschnitten. Das Gebiet ist noch seismisch aktiv. Es treten zahlreiche kleinere Quellen mit verschiedenen Temperaturen und die grosse Quelle der "grossen Kaskade" (Temperatur 95 ° C, Schüttung 50000 m³ täglich) aus. Die Hauptquelle entspringt unter Geyserererscheinungen aus der Oberfläche einer von ihr gebildeten Terasse aus gelbem und weissen Aragonit, die mit 30 m Höhe und 200 m Länge abfällt. Travertinabsätze der heissen Quellen (durchaus Aragonit), teilweise in Scharen von spitzen Austrittskegeln, erstrecken sich auf 4 km Länge. Das Wasser hat einen Mineralgehalt von 0.60 - 1,50 g/l. Beispiel einer Analyse: Ca 227, Mg 34, Na 228, SO₄ 393, Cl 329, CO₂ 193 mg/l. Über die Herkunft der Quellen besteht keine einheitliche Auffassung. Einerseits wird die Mineralführung auf den Durchtritt vorwiegend durch die salzführende Trias des Untergrundes zurückgeführt, andererseits besteht die Möglichkeit, sie als metallarme Nachläufer aus der Vererzung zahlreicher Lagerstätten der Umgebung zu betrachten.

Die Rummelschlucht bei Constantine. Constantine liegt enge zusammengedrängt auf einer Kalkplatte, die mit steilen Wänden zum tertiären Hügelland des Constantine - Hamma Becken abfällt. Von N gegen S geneigt, war sie, bevor Brücken über die Rummelschlucht gebaut wurden, nur von SW her zugänglich. Diese Kalkplatte, der "Rocher de Constantine", galt seit alter Zeit als unersteigliche Naturfestung. Der Rummel kommt aus einem breiten Tal, verengt sich, stösst in diese harte Kalkbastion hinein und bildet nahe ihrem Rand die etwa 100 m tiefe düstere Schlucht und erreicht an deren Ausgang das Hamma Becken. Die Schlucht ist streckenweise noch von gewachsenem Fels überdeckt und 1,5 km lang. Der Rummel umfloss früher die Kalkbastion nach Westen in weichen Schichten, drang später, (quartären) Zerrüttungszonen im Kreidekalk folgend, in sie ein und schuf sich ein höhlenreiches karstähnliches Gerinne, das er erweiterte und zerstörte.

Wasserversorgung von Constantine. 40 km südlich der Stadt Constantine liegt in einem Kalkplateau die Quelle Bou Merzoug, die eine Ergiebigkeit von 250 l/sec hat. Die Leitung führt mit natür-

lichem Gefälle in die Stadt. 50% dienen für die Wasserversorgung (Filter- und Chloranlage), 50 % für Bewässerungszwecke. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass im Sommer zusätzlich gepumpt wird, um den Wasserspiegel dieses Karstwasservorkommens künstlich abzusenken; der natürliche Wasserspeicher kann sich im Winter wieder, wenn der Wasserbedarf der Stadt geringer ist, von selbst auffüllen.

5. Tag Constantine - M'Sila - Batna = 459 km.

Staumauer Ksob. Im südlichen Teil des Atlashochplateaus zieht das Oued Ksob nach Süden gegen den Salzsee von Hodna. 20 km nördlich der Siedlung M'Sila wurde in den Jahren 1935 - 40 eine Staumauer errichtet. 12 Mill m³ Wasser können hier aufgestaut werden und dienen zur Bewässerung einer Fläche von 12000 ha. Im Bereiche der Staumauer stehen Eozänkalke an, bankig und klüftig, die mittellsteil gegen S einfallen.

6. Tag Batna - Timgad - Oase Biskra = 209 km.

Die in den Grundmauern geschlossen erhaltene Militärstadt Timgad hatte nach Angaben der Archäologen etwa 15000 Einwohner. Sie war zum Schutze der reichen Getreidegebiete Nordalgeriens in den Randgebieten gegen die Sahara errichtet worden. Heute ist das steppenartige Atlashochplateaus zwischen Batna und Timgad (Entfernung 45 km) nur ganz dünn besiedelt. Wenn man bedenkt, dass zur Römerzeit weite Teile Nordafrikas die Kornkammern Roms und dicht besiedelt waren, während wir hier heute nur eine dünnbesiedelte Steppenlandschaft vorfinden, sieht man, wie sehr sich hier die klimatischen und damit die hydrologischen Verhältnisse im Laufe von 2 Jahrtausenden verschlechtert haben.

In der Schlucht von El Kantara wird der Sahara-Atlas gequert. Mit der Oase Biskra ist der Nordrand der Sahara erreicht.

7. und 8. Tag Umgebung von Biskra = 231 km.

Staumauer Foun el Gherza (Skizze 7). Das Oued el Abiod führt aus dem algerischen Hochland in die Sahara. In der Durchbruchstrecke durch den Sahara-Atlas wurde in einer engen Schlucht eine Staumauer errichtet. Die Anlage dient zur Bewässerung der am Nordrand der Sahara gelegenen Oasen Sidi Akba, Seriane, Garta und Thouda. Hier werden 30 Mill m³ Wasser für die Bewässerung von über 200000 Dattelpalmen benötigt. 45 % des 1280 km² grossen Einzugsgebietes werden von Kalkgesteinen, ebensoviele von Mergelgesteinen aufgebaut, der Rest ist von Sand und Schotter bedeckt. Nur 5.5% der jährlichen Niederschlagsmenge durchfliessen die Schlucht, alles übrige versickert oder verdunstet früher. An der Sperrenstelle finden sich klüftige, durchlässige Kreidekalke. Es waren 2800 m Injektionsbohrungen erforderlich.

Östlich Biskra wurden steilgestellte pliozäne Sand- und Schotter-schichten im Grenzgebiet Saharaatlas - Sahara besichtigt (Sahara-flexur).

Bohrung Ghetma. 10 km ostwärts Biskra wurde eine Bohrung auf artesisch gespanntes Grundwasser niedergebracht. Die wasserführende Schicht wurde bereits in 120 m Tiefe erbohrt. Diese Bohrung liegt im nördlichen Randgebiet der Sahara, weiter im Süden wird das Wasser erst in weit grösseren Tiefen erbohrt. Der Brunnen liefert seit über einem Jahr konstant 100 l/sec, das Wasser steigt 8 m über Gelände.

Auch westlich von Biskra wurde im Palmenhain von Tolga artesisch gespanntes Wasser erbohrt.

9. Tag Biskra - Touggourt = 221 km.

Bohrung M'Raier. 125 km südlich der Oase Biskra wurde wieder eine Bohrung auf artesisch gespanntes Wasser besichtigt. Aus 200 m Tiefe werden über 80 l/sec gewonnen.

Landwirtschaftliche Versuchsstation El Arfiane. Diese liegt etwa 155 km südlich der Oase Biskra. Da die Bevölkerung Algeriens, seit die Franzosen im Lande sind, von 1,5 auf 8,6 Mill. gestiegen ist, gehören die Probleme der Steigerung der landwirtschaftlichen Produktion und hier wieder der Ertragssteigerung in den Dattelpalmenoasen - bzw. Plantagen, zu denjenigen, die als die vordringlichsten bezeichnet werden müssen. Im Südterritorium von Algerien beträgt z.B. der durchschnittliche Dattelerverbrauch etwa 60 kg pro Person und Jahr. Es wurde daher u.a. die landwirtschaftliche Versuchsanstalt El Arfiane errichtet, wo vom Staate Fragen der Bewässerung und Ertragssteigerung studiert werden.

Die wichtigsten Dattellieferanten der Erde.

| | Palmen | Produktion in Tonnen |
|-------------------|--------------|----------------------|
| Irak | 30 Millionen | 360000 |
| franz. Nordafrika | 10.5 " | 185000 |
| Arabien | 8 " | 130000 |
| Ägypten | 6 " | 100000 |
| Tripolis | 3 " | 50000 |
| Persien | 2 " | 35000 |
| Sudan | 1 " | 15000 |
| USA | 1 " | 1560 |
| franz. Nordafrika | | |
| Algerien | 6.6 " | 100000 |
| Tunis | 2.6 " | 50000 |
| Marokko | 1.34 " | 35000 |

In der Dattelpalmenplantage stehen 50 l/min Wasser₃ pro Hektar = 120 Dattelpalmen zur Verfügung. Das bedeutet 219 m³ pro Jahr und Baum. Da mit einem Maximalertrag von 70 kg gerechnet werden kann, so sind für die Ernte von nur 1 kg Datteln 3 m³ Wasser jährlich erforderlich. Nimmt man nur einen durchschnittlichen Wasserbedarf von 150 m³ pro Baum und Jahr, so gibt dies für 6.6 Mill. Dattelpalmen in Algerien einen jährlichen Wasserbedarf von rund 1 Milliarde m³. Daraus ersieht man, welche Ansprüche an den Grundwasserhaushalt in diesen verhältnismässig niederschlagsarmen Gebieten gestellt werden, denn ohne ausreichende Bewässerung kommt es zu keinem vollen Ertrag der Dattelpalmen.

10. Tag Touggourt - Ouargla = 167 km.

Während auf der Strecke Biskra - Touggourt der Boden noch weithin Spuren von Grasvegetation erkennen lässt. lernt man auf der Strecke Touggourt - Ouargla die vegetationslose Sand- und Steinwüste kennen. Wanderdünen begleiten rechts und links die Strasse, stellenweise breitet sich Sand über die Fahrbahn aus. Andernorts haben Wanderdünen Palmengruppen überwältigt und nur mehr einige kümmerliche Vegetationsspuren lassen einen früheren Palmenhain ahnen. Über weiten Salzseeflächen täuscht das gaukelnde Spiel der Fata morgana dem Auge oft Palmenoasen am Horizonte vor. Zeugenberge geben ein beredtes Beispiel für die Vergänglichkeit in der Natur. Die grossen Temperaturschwankungen in der Wüste, Frost und Hitze sprengen das Gestein, der Wind verträgt das zerfallene Gesteinsmaterial, das wieder anderswo abschleifend wirkt. Übrig bleiben die Zeugenberge, die aber der Denudation noch geringeren Widerstand bieten, als die geschlossene Tafellandschaft, und so immer weiter angenagt werden, bis sie schliesslich ganz verschwinden.

11. Tag Ouargla - Gardēia = 211 km.

Bohrung Zelfana. 140 km WNW der Oase Ouargla und 70 km OSO von Gardēia liegt die Bohrung Zelfana. Zwischen den beiden genannten Oasen findet man auf einer Strecke von über 200 km praktisch keine Spur von Vegetation. Vor einigen Jahren wurde nun eine Strukturbohrung bis zu einer Tiefe von 1100 m abgeteuft. In 960 m Tiefe wurde in Unterkreideschichten Wasser angetroffen. Es ist artesisch gespannt und steigt mit einer Ergiebigkeit von 120 l/sec. bis 80 m über Gelände. Das Wasser hat bereits eine Temperatur von 30 ° C (geothermische Tiefenstufe). Die Erschliessung dieses Wasservorkommens gibt die Möglichkeit, mitten in der Wüste durch künstliche Bewässerung eine neue Dattelpalmenplantage entstehen zu lassen. Zur Zeit des Besuches wurde bereits eine zweite Bohrung niedergebracht. Der Wasserausfluss wird auf 60 l/sec gedrosselt und ausserdem durch eine Turbinenanlage geleitet (Generatorleistung 12 KW) und so die für die Beleuchtung und den Betrieb von Maschinen benötigte Energie gewonnen. Eine wohl einmalige und erst-

malige Anlage: artesisch gespanntes Grundwasser betreibt Kraftwerk in der Wüste.

Schichtfolge der Bohrung Zelfana

- + 428 m Wasserspiegel (Manometermessung)
- + 356 - + 298 Pliozän, Miozän, Sand und Sandstein
- + 298 - + 226 Senon, weisse oder rote Kalke
- + 226 - + 105 Turon, dickbankige Kalke
- + 105 - - 225 Cenoman, verschiedene farbige Mergel mit Einschaltungen von Kalk und Gips
- 225 - - 288 Vraconien, Tone und sandige Mergel von grauer oder grüner Farbe
- 288 - - 811 Albien, Sandstein und Sand mit tonigen und sandig-tonigen Zwischenschichten

Von der Tafellandschaft der Wüste führt die Autostrasse über steile, fast senkrechte Wände in kunstvollen Anlagen hinunter in das Oued Mxab, in dem die alte Wüstenstadt Gardeia liegt. Ein während der Trockenzeit wasserloses Flussbett, an seinen Ufern einige halbvertrocknete Büsche, einige Palmen, sonst keine Vegetation. Auch hier wurde für die Wasserversorgung der Stadt eine Tiefbohrung niedergebracht. In nur 300 m Tiefe wurde in der Unterkreide (die gleichen Schichten liegen hier viel höher als in Zelfana) Wasser erbohrt, das nur bis 40 m unter Gelände ansteigt (semiartesisch) und in einen Hochbehälter gepumpt werden muss.

Schichtfolge der Bohrung Gardeia

- + 499 - + 468 Turon, weisse Kalke und Feuersteinkalke, die Gesamtmächtigkeit des Turon (nicht erodiert) beträgt 120 m
- + 468 - + 327 Cenoman, gipshaltige Mergel mit kleinen Kalkbändern
- + 327 - + 240 Vraconien, grünliche sandige Tone
- + 240 - + 59 Albien, Sandstein mit roten sandig tonigen Zwischenlagen

Auf eine Entfernung von rund 50 km liegen in Gardeia die Unterkante des Turon um 363, des Cenoman um 532 und des Vraconien um 528 m höher als in Zelfana. Der artesisch gespannte Wasserspiegel, der in Zelfana bei + 428 m liegt, liegt in Gardeia bei + 450 m.

12. Tag Gardeia - Laghouart = 243 km

Staumauer Milok (Skizze 6) 20 km westlich Laghouart liegt in einer kleinen Schlucht die Staumauer Milok. Kalke und Dolomite der Kreideformation bilden eine grosse Mulde (Synklinale), deren Randkette nur an einer Stelle durch die Schlucht von Milok durchbrochen wird. Die Mulde selbst ist von Quartärablagerungen (Sand und Schotter) erfüllt. Der geologischen Mulde entspricht das hydrologische Einzugsgebiet von etwa 50 km². Durch die Mauer werden die Hochwassermassen zurückgehalten und nur 5 m³/sec. werden für Bewässerungszwecke abgegeben.

13. Tag Laghouart - Alger = 432 km

Bohrung Ain Malakoff 150 km nördlich Laghouart wird eine Strukturbohrung niedergebracht. Sie soll innerhalb 5 Monaten eine Endtiefe von 1000 m erreichen.

Bohrung El Krachem. Diese Bohrung liegt nördlich der Bohrung Ain Malakoff. Sie erreicht eine Endtiefe von 1100 m. Aus der Unterkreide (Albien) kommen 12 l/sec Wasser mit einer Temperatur von bereits + 41 ° C. Das Wasser steigt 49 m über Gelände. Die Unterkreide (Albien) wurde in 1018 m Tiefe erreicht. Der Schichtkomplex von Cenoman, Turon und Senon ist 820 m mächtig, darüber liegen 172 m von marinem Miozän.

Der Salzberg (le Rocher du Sel) ist vielleicht die interessanteste geologische Sehenswürdigkeit der Reise. Es handelt sich um einen Diapir (Aufbruch) von Steinsalz, der etwa 100 m aus den umgebenden kontinentalen Miozänschichten herausragt. Der Aufbruch hat einen mittleren Durchmesser von 1500 m. Die wildzerklüftete Landschaft hat die Erforschung sehr erschwert. Trotz des Fehlens von Fossilien ist es aus zwei Gründen sicher, dass die Sedimente des Aufbruches der Triasformation angehören. Erstens stehen überall in Nordafrika die grossen salzführenden Schichtkomplexe im engen Zusammenhang mit Schichten, die die charakteristischen Faunen des Muschelkalkes enthalten und zweitens liegen am Rande des Salzfelsens Liassedimente, womit das Salzgebirge selbst vorliasisch sein muss. Aus der Lagerung der umgebenden Schichten des kontinentalen Obermiozäns geht hervor, dass der Aufbruch mindestens postmiozän sein muss. Er muss aber sogar bis in unsere Tage in Bewegung sein. Denn wenn wir es auch mit einer Gegend verhältnismässig niedriger Niederschläge (250 mm) zu tun haben, so lässt das unruhige Relief doch die Wirkungen der Erosion erkennen, die nur durch ein ständiges Emporheben des Salzberges, also Materialnachschiebung aus dem Untergrund, ausgeglichen werden können.

Nach Überquerung der Atlas-Hochebene, des Atlas Tellien und der Küstenketten endigte die Exkursion wieder in Alger.

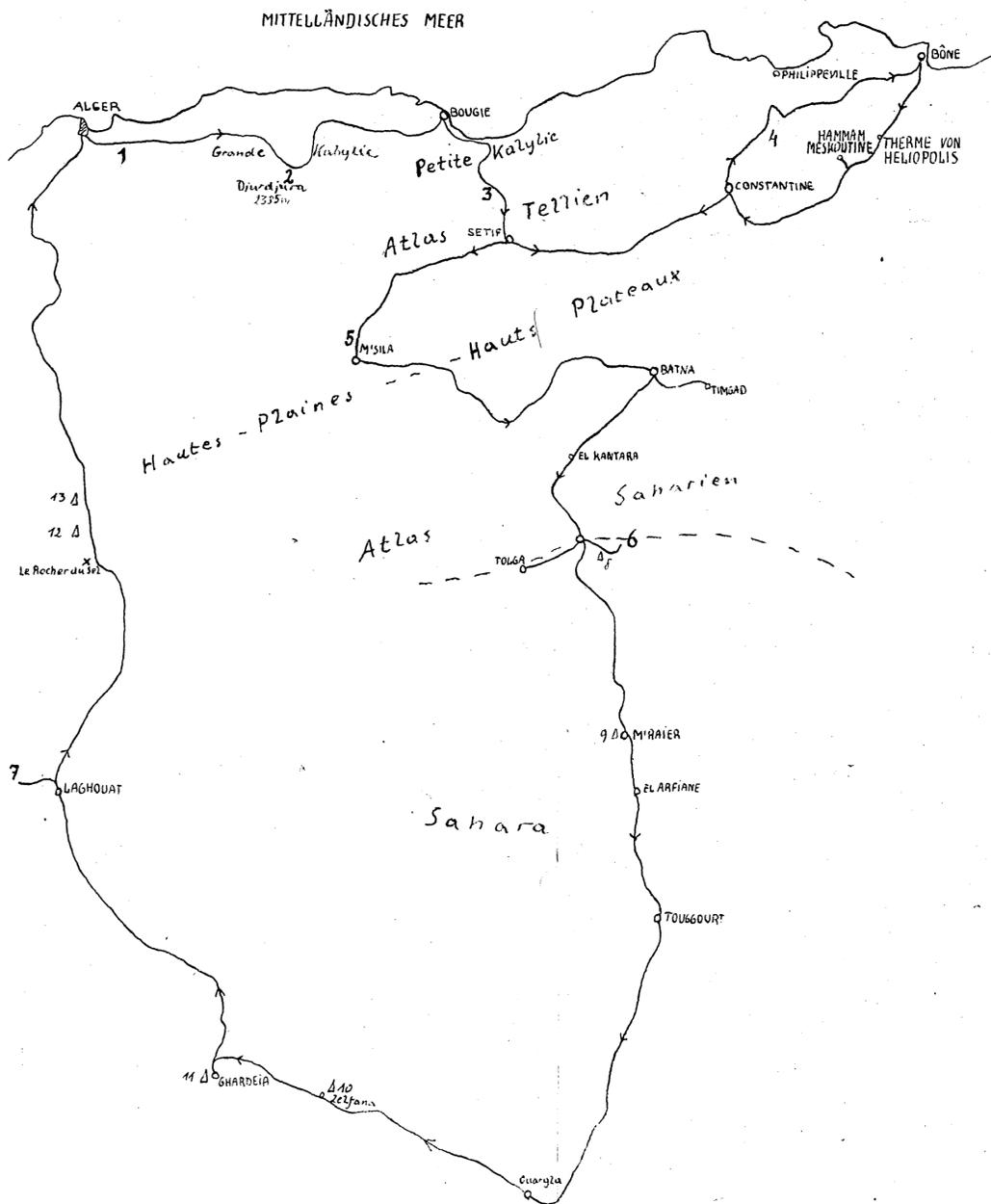
Literaturverzeichnis:

- Krenkel E.: Durch die alten Massen Algeriens
Geologische Rundschau Band 33/1942
- Repal: Regions Sud-Telliennes et Atlas-Saharien
XIX Congress Geol.Intern.Alger 1952
- Flandrin: Les Chaines atlasiques et la bordure Nord du Sahara . XIX Congress Geol.Intern.Alger 1952
- Clar-Meixner: Vom Geologenkongress 1952
Karinthin Folge 20/1952
- Bistritschan: Algerische Wasserbauten
Österr.Wasserwirtschaft 5/1953

D i s k u s s i o n
zum Vortrag Dr. Bistritschan

Die Diskussion betraf das Problem der artesischen Brunnen, wobei betont wurde, dass eine Wasserzufuhr vom Atlas her jedenfalls nicht in Betracht komme, da dies durch die schwebende Lagerung bzw. das steile Nordfallen der Schichten am Südrand des Atlas unmöglich gemacht wird. Wenn also überhaupt rezente Speisung des Grundwassersees angenommen werden soll, könnte diese nur aus zentralsaharischen Bergländern heraus erfolgen.

Zur Frage, ob die Ausdehnung der Wüste seit dem Altertum auf menschliches Eingreifen oder auf Klimaänderungen zurückzuführen sei, verwies Dr. R. Oedl auf die Forschungen von Mühlhofer in der Cyrenaika, die für die erste der beiden Möglichkeiten sprechen. Prof. Schlager sprach sich dafür aus, dass zwar eine Klimaänderung als primäre Ursache anzunehmen sei, dass sich diese aber erst voll auswirken konnte, als der Mensch Wunden geschaffen hatte. Es liegt eine Wechselwirkung zwischen Klimaänderung und Zerstörung der Pflanzendecke vor: durch jene wurde die Zerstörung der Vegetation begünstigt, diese aber hatte wieder Rückwirkungen auf das Klima, da die Vegetation die Temperaturschwankungen mildert und den Wasserhaushalt durch Festhalten des Niederschlagswassers günstig beeinflusst. Dr. Pippan erwähnt, in diesem Zusammenhang den Nachweis einer rein klimatisch bedingten Verheidung in der Eifel zwischen dem 14. und 17. Jahrhundert, entsprechend dem gleichzeitigen Gletscherrückgang; andererseits entstand durch Wüstungen in der Völkerwanderungszeit eine Klimaverschlechterung, es sind also beide Faktoren, primäre Klimaänderung und Eingreifen des Menschen, als wirksam erwiesen.



- 1 STAUMAUER HAMIZ
- 2 KRAFTWERK ACIF EL HAMMAM
- 3 KRAFTWERKGRUPPE IM OUED AGRIOUN
- 4 STAUMAUER ZARDEZAS
- 5 STAUMAUER KSOB
- 6 STAUMAUER FOUM EL GHERZA
- 7 STAUMAUER MILOK

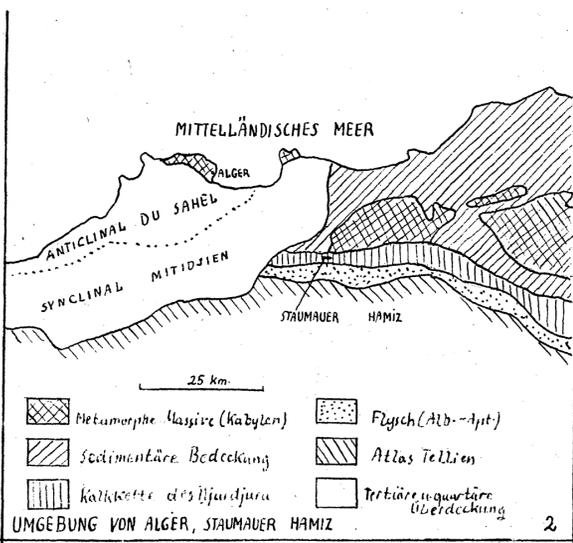
- 8 CHETMA
- 9 M'REIER
- 10 ZELFANA
- 11 GHARDEIA
- 12 AIN MALAKOFF
- 13 EL KRACHEM

ARTESISCHE BOHRUNGEN

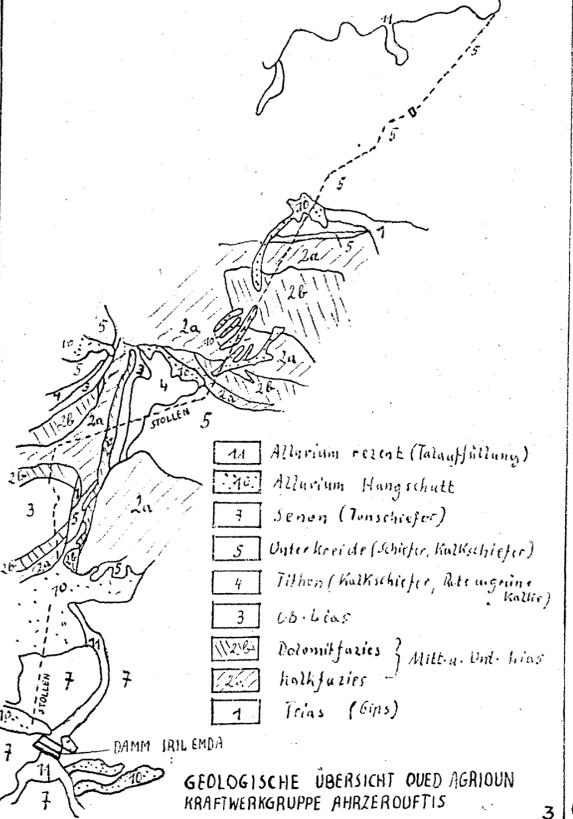
Übersichtskarte Ostalgerien und nördliche Sahara

XIV. Intern. Geol. Kongress Alger 1952
 Weg der Exkursion C11
 1-7 Kraftwerke und Staumauern
 8-13 Artesische Bohrungen

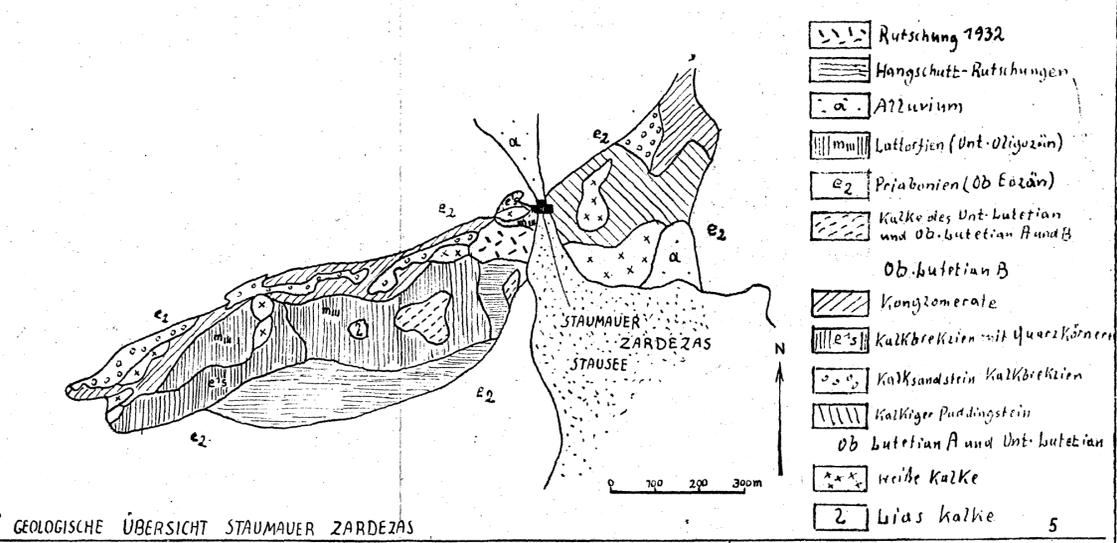
Sämtliche Skizzen nach Unterlagen des XIV. Intern. Geologenkongresses Alger 1952 Dr. Bötttschan



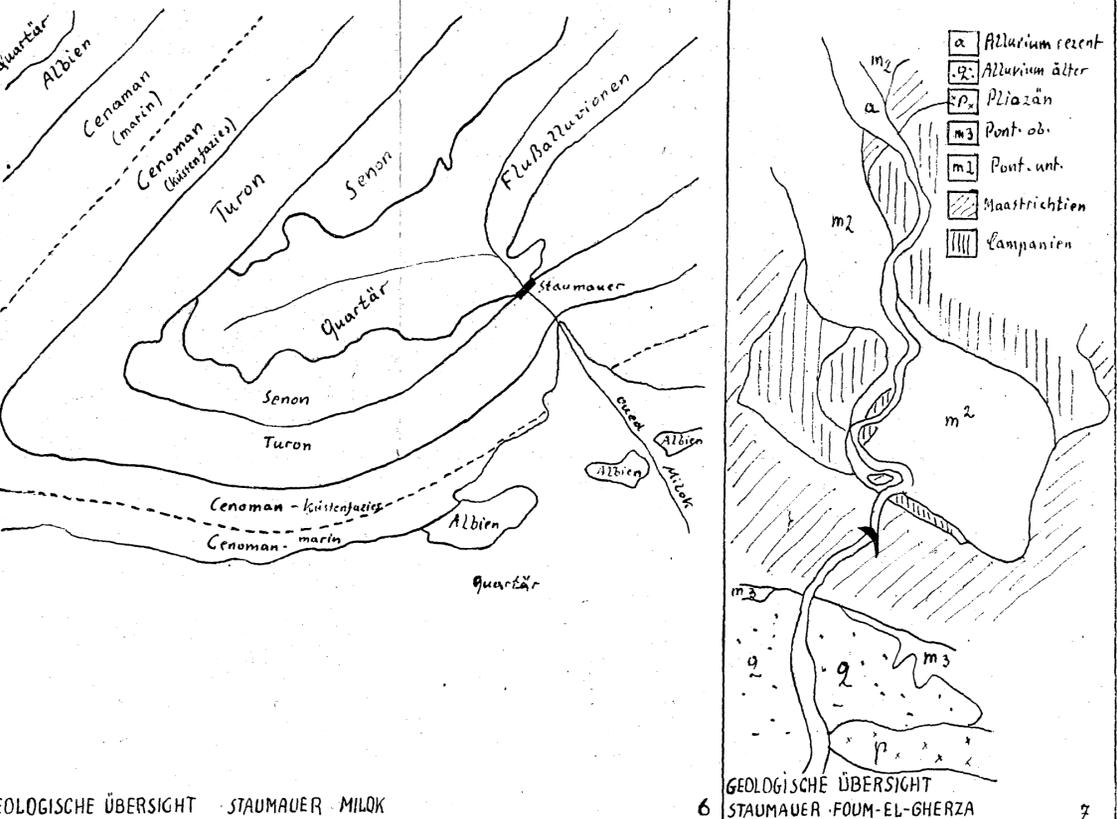
UMGEBUNG VON ALGER, STAUMAUER HAMIZ



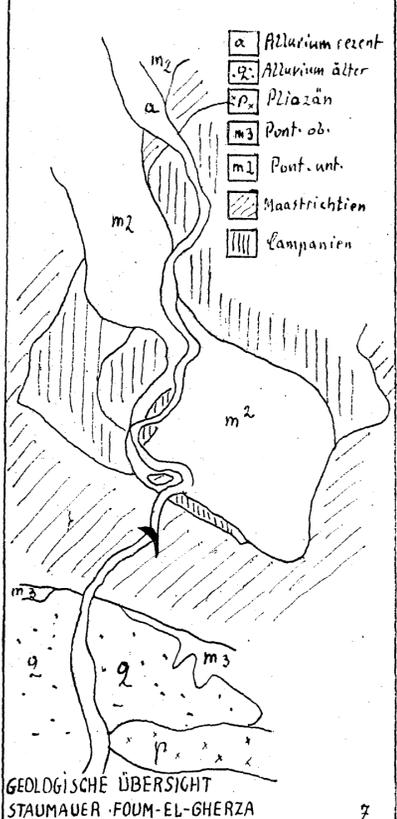
GEOLOGISCHE ÜBERSICHT OUED AGRIOUN KRAFTWERKGRUPPE AHRZEROUFTIS



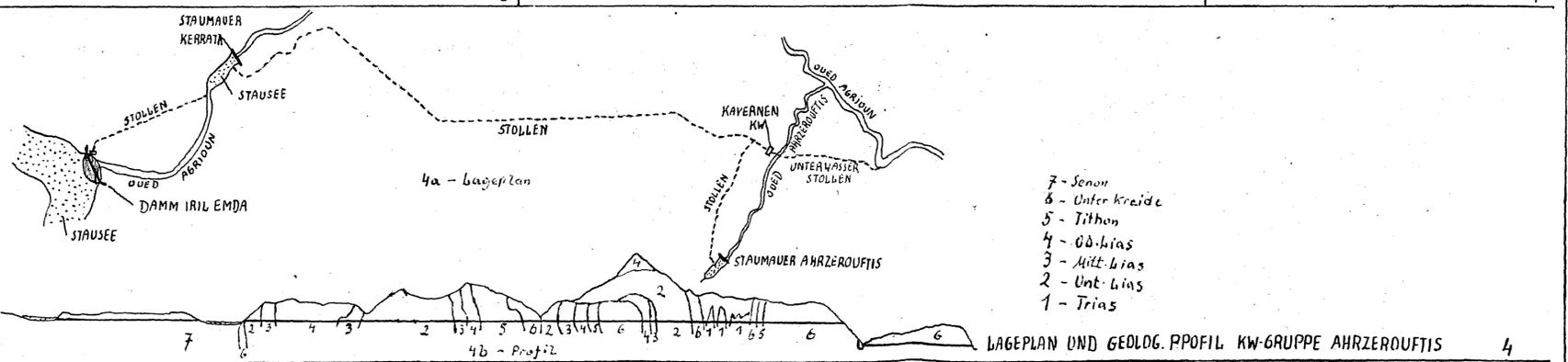
GEOLOGISCHE ÜBERSICHT STAUMAUER ZARDEZAS



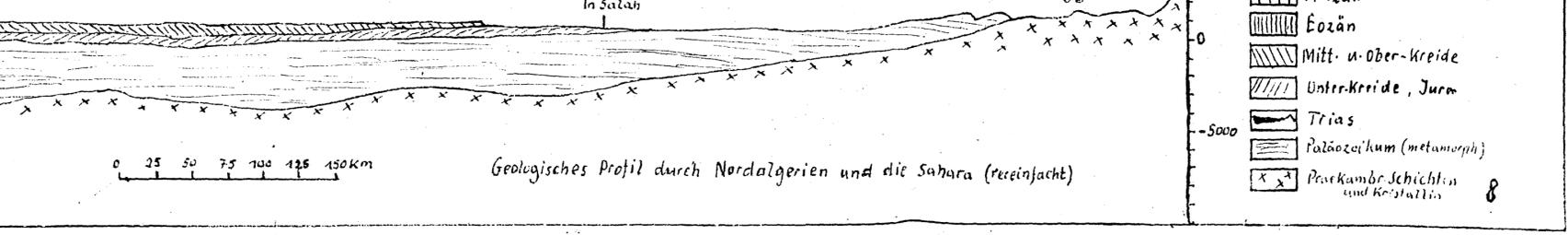
GEOLOGISCHE ÜBERSICHT STAUMAUER MILOK



GEOLOGISCHE ÜBERSICHT STAUMAUER FOUM-EL-GHERZA



LAGEPLAN UND GEOLOG. PROFIL KW-GRUPPE AHRZEROUFTIS



Geologisches Profil durch Nordalgerien und die Sahara (vereinfacht)

2. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 26. Februar 1953.

Die T a n t a l h ö h l e im Hagengebirge
geologisch betrachtet.

Hiezu 1 Profil

Lichtbildervortrag von G. Abel

Eines der bedeutendsten Höhlenprobleme in den Alpen bietet derzeit wohl die Tantalhöhle. Mit ca. 100 Lichtbildern, einer Gemeinschaftsarbeit von G. Abel, A.u.F. Koppenwallner und Fr.Oedl jun., konnten an diesem Vortragsabend die Verhältnisse demonstriert werden. Hier ermöglichen die Dia der Allgemeinheit Einblicke, die sonst nur den geübten Höhlenkundigen möglich sind. Deshalb muss hier der Bericht ohne Bilder eine etwas geänderte Abfassung erhalten. Dazu sei bemerkt, dass eine exakte geologische Bearbeitung der Höhle noch nicht möglich war und Vorliegendes nur auf Beobachtungen bei den vorerst notwendigen Erkundungen und geographischen Arbeiten gesützt ist.

Lage: Der Zugang erfolgt von Tenneck aus durch das Blühnbachtal. Von dort durchs Ochsenkar bis zum obersten Wandabschluss, vor dem Roitnerkamin rechts abzweigend in die Nordflanke der Tantalköpfe einsteigend, auf zum Teil vom Höhlenverein versicherten Steig hinauf an zwei Halbhöhlen vorüber. Erstere die Brennesselhöhle, die zweite mit dem Lager 1 der "Villa Atlantis" 1650 m. In einer Höhe von 1710 m liegt der Eingang der Höhle selbst.

Topographie: Diese Arbeit wurde von dem Verfasser und F.X.Koppenwallner ausgeführt. Die Geländeaufnahme der Höhle und die Lageeintragung mit der Festsetzung des Nullpunktes erfolgte mittels Tachymeter. Im Inneren selbst, angesichts der grossen touristischen Schwierigkeiten, wurde die Planaufnahme mit Bežard, Boussole, Massband und Klinometer durchgeführt. Der Plan der bisher entdeckten Teile umfasst 38 Sektionsblätter 1:250, welche auch gut die Terrainverhältnisse darzustellen erlauben. Darauf beruhte die Abfassung eines Gesamtplanes 1:1000, der eine Länge von 6 m hat. Der Verlauf der Höhle ist vorwiegend NNO, mit einer Gesamtlänge aller bisher bekannten Gänge von 16 km. Die Höhle durchzieht die Südostdecke des Hagengebirges. Also von dem Südabfall der Tantalköpfe, unter diesen hindurch, ebenso unter dem Pitzkogel, dann der Schönbichlalm; der Endpunkt selbst befindet sich derzeit unter dem Tristkar, welches dem Tristkopf vorgelagert ist. Falls der Verlauf der Höhle im weiteren gleich bleibt, würde

diese im Bereiche der Bergeralm zu Tage führen. Der Verlauf der Höhle ist keineswegs horizontal und weist bedeutende Höhenunterschiede auf. Vom Eingang führt die Höhle stufenartig in eine Tiefe von 400 m, zum Sunk, um danach 200 m wieder anzusteigen. Hier schliesst sich eine Horizontalstrecke an, der ein senkrechter Abstieg, der Grand Canon, von rund 100 m folgt und kurz darauf ein solcher mit 70 m zur Siebenschächtehalle. Wieder folgt eine ansteigende Strecke zum verlorenen See. Dazwischen befindet sich der "Nasentröpferlschacht", der mit 120 m zu einem verschlemmten Ende führt. Die Raumformen sind sehr wechselnd; auf 120 m hohe Kluftformen folgen runde Erosionsgänge. Die Gangbreiten wechseln von Engstellen bis 40 m. Dazwischen liegen wieder Hallen von 80 x 40 x 30 m.

Die Erforschung sei nur kurz erwähnt. Die Höhle wurde 1947 von Alfred Koppenwallner entdeckt und von ihm mit den Mitgliedern des Landesvereines für Höhlenkunde in Salzburg, erforscht. Die Erforschung stellte die schwierigsten Aufgaben, die je in Höhlen auftraten und nur von der Elite des Vereines bewältigt wurden. Bei dem immer weiteren Vordringen der Expedition verlangte dies ein Verweilen bis zu 209 Stunden in der Höhle. Zur Erleichterung wurde beim Eingang, Lager 1, Villa Atlantis, nach dem Sunk Lager 2, die Biwakschachtel und im Dom St. Helena Lager 3, Villa Bonaparte, errichtet.

Geologie: Die Südflanke des Hagengebirges baut sich folgendermassen auf: zunterst einzelne Gipsausbisse, weiter Werfnerschiefer und Guttensteiner Kalk, Ramsaudolomit, Hauptdolomit und Dachsteinriff-Kalk. Lias ist hier auf dem südlichen Teil fast nirgends mehr anzutreffen. Meist finden sich Reste im Gehängeschutt. Bemerkenswert ist der Fund eines Ammoniten im lokalen Moränenschutt der Halbhöhle des Lagers 1 (1650 m).

In der Höhle führen die Gänge meist im Dachsteinkalk, der oft grosse Nester von Megalodonten aufweist, wie z. B. Wendeltreppe, Schöner Gang, P206, u.a.o. Der vom Eingang steil einfallende Gang berührt bereits 100 m unter dem Eingang den Dolomit. Letzterer bleibt im Liegendem bis zum Sunk, wo er nach einer horizontalen Strecke von 100 m kurz ansteigt. Diese Strecke des Sunkes ist sehr wenig wasserdurchlässig und an dieser Tiefstelle, 400 m unter dem Eingang, lagern auch reichlich lehmige Sedimente, die besonders bei Schneeschmelze die Sickerwässer zurückhalten. Es kommt zum regelrechten Verschluss dieses Höhlenteiles, der für Forschungen einen Gefahrenpunkt bildet. Stellenweise ist auch der dunkelgraue Dachsteinkalk anzutreffen. Nicht weit von P 128 finden wir eine graue Hallstätter Kalklinse mit zahlreichen Ammoniten (Probe im Haus der Natur) im deshalb so benannten Hallstätter Dom. Bei P 215 treten *Heterocosmia grandis* Hörnes sp. auf. Die grossen Höhendifferenzen in der Höhle dürften auf die in

Wellen liegende Obergrenze des Dolomits zurückzuführen sein, so dass hier eine Entwicklung in der Kontaktzone erfolgte. Weiters tritt P 259 Breccienkalk auf und bei P 262 ist Riffkalk vorhanden.

Ablagerungen: Es ist in der Vorhalle temporär, als sogenannte Eismandln, vorhanden und vereist auch gelegentlich den Einstiegschluf. Nach letzterer Stelle kommt permanentes Eis im geringen Ausmasse vor mit einer Eisfigur. Wichtiger aber sind die Gesteins-Ablagerungen für die Frage der Entstehung der Höhle. Vorerst ist es das Blockmaterial, das stellenweise die Gänge erfüllt. Es ist Material, das durch tektonische Einwirkung niedergebrochen ist und vereinzelt Blockgrösse bis zu 180 m³ erreicht. Die Verbrüche bilden stellenweise eine nicht zu unterschätzende Gefahr, so z. B. beim "Sarkophag", wo eine Kluft bei 45° Neigung mit losen Stücken erfüllt ist. Lehm ist auch reichlich vorhanden, der zum Teil Auflösungsrückstand des Kalkes ist. Lokales Gerölle aus Kalk entstammt der Zeit der Durchflutung, bzw. der Epoche der rück-schreitenden Lokalvergletscherung im Diluvium. Regelrechte Konglomerate treffen wir im Gang des "Diluvium" bei P 72.

Wesentlich mehr Schlüsse können aus dem ortsfremden Material gewonnen werden. Beim 30 m Abgrund (P 231) sind in sechs dünnen Schichten verschiedene Lehme abgelagert. Die Schichtenuntersuchung ergab folgendes Bild:

Probe 2

vom Punkt 231 bis 232 (neu) (Wasserschacht)
Beschreibung der Probe 2

| Horizont (von oben nach unten) | Beschreibung | Mineralbestand u. Humus |
|-----------------------------------|---|--|
| 1. Horizont 5 bis 15 cm | grau, grob, weich | Kalk, Quarz, Feldspat, Glimmer, Humus |
| 2. Horizont 10 cm | dunkel u. hell abwechselnd fein geschichtet | tonerdereiche u. sandige Schichten |
| 3. Horizont 15 cm | dunkel, grob, geschichtet, weich | tonerdereiche u. sandige Schichten |
| 4. Horizont 10 cm | braun, hart, dünn, geschichtet | Tonerde, Quarz, fast kein Kalk |
| 5. Horizont 3 cm | hellgelb, hart | 1-2 Teilstriche Quarzkörnchen, Tonerde, ausgebleicht |

| | | |
|----------------------|--|---|
| 6. Horizont 10 cm | braun bis rotbraun dünn geschichtet | Ton (feinst) rot gefärbt, Quarz |
| 7. Horizont | braun | sandiger Lehm, Bohnerz, Quarz, Ton- erde, Glimmer |

Bodenergebnisse:

Zur Probe 2 mag noch hinzugefügt werden, dass Schicht 4 vollkommen verschieden ist von den darüber liegenden 3 Schichten, während die unteren dem Typus von 4 ähneln. Zu Schicht 4, 5 und speziell 6 bemerkte Herr Dr. F. Göhlert, dass dieselben nur in einem fast ruhenden Wasser entstanden sein können, weil die Absetzzeit einer Aufschlammung mehrere Tage beträgt. Die hellgelbe Schicht 5 deutet er als Kaltklimabildung, die vorhergehende 6 wegen ihrer intensiv rotgefärbten Masse als Warmbildung (Zwischeneiszeit?).

Eine andere näher untersuchte Probe von P 135 gibt folgendes Bild:

Farbe: bräunlich hellgrau

Struktur: gleichmässig feinsandig

Art: Bleicherde, Podsol

Mikroskopische Analyse:

Vorherrschender Bestand: eckige Kalkteilchen, abgerundete Quarzteilchen, Humus

Seltener: Glimmerteilchen (Muscovit) und Chlorit-schuppen.

Teilchengrösse: 0.1 mm und weniger

Feinstruktur in Anhafteteilchen.

Ergebnis: Es handelt sich um eine Einschwemmung eines mehrfach umlagerten Bodens; der einerseits aus dem anstehenden Kalkgestein, aber andererseits auch aus weit hergeführten Kristallin (Zentralalpine Gesteine) besteht. Die nicht unbeträchtliche Menge von Humus ist durch die mit der Oberfläche in Beziehung stehenden oder in Beziehung gestandenen Spalten erfolgt. Die bleiche Farbe lässt auf die Auswaschung der Eisenverbindungen in einem kälteren Klima schliessen. Beim Transport sind die feinsten tonerdigen Substanzen ausgeschwemmt worden.

Fast in allen Teilen der Höhle finden sich Limonite und Quarzite, bis zu einer maximal Korngrösse von 40 mm Ø. Stellenweise sind daraus ganz grosse Sandablagerungen gebildet, die zum Teil bis an die Decke reichen, wie beim sogenannten Sandschluf.

Die Bestandteile sind einwandfrei aus dem Zentralalpin zu beziehen; sie wurden auf hydrischem Wege eingeschwemmt. Der wesentliche Bestand an Limoniten bestätigt die Annahme der primären Durchflutung im Tertiär. Auch die Sandsteineinlagerung beim Eingang, von der nachträglich erst die Untersuchung einlangte, bestätigt die An-

nahme. Hier die Ergebnisse:

2 Dünnschliffe untersucht.

Makroskop. Bild: Roter, feinkörniger Sandstein mit gleichmässiger Körnung, durch verschieden starke Eiseninfiltration wird eine Schichtung vorgetäuscht.

Grösste Komponenten 0,8 mm (weiss sichtbar).

Mikroskopische Untersuchung: Die Körnung des Gesteins ist gleichmässig (0,1 bis 0,2 mm).

Hier sind die feinen Körner nicht zugerundet, während die grösseren (bis 0,8 mm) bereits eine Zurundung zeigen. Es überwiegt hier bei weitem der Quarz (ca. 80-90%), während Quarzite zurücktreten (max. 10-15%). Limonitdurchsetzter Calzit (wenige %) macht das Bindemittel aus. Die Limonitausscheidungen sind scharf an die Calzitausfüllung gebunden, wo es zu stärkeren Anreicherungen kommen kann (opake Massen).

Glimmer findet sich hier in Spuren.

In einem Schliff konnte ein unbestimmbarer Feldspat festgestellt werden.

In diesem Gestein sind die Komponenten nicht stark von Eisenlösungen infiltriert und machen einen sehr frischen, unzersetzten Eindruck.

Das Material der Komponenten weist auf ein Liefergebiet in den Zentralalpen (Tauern) hin. Die starke Durchsetzung mit Eisenlösung verlangt ein Klima, das eine solche Eisenanreicherung ermöglichte, weshalb ein jungtertiäres Alter des Gesteines wahrscheinlich ist.

Die Lehme, die in grosser Menge lagern, erfüllen mancherorts die Gänge, fast bis zur Decke. Auch steile Hänge sind vorhanden mit 60 m Höhenunterschiede. Der Hang war so glatt, dass zur Begehung Stufen eingehackt werden mussten. Die Lehme sind aber vielfach umgelagert worden, zuletzt noch in der Eiszeit. Hier wurde hauptsächlich der letzte Teil der Höhle betroffen; viele Gänge wurden verschlossen. Es sind noch sehr helle Tone, der Seekreide zu vergleichen, hinzugekommen. Einen ausserordentlichen Formenreichtum haben die zahllosen Konkretionen, die aus tertiären Sanden bestehen. Ein schöner Gang, der einen ausgesprochenen Erosionsgang darstellt, hat eine Einschnürung, hinter der ein Schotterhügel von 2 m Höhe, 3 m Breite und 6 m Länge lagert. Die Ablagerung kam auf folgende Art und Weise zustande: durch die Engstelle war die Strömungsgeschwindigkeit erhöht und wenige Meter dahinter verbreitert sich der Gang, was ein Nachlassen der Strömung bewirkte. Die Folge war, dass in der Engstelle der Schotter mitgerissen wurde und nach der Erweiterung zu einem Haufen in Stromlinienform abgelagert wurde.

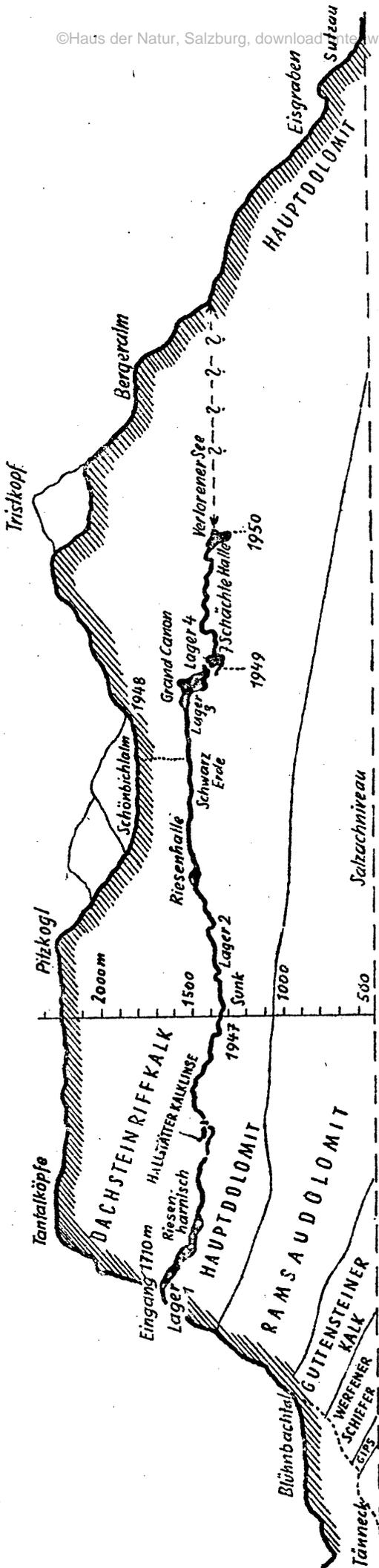
Eine der jüngsten Einschwemmungen finden wir in der Halle der

Schwarzen Erde. Dieser Raum liegt 300 m unter dem Kessel der Schönbichlalm und die Niederschläge versickern durch vorläufig noch unzugängliche Spalten herein. So finden sich durch Humiden angereicherte Lehme, selbst Heidelbeer- und Alpenrosenblätter.

Konkretionen, ausser denen aus den tertiären Sanden, sind sehr selten. Kleinere Sinterüberzüge sind allerorts zu finden. Nur im Dom St. Helena ist eine schneeweisse Tropfsteingruppe mit einer Calzitwanne vorhanden. Auch nach der Siebenschächtehalle gibt es zahlreiche kleinere Tropfsteine und sehr viele Sinterröhrchen bis zu 1 m Länge. Ein mineralogisches Phänomen aber bilden das Aragonitror und die Halle der Steinernen Blumen. Es handelt sich um Aragonitausblühungen, die besonders in der Halle der Steinernen Blumen Chrysanthemen gleichen mit Durchmesser bis zu 12 cm. Auch im Schönen Gang treten Aragonitausblühungen in beschränkter Masse auf Schotter auf! Auch bei P 320 sind im Bereiche von Sinter Ausblühungen. Meist sitzen sie an windbestrichenen Kanten und sind korallenartig in ihrem Aufbau, zuletzt aber nadelartig verästelt und schneeweiss.

Speläogenese. Die primäre Grundlage zur Höhlenbildung ist erstens die Kontaktzone zwischen Dolomit und Dachsteinkalk und zweitens eine grosse tektonische Störungslinie, die NNO verläuft. Zum Teil ist die tektonische Bruchlinie bei der Schönbichlalm sogar auf der 300 - 500 m höher liegenden Hochfläche deutlich verfolgbar. Korrosion und Erosion waren dann nachher die Komponenten, welche die Gänge erweiterten.

Die Lage des Einganges, 1710 m, lässt eine jungtertiäre Vorflut annehmen. Die eingeschwemmten Materialien sind vorwiegend zentralalpiner Herkunft und gewisse eisenschüssige Tone haben ihren Ursprung in den Niederen Tauern. Der Eingang war zugleich auch damals die Flussschwinde. Der unterirdische Wasserlauf dürfte theoretisch dem heutigen Plan folgend vom Blühnbachtal in das Salzachtal bei Sulzau geführt haben. Jedoch das derzeit erkundete Endniveau liegt um 250 m tiefer als das pliozäne Niveau Wildkar - Achselkopf - Hochstuhl, jedoch entspricht es dem Boden der Brunnalm. Es ist in Erwägung zu ziehen ob die Störungslinie des Eisgrabens schon ehemals bestanden hat und der Höhle eine andere Richtung gegeben hat und dann eventuell in den Seealmkessel leitete. Ist die Eisgrabenstörung jünger, so muss man mit einer Verwerfung der Höhlenfortsetzung rechnen. Jedoch die grossen Höhendifferenzen innerhalb der Höhle geben die Möglichkeit, dass bei den verengten Tiefpunkten (Sunk) hohe Drücke der Wassersäule bei Rückstauungen, 400 m = 40 Atü, überschreiten. Es wäre aber auch die Möglichkeit zu bedenken, dass die Klüfte bereits unter das Flussniveau gereicht haben, so wie in der Macocha bei Brno. Dafür sprechen die reichen Lehmlagerungen, die sich nur bei ruhigem Wasser absetzen können.



Nach der grösseren tertiären Flutung folgte das Glacialzeitalter. Der lokale Gletscher des Blühnbachtales, ein Seitenast der Salzachgletscher, wurde durch letzteren zurückgestaut. So auch die Gletscherwässer. Diese Annahme bestätigt das Vorkommen von Seekreide in Höhen von 1600 - 1800 m. Die bereits vorhandenen Höhlen wirkten als Ponore und auf diesem Wege kamen auch diese Sedimente in die Höhle. Besonders der Teil nach der Siebenschächtehalle wurde derart verschlemmt, dass die Fortsetzungen total verschlossen wurden. Selbst die Tropfsteine und Wände, die noch freigeblieben waren, haben einen lehmigen Überzug. Lokales Gerölle von den Hagengebirgsgletschern wurden ebenfalls eingeflutet, welches z. T. bei P 72 als Konglomerat lagert.

Der Grossteil der Gänge ist sehr gut erhalten und zeigt schöne Profile; wir haben wenig tertiäre Höhlen, wo dies der Fall ist. Demnach hat das benachbarte Tennengebirge mehr tektonische Störungen mitgemacht, seine Höhlen, wie Eisriesenwelt, Sulzen- und Frauenofen, haben durchwegs Verbruchprofile. Die noch aktiven Bruchlinien der Tantalhöhle wirken sich nur an einigen Stellen aus und stören keineswegs die Ursprungsformen.

Es bedarf noch einer grossen Arbeit, geologisch und genetisch, die Höhle systematisch zu bearbeiten.

Die Handstücke lagern alle in der Abteilung: Hagengebirge im Haus der Natur. Auch sind zahlreiche tertiäre Sandsteinproben vorhanden, die auf dem Wege der Radiocarbonmethode eine nähere Unterteilung erhalten könnten.

Zum Schluss seien auch die Mitarbeiter erwähnt, welche bei Funden wertvolle Mitarbeit leisteten, u.a. Ampferer, F. Gölerth, W. Hubka, F. X. Koppenwallner, W. Wesenauer und das Speläologische Institut mit Fritz Bauer.

D i s k u s s i o n
zum Vortrag G. Abel

- Zunächst seien die Hauptergebnisse kurz zusammengefasst:
Der von den Forschern benützte Höhleneingang liegt unter den Tantalköpfen in über 1700 m Höhe nahe der Grenze zwischen Dachsteinkalk und Dolomit. Wo die Höhle mit dem Dolomit in Berührung kommt, zeigt sich ein 20 m langer Wasserarm; sonst gibt es nirgends Wasserführung. Eis kommt nur am Höhleneingang vor.

Der Höhlengang zieht im allgemeinen geradlinig gegen NNO, quer unter der Talung der Schönbichlalm durch, und folgt weithin gewaltigen Verwerfungen. Prachtvolle Harnische weisen darauf hin, ihre Flächen zeigen teilweise schöne Karrenbildungen, die durch Sickerwasser entstanden. Der Höhlenquerschnitt wechselt zwischen den Extremen ganz schmaler Kriechgänge und weiter Dome. Im Vergleich mit der Eisriesenwelt ist die Zahl der Abzweigungen gering. Das Niveau der Höhle schwankt sehr stark; vom Eingang (über 1700 m) senkt es sich auf 1300 m, steigt dann wieder auf 1500 m an, das vorläufig bekannte Ende liegt in 1270 m Höhe. An manchen Stellen zeigen sich wundervolle Aragonitausblühungen und Sinterröhrchen.

An Höhlensedimenten lassen sich unterscheiden:

1. Sandstein mit Bohnerz und Augensteinen, die von oben eingeschwennt wurden, wohl im Tertiär gebildet;
2. mächtige Schotterablagerungen, ausschliesslich aus Kalkkomponenten bestehend, besonders im Abschnitt unter der Furchen der Schönbichlalm; sie sind als fluviatile Schotter zu deuten;
3. sehr mächtige Lehmlagerungen.

Der Vortragende glaubt, der Grossteil sowohl der Schotter als auch der Lehme sei während einer späteren Reaktivierung der Wasserzirkulation in der Höhle abgelagert worden, die er ins Diluvium verlegt und mit Stauung durch das Eis im Salzachtal, bzw. mit Benützung der Höhle durch die Schmelzwässer in Zusammenhang bringt.

Die Diskussion behandelte 2 Fragenkomplexe.

1. Frage der Entstehung der Höhle.

H. Abel betont die Schwierigkeit der Einreihung in die bekannten Talniveaus, da der Eingang in über 1700 m, das bisher bekannte Ende in 1270 m Höhe liegt.

Dr. F. Oedl (sen.) verweist auf die Unterschiede gegenüber der Eisriesenwelt: diese ist stark verstürzt und aus einem Gewirr von Gängen zusammengesetzt, die Tantalhöhle hingegen ist viel besser in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten, zieht im wesentlichen in einer Geraden durch, ihre Abzweigungen sind wenig bedeutend. So macht sie einen jüngeren Eindruck als jene. Andererseits liegen aber doch beide Höhlen in der allgemeinen Höhenlage um 1600 - 1700 m, was für analoge Entstehungsbedingungen spricht.

Dr. Seefeldner: Die Anlage der Höhle ist, wie die Verwerfungen u. die im wesentlichen gerade Richtung zeigen, tektonisch vorgezeichnet, die weitere Ausbildung durch Fließwasser erfolgt. Die Entstehungszeit dürfte jünger als die der Eisriesenwelt sein, nicht nur wegen des im ganzen jüngeren Eindruckes, sondern auch mit Rücksicht auf die Höhenlage des bisherigen Endes der Befahrungsstrecke (1270 m). Trotz des starken Auf und Ab im einzelnen war das Netz der Wasseradern im grossen und ganzen zweifellos durch das Niveau des damaligen Salzachtales bedingt; dieses wird wohl nicht wie bei der Eisriesenwelt das Achselkopfniveau, sondern das nächsttiefere, im Salzachdurchbruch etwa 1200 - 1300 m hoch gelegene gewesen sein. Beide gehören nach Winkler-Hermaden ins Mittelpliozän.

Dr. Del-Negro: Gegen die Zuweisung zum Niveau in 1200 - 1300 m Höhe spricht die Höhenlage des südlichen Einganges (über 1700 m). Die tiefe Lage des bisherigen Endpunktes braucht nicht als entscheidend angesehen zu werden, da auch im südwestlichen Abschnitt der Höhle schon einmal ein Absinken auf 1300 m, dann aber wieder ein Anstieg auf 1500 m zu beobachten ist; es wäre daher durchaus denkbar, dass auch nach dem Endpunkt bei 1270 m wieder ein Anstieg um mehrere hundert Meter erfolgt, sodass der Ausgang doch mit dem Achselkopfniveau in Beziehung stehen könnte.

Dr. Pippan: Könnte die Höhenlage des Einganges unter den Tantalhöfen nicht durch eine nachträgliche Schrägstellung bewirkt worden sein?

Dr. Seefeldner: Der Südrand des Hagengebirges stellt eine zurückwitternde Landstufe dar; seine Lage zur Zeit der Höhlenbildung ist unbekannt.

Dr. Del-Negro: Im Blühnbachtal sind aber aus der Zeit des Niveaus, das im Salzachdurchbruch 1200 - 1300 m hoch liegt, ebenfalls Terrassenreste in über 1400 m Höhe vorhanden, was es wohl ausschliesst, in den Steilabstürzen nördlich dieses Tales den in über 1700 m gelegenen Höhleneingang damit in Verbindung zu bringen.

Hofrat Haiden: Der in der Diskussion erwähnte Unterschied zwischen Eisriesenwelt und Tantalhöhle könnte auf eine stärkere tektonische Beanspruchung des Tennengebirges zurückzuführen sein, die eine stärkere Verästelung des dortigen Höhlensystems zur Folge gehabt haben könnte.

Herr A. Koppenwallner: An der Südseite des Hagengebirges gibt es Höhleneingänge in Höhe von über 2000 m, während andererseits die gedachte Fortsetzung der Tantalhöhle gerade über dem Ausgang des Scheukofens liegt, der nur 700 m hoch ist, also einer späteren Tieferlegung des Zirkulationssystems der Tantalhöhle entspricht.

Dr. Oedl jun.: Es ist möglich, dass die bisher begangenen Höhlengänge nicht durchwegs dem Hauptgang des Höhlensystems einer bestimmten Zeit entsprechen, sondern dass verschiedenalterige Höhlensysteme sowie Querverbindungen zwischen ihnen begangen wurden. Daraus würden sich die grossen Niveaudifferenzen innerhalb der Tantalhöhle erklären. (Dieser Gedanke fand allgemeinen Anklang.)

2. Die Ablagerungen in der Höhle.

Prof. Schiager verweist gegenüber Herrn Abels Hypothese einer diluvialen Reaktivierung darauf, dass der Eingang der Höhle in den Eiszeiten hoch über der Schneegrenze lag, dass daher die nochmalige Durchflutung der Höhle nur in einer Spätphase der Vergletscherung stattgefunden haben könnte.

Dr. Seefeldner: In der Hocheiszeit war das ganze Gebiet vergletschert; erst beim Abschmelzen des Plateaugletschers konnten die nunmehr besonders stark auftretenden Schmelzwässer in die Höhle eindringen, wobei das Material der Grundmoräne eingeschwemmt wurde.

Dr. Del-Negro: Mit dieser Erklärung harmoniert die Tatsache, dass die Schottermassen gerade unter der Furche der Schönbichlalm, wo nur 300 m zwischen Oberfläche und Höhle liegen und senkrechte Schächte nachzuweisen sind, angehäuft wurden.

Dr. Pippan: Die Lehmassen können aus der bei diesen Vorgängen eingeschwemmten Grundmoräne bezogen werden.

Dr. Oedl sen.: In Spitzbergen konnte im Bereich des Eisfjordes der Fall beobachtet werden, dass das Haupttal noch vergletschert, das Nebental dagegen von einem Eisstausee erfüllt war; wäre dies nicht auch für das Blühnbachtal in einer Zeit möglich, in der das Salzachtal noch vergletschert war?

Prof. Schlager: Das ist unwahrscheinlich, da das Blühnbachtal bei der Nähe des Hochkönigs unbedingt noch vergletschert gewesen sein muss, solange das Salzachtal unter Eis lag.

Dr. Del-Negro: Heissel hat die mächtige, tief in die Täler reichende Stadialvergletscherung im Hochköniggebiet bei eisfreiem Haupttal nachgewiesen. Das Gegenbeispiel in Spitzbergen ist wohl aus den gänzlich verschiedenen morphologischen Voraussetzungen im Tafelland des inneren Eisfjordgebietes zu erklären.

Hofrat Haiden: Auf dem Plateau des Hagengebirges gibt es nicht nur Augensteine, sondern auch ausgedehntere pliozäne Ablagerungen mit kristallinen Gesteinen, von denen ebenfalls Teile in die Höhle eingeschwemmt und in die dort sedimentierten Sandsteine eingebettet worden sein können.

(Hiezu vgl. den angefügten Diskussionsbeitrag)

Diskussionsbeitrag
über das Tertiär des Hagengebirges.

Von Hofrat Dipl. Ing. Anton Haiden.

Das von mir am 12.8.1928 aufgefundene und bei einer zweiten Begehung vom 22.6.1936 bestätigte Vorkommen von anstehendem Jungtertiär auf der Hochfläche des Hagengebirges befindet sich bei Kote 1.910 des Sp,K.Bl. Hallein-Berchtesgaden, d.i. etwa 500 m WSW Steinmandel, Kote 2.251, und liegt in einer N-S streichenden Sattelfurche. Das sehr stark verfestigte Konglomerat ist auf rund 300 m Länge aufgeschlossen und besteht zum Teil aus mehr oder weniger gut gerundeten Geschüben von Kalken der oberen Trias neben sehr viel Lias und zwar letzterer in Form von schwärzlichen oder dunkelkarminroten Kalkmergeln und Sandsteinen, wie ich sie z. B. auf der SO-Abdachung der Leoganger Steinberge fossilführend angetroffen habe. Daneben sieht man aber auch häufig sehr gut gerundete, kugelförmige Geschiebe aus den Zentralalpen, darunter besonders Quarze, Radstädter Quarzite, Glimmerschiefer mit starken Muskowithändern, sowie Pegmatite mit Durchmessern bis 15 cm. Die Verkittung besteht aus einem braungelben, eisenschüssigen, kalkigen Bindemittel. Öfter erscheint das Konglomerat mehr löcherig und breccienartig. Sein Inhalt an Zentralgesteinen erinnert sehr stark an das Tertiär der Lobenau südlich des Bahnhofes Radstadt und an das von Wagrein. Als Heimat der Zentralgesteine kommt wegen des anscheinenden Fehlens von typischen Oberpinzgauer Gneisen usw. wohl nur das Gebiet der Radstädter Tauern und des Schladminger Altkristallins (Pegmatite!) in Frage. Genau das gleiche Gerölle konnte ich auch im Konglomerat der Lobenau feststellen, wobei besonders die Pegmatite mit ihren grossen Muskowittafeln und die schwarzen Turmalinprismen auffallen. In der Seehöhe übertrifft das Vorkommen von Kote 1.910 das der Stoderalm mit Kote 1.730 um 180 m. Das Alter des Tertiärs der Stoderalm wird von Trauth (Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes) mit Oligozän bis Miozän, das von Wagrein dagegen frühestens als Mittelmiozän, vielleicht auch jünger, angegeben, welches letzteres Alter man auch für das Hagengebirgstertiär annehmen kann.

Die Erhaltung des Hagengebirgskonglomerates, welches ich kurz als Steinmandltertiär bezeichne, ist meines Erachtens tektonisch bedingt, indem dasselbe einem schmalen **Senkungsstreifen** angehört, der in einer N-S streichenden Kluft eingeklemmt ist. Die Kluft selbst ist eine der vielen Querstörungslinien, die im Gefolge des von Ost gegen West gerichteten Querschubes auftraten und z. B. auf der Gotzenalm nach Boden (Geologisches Wanderbuch für die

Bayrischen Alpen) die staffelförmigen Abbrüche gegen den Königsee erzeugten. Auch die Anlage des Salzachquertales geht wohl auf diese Querstörung zurück. Das etwa SW-NO streichende Gangsystem der Tantalhöhle gehört wohl einer steil gegen NW in die Tiefe setzenden ebenfalls jungtertiären Längsstörung an, während Verwitterung und Fließwasser die Ausräumung der tektonisch schon im Gefüge gelockerten Gesteinsmassen bewirkte. Dem Streichen nach entspricht diese Längsstörung der Überschiebung des Jungtertiärs der Lobenau und von Wagrein. Meine vor vielen Jahren in letzteren Orten aufgenommenen Profile lassen klar eine von Süd gegen Norden gerichtete Überschiebungsrichtung erkennen. Auch beweisen die von mir aufgesammelten Handstücke, dass die aufgeschobenen Triasgesteinsmassen eine gewaltige Schubwirkung auf das liegende Tertiär ausgeübt haben, wovon besonders ein Handstück von etwas mehr als Faustgrösse eines kugelrunden, sehr festen und harten Pegmatitgerölles Zeugnis ablegt, welches Stück an parallelen Schubflächen direkt nach Art von Brotschnitten zerschert wurde. Ich rechne die letztgenannte Überschiebung, welche sicher bis in das untere Pliozän wirksam gewesen sein muss, zur Klammüberschiebung, die sich über Schwarzach bis nach Krimml weiter verfolgen lässt.

Hinsichtlich der jungtertiären Konglomerate möchte ich noch bemerken, dass ich solche mit Geröllen aus den Zentralalpen vor vielen Jahren auch am Südrande des Steinernen Meeres im Gipfelbereich des Hollermaishorns und des Schindlkopfes als Kluftbreccie anstehend gefunden habe.

Bei der Deutung der Sandsteinablagerung in der Höhle wird einige Vorsicht insoweit am Platze sein, als sich im Hagengebirge nicht unbedeutende Reste von Sandsteinen des Lias bis heute erhalten haben.

3. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 16. April 1953

Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman

Vortrag von Prof. Max Schlager

Mit 1 geologischen Karte 1:25.000 u. einer Profiltafel.

Die vorliegende Arbeit, die in den Jahren 1952 und 1953 ausgeführt wurde, bildet die Fortsetzung der Bearbeitung des Trattberggebietes, über die in den Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft vom Haus der Natur in Salzburg, 3. u. 4. Jg. 1952/53, Geologisch-mineralogische Arbeitsgruppe, Seite 11 - 25, berichtet wurde. Auf diese "Trattbergarbeit" muss in diesem Bericht mehrmals hingewiesen werden.

1. Lage und Landschaftsbild der Hochfläche von
St. Koloman .

Auf der Strecke zwischen Vigaun und Kuchl treten die Gipfel der Osterhorngruppe nicht unmittelbar an den Talboden des Salzachtals heran. Vielmehr liegt hier über einer ersten Steilstufe von rund 300 m eine ausgedehnte Hochfläche, aus der erst in einer Entfernung von rund 4 km vom Salzachtal, wieder mit einer deutlichen Steilstufe, die Gipfel der Trattberggruppe aufsteigen. Die nordwärts geneigte Hochfläche¹⁾ von rund 600 - 700 m am Oberrand der Tauglschlucht mit leichten Stufen und breiten Terrassen südwärts bis zu den waldigen Höhenrücken des Zimmerecks und Zimmer Eckwaldes (rund 1100 m) an. In ihrer westlichen Hälfte zeigt sich eine auffallende Rippung in NNW-Richtung. Zwischen den Rippen liegen keineswegs nur von Bächen geschaffene Tälchen, vielmehr sehr häufig Trockentälchen. Penck und Brückner führen diese Formen als Musterbeispiele glazialer Rippung, die in der Flussrichtung des Eises entstanden sei, an. Ausser durch diese Kleinformen wird das Landschaftsbild noch durch eine abwechslungsreiche Pflanzendecke belebt. Felder und Wiesen, häufig durch Steinmauern oder Hecken voneinander geschieden, liegen vorwiegend auf den Terrassen, während die Stufen von Hutweiden (sogenannten Ötzen) oder Waldstreifen eingenommen werden.

Im Norden hat sich der Tauglbach ein bis zu 100 m tiefes, teils schluchtartiges teils klammartiges Tal in die Hochfläche einge-

Hochfläche steigt von

schnitten. Im Süden fällt der Zimmereckrücken steil gegen die breite Mulde der Weitenau und, weiter westlich, gegen die enge Kärterer Schlucht ab.

2. Kartengrundlagen; geologische Karte; Zielsetzung.

Eine Übersicht über das behandelte Gebiet gibt das Blatt "Golling" der Österreichischen Karte 1:50.000. Die Grundlage der geologischen Aufnahme war die Österreichische Karte 1:25.000 mit den Blättern "Trattberg", "Hallein" und "Golling". Da aber die Zielsetzung und die Genauigkeit der Durchführung dieser Arbeit über den Rahmen des in diesem Massstabe Darstellbaren hinausgingen, mussten Vergrößerungen 1:10.000 angefertigt werden. Die österreichischen Spezialkarten verzichteten leider auf die Darstellung von Kleinformen und geben, besonders in Waldgebieten, die Geländeformen nur in groben Umrissen wider. So mussten denn in manchen Gebieten erst mit Kompass und Messschnur Geländeskizzen selbst angefertigt werden um die lagerrichtige Eintragung geologischer Details zu ermöglichen. Dadurch wurde die Arbeitszeit, die schon durch die für die vorliegende Arbeit unerlässliche Genauigkeit der Begehung sehr lang war, noch zusätzlich verlängert. Auch der starke Pflanzenbewuchs und der Umstand, dass manche Flächen des Kulturlandes nur im Frühling oder Spätherbst begangen werden konnten, waren sehr hinderlich.

Die dieser Arbeit beigegebenen geologische Karte 1:25.000 konnte in diesem Massstab nur gezeichnet werden, indem bei der Darstellung der schmalen Gesteinsbänder von strenger Massstabrichtigkeit abgegangen wurde und eine Beschränkung auf die Darstellung der Hauptarten und der Brüche eintrat. Auf die Ausscheidung der quartären Ablagerungen musste deshalb verzichtet werden.

Der geologische Bau galt bisher als eintönig. Das Gebiet liegt fern von den Komplikationen wie sie in der Nähe von Überschiebungsflächen aufzutreten pflegen. Nur 3 Gesteinsgruppen setzen die Hochfläche zusammen. Hauptbaumaterial ist der 500 - 600 m mächtige Gesteinskomplex der Oberalmschichten des Oberjura. In einem Teil der Hochfläche lagern ihm Gesteine des Neokoms, die Schrambachschichten auf. Im steilen Südabbruch der Hochfläche erscheinen unter den Juragesteinen triadische Dachsteinkalke.

Mit normaler geologischer Arbeitsweise war kaum mehr ein Fortschritt zu erzielen. Andererseits sind ausserhalb von Hochschulstädten alle Untersuchungsmethoden die technische Einrichtungen erfordern fast unmöglich. Weder die Möglichkeit Dünnschliffe anzufertigen und zu mikroskopieren noch Literatur für Fossilbestimmungen standen zur Verfügung. Alle Arbeiten mussten in der Freizeit ausgeführt werden, die der Beruf übrigliess.

+) statt Hauptarten: Hauptgesteinsarten

So wurde also versucht, die Erfahrungen welche die genaue petrographische Untersuchung der Oberalmschichten nach makroskopisch erkennbaren Merkmalen in der Trattberggruppe ergeben haben, auch auf das Plateau von St. Koloman anzuwenden. Im grossen und ganzen konnten die entwickelten Vorstellungen über den Aufbau der Oberalmschichten in dem neuen Gebiet bestätigt werden. Einige neue Ergebnisse sollen zur Ergänzung der Darstellung in der Trattbergarbeit hier mitgeteilt werden. Mit Hilfe der Stratigraphie der Oberalmschichten gelang es trotz schlechter Aufschlussverhältnisse, den Feinbau der Hochfläche von St. Koloman weitgehend aufzulösen.

3. Neue Erfahrungen über die Schichtfolge, besonders den Aufbau der Oberalmschichten.

Über die Fleckenmergelfazies der Oberalmschichten ist nichts wesentlich Neues zu berichten. An den Barmsteinkalken konnten neue Beobachtungen gemacht werden. In der angeführten Arbeit über die Trattberggruppe wurden 4 Hauptstockwerke von Barmsteinkalk beobachtet und mit B_1 bis B_4 bezeichnet. Unter diesen gibt es am Trattberg zwar noch weitere dünne Bänke braunen Kalkes, diese treten aber morphologisch nicht hervor. Im Gebiet des Schmitzensteins und Schlenkens schwellen zwei knapp übereinanderliegende Bänke, die etwa 35 m unter B_1 eingeschaltet sind, zu grösserer Mächtigkeit an und treten auch im Gelände deutlich hervor. Um die schon geprägte Bezeichnungsweise nicht zu stören, habe ich sie als B_0 ausgeschieden. Diese beiden B_0 -Bänder sind nun auch am Westabbruch der Hochfläche von St. Koloman gut entwickelt und dadurch auffallend, dass ihre Schichtköpfe Stufen mit Felswändchen, ihre Schichtflächen aber breite Terrassen bilden. Auch an der Nordseite des Walpenhorns und in der Tauglschlucht können diese Bänder verfolgt werden. Das untere Kalkband ist 3 - 4 m stark, das obere 6 - 8 m. Zwischen beide ist ein etwa 5 m mächtiges Paket von Kalkmergeln eingeschaltet. Das untere Band ist geschichtet, das obere massiger. In beiden Bändern erscheint körniger, brauner Kalk, der manchmal Andeutung einer fein konglomeratischen Struktur hat. Im oberen Band sind dunkle oder grünlichgraue Mergelschmitzen nicht selten, die dann an der Verwitterungsfläche linsenförmige Lücken erzeugen. Der Bruch ist etwas splittrig. Für sich allein ist dieses Band schwer zu erkennen, wenn es nicht in Begleitung des B_1 auftritt. Bei schlechten Aufschlüssen ist es kaum zu unterscheiden von einigen in noch tieferem Niveau auftretenden, splittrigen Kalkbänken, die aber meist nur 1 m Mächtigkeit erreichen.

Für B_1 hat sich als besonders kennzeichnend die luckige Konglomeratschicht an der Basis erwiesen. Ihre Verwitterungsfläche sieht meist aus wie eine Mauer aus übereinandergeschichteten Sandsäcken. An einem kleinen Bergsturz in der Tauglschlucht, der viel frisches Gestein an die Oberfläche brachte, war zu sehen, dass die an der

Anwitterungsfläche des Barmsteinkalkes auftretenden Lucken im Inneren des Gesteins erfüllt sind mit schwärzlichem bis grünlich-grauem, aus kleinen Schüppchen bestehenden Ton, der wegen seiner Weichheit an der Oberfläche sofort herauswittert. Die ausgezeichneten Aufschlüsse in der Tauglschlucht oberhalb der Tauglmühle zeigen unter dem Konglomerat, durch 5 m Kalkmergelplatten von ihm getrennt noch 2 feinkörnige, braune Kalkbänke von 1.50 m und 2 m Dicke, zwischen die 1 m dünnplattige Kalkmergel eingeschaltet sind. Im übrigen Gelände konnte ich diese beiden Bänke nicht beobachten. Das ist wohl dadurch bedingt, dass unter B_1 fast immer eine Blockhalde liegt, die dadurch entsteht, dass die Konglomeratschicht durch Verwitterung ausgehöhlt wird und der übrige Kalk dann nachbricht.

Dem B_2 fehlt die Konglomeratlage mit der Sandsackschichtung. Er liegt unmittelbar den Kalkmergeln auf und ist weniger mächtig als B_1 . Als wichtigstes Erkennungsmerkmal hat sich die schon in der Trattbergerarbeit (Seite 17) erwähnte Hornsteinbrekzie erwiesen, die fast immer entwickelt ist. Sie haftet der Unterfläche der massigen B_2 -Bank in 3 - 4 cm Dicke ohne Schichtfuge an, kann aber durch einige Hammerschläge von der übrigen Bank leicht abgetrennt werden.

B_3 . Dieser Barmsteinkalk-Horizont ist am wenigsten geschlossen. Er tritt zwar im Gelände hervor, aber nicht so deutlich wie die tieferen Stockwerke. Das gesamte Schichtpaket das durch die Einlagerung der Barmsteinkalkbänke ausgezeichnet ist, dürfte 15 - 20 m mächtig sein; aber selten beteiligen sich alle Schichtglieder gemeinsam am Aufbau einer Stufe, meist tritt eine Auflösung in Teilstufen ein. Die Mächtigkeit der einzelnen braunen Kalkbänke ist gering; es besteht eine Wechsellagerung mit Kalkmergeln und harten, dünnschichtig-knolligen Mergelkalken mit Hornsteinbändern, die ebenfalls stufenbildend sind. Der seltene Fall einer einheitlichen Stufe ist in dem ganzen behandelten Gebiet nur beim Steiner-Bauern oberhalb des Enserbichls, nahe der Strasse Golling-Wegscheid gegeben, weshalb das dort aufgenommene Profil hier wiedergegeben werden soll.

- k) 3 - 4 m dünn-schichtig-knolliger, sehr harter Hornsteinbänder-Mergelkalk
- j) 3 - 4 m rötlichgrauer Kalk, die untersten 10 cm mit dünnen Hornsteinbändern
- i) 1.20 m graue und graubraune, helle Kalkmergel mit Mergelschiefer-Zwischenlagen
- h) 0.5 m graubrauner Kalk mit Hornsteinlinsen, in 2 Bänken
- g) 2.5 m dünn-schichtig-knollige Kalkmergel
- f) 1.2 m hellbrauner, körniger Kalk
- e) 1 m Mergelkalk in 3 Schichten, mit weichen Mergelschiefer-Zwischenlagen
- d) 3.5 m graue, harte Mergelkalke
- c) 1.5 m **knolliger** Mergelkalk in 2 Bänken, fast ohne Schichtfuge
- b) 1.5 m grauer Mergelkalk in 3 Bänken
- a) 0.75 m rötlichbrauner, körniger Kalk.

Sehr häufig kommt es vor, dass ein Hang den B_3 -Horizont sehr schräg schneidet; dann bilden die einzelnen Abteilungen des abgebildeten Profils kleine Geländestufen für sich, die oft weit auseinanderliegen und eine Wiederholung der selben Schicht an Staffelbrüchen vortäuschen können. So sind die Verhältnisse, hier aber tatsächlich durch Brüche noch weiter kompliziert, in dem Gebiet von Grubsteig, Eichhorn und Bergesreit, nördlich oberhalb der Kärterererschluht. Die Karte verzeichnet eine besondere Verbreitung des B_3 -Horizontes, wobei zu bemerken ist, dass im Massstab 1:25.000 die Verhältnisse vereinfacht dargestellt werden mussten. Dabei ist das Paket der dünn-schichtig-knolligen Hornsteinbänder-Mergelkalke im Gelände wegen des spärlichen Bewuchses besonders auffallend.

In der mächtigen Kalkmergelgruppe unterhalb B_3 sind noch einzelne Bänke splittrig brechenden, braunen Kalkes eingelagert, meist von weniger als 1 m Dicke. Sie treten im Gelände kaum hervor, wirken aber oft irreführend bei der Verfolgung des B_3 in schlecht aufgeschlossenem Gelände.

Die Basis der Oberalmschichten. Nur im Bereich des Zimmereckrückens ("Wildmooshöhe" und "Fuchsreith" der Karte 1:25.000) ist die Basis der Oberalmschichten aufgeschlossen. Triadischer Dachsteinkalk bildet hier die Unterlage und am Kontakt beider Gestirne sind Basalkonglomerate ausgebildet, welche eine Transgression des Oberjura-meeres anzeigen. Die schlecht gerundeten Gerölle erreichen bis zu Kopfgrösse (selten sind sie noch grösser) und sind weitaus am häufigsten aus oberrhätischem Riffkalk abzuleiten, seltener aus grauem Kössener Kalk oder tieferen Juragesteinen. Eine ähnlich bunte Zusammensetzung wie sie von Kühnel am Göllstein in ähnlichen Basalkonglomeraten festgestellt wurde, konnte hier nirgends beobachtet werden. Ein völlig ungestörter Übergang von diesen Basalbildungen in die höheren Oberalmschichten ist nicht mit Sicherheit festzustellen, da die Aufschlüsse im Waldboden teilweise schlecht

sind und die Verbreitung der Basalkonglomerate in den Bereich jenes Staffelbruches fällt, der den Südabfall der Hochfläche von St. Koloman bildet. Als sicher kann jedoch gelten, dass die Schichtfolge unterhalb B_1 hier sehr reduziert ist, dass B_0 überhaupt fehlt und B_1 knapp über den Basalkonglomeraten liegt, ja vielleicht teilweise sogar in diese übergeht, wie es am Nordhang des Gölls nach Kühnel (J. Kühnel, Geologie des Berchtesgadener Salzberges. Neues Jb.f.Min.usw.Beilageband LXI, Abt. B) der Fall zu sein scheint.

An dieser Stelle möchte ich eine Berichtigung zu meiner Trattbergarbeit einfügen. Zu den auf Seite 14 aufgezählten Vorkommen von Basalkonglomeraten der Oberalmschichten wird unter Punkt 2) das Konglomerat vom Gampental (nördl. Fagerwand) gerechnet. Es hat sich nun gezeigt, dass es sich im Gampental um die Konglomeratlage von B_1 handelt, die hier längs eines Harnisches unmittelbar in Kontakt mit dem oberrhätischen Riffkalk der Fagerwand kommt. Da die B_1 -Platte hier mit dem Hang einfällt, bildet der Schichtkopf des B_1 nicht wie sonst ein Wandl. Von dem bei Punkt 1099 oberhalb St. Wilhelm liegenden Basalkonglomeraten sind die Gesteine des Gampentales durch einige NNW-verlaufende Brüche getrennt. Da das Gampental auf der geologischen Karte des St. Koloman-Plateaus noch dargestellt ist, wurde im Kartenbild die entsprechende Berichtigung vorgenommen.

Die Dolomitmasse beim Bauernhof Unter-Schorn. Eine bis heute noch ungeklärte Beobachtung konnte in dem B_1 -Band am Ausserbühel gemacht werden. Der Schichtkopf des B_1 tritt westlich des Unter Schorn am Steilabfall heraus und bildet ein etwa 20 m hohes Wändchen. Oberhalb des zum Unter Schorn emporführenden Weges (in der Karte nicht eingetragen!) besteht nun eine vorspringende Ecke dieser Wand aus einer 50 m langen und breiten, sowie 20 m hohen Masse von schmutzig weissem, körnigen Dolomit, der sich völlig in die B_1 Wand einfügt. Allerdings sind zwischen normalem Barmsteinkalk und Dolomit fast überall Harnischflächen zu sehen. Die Frage, ob es sich um eine sedimentäre Einschaltung oder eine tektonische Einklemmung handelt, konnte bis heute nicht mit Sicherheit entschieden werden. Für die Annahme einer sedimentären Einbettung, der ich mich heute eher zuneige, bestehen folgende Schwierigkeiten: der B_1 enthüllt zwar in seinen Konglomeraten vor allem Trümmer die aus Triasgesteinen abzuleiten sind; aber weder im Trattberggebiet noch im Zimmereckrücken konnten bisher dolomitische Komponenten gefunden werden. Die Grösse der Dolomitscholle ist im Vergleich zu den Komponenten des Konglomerates ungeheuer. Das nächste sichtbare Triasvorkommen liegt in den Südabstürzen des Zimmerecks und ist $4\frac{1}{4}$ km von dem Dolomit entfernt. Der Dachsteinkalk dort hat zwar etwas dolomitische Zwischenbänder, aber mächtiger Dolomit fehlt. Der Transportweg von dorthin wäre für eine so grosse Dolomitscholle sehr lang. Im Zimmereckrücken liegt der B_1 wohl knapp über der Trias; beim Unter Schorn aber sind unter B_1 noch rund 150 m Oberalmschichten aufgeschlossen, sodass man auch nicht an eine Herkunft aus dem unmittelbaren Untergrund glauben kann. Als eine Lücke bleibt noch

die Tatsache, dass unbekannt ist welche Gesteine im Bereich des heutigen Salzachtales zur Oberjurazeit lagen.

Ein Seitenstück zu den Verhältnissen am Ausserbichl bilden immerhin die Beobachtungen Kühnells an der NW-Seite des Göllsteins (Kühnel, a.a.O. Seite 474), wo eine hausgrosse Dachsteinkalkmasse in Barmsteinkalk (wahrscheinlich vom B₁-Niveau; bei Kühnel "Hauptbarmsteinkalk") eingeschlossen ist. Nur ist das dort insofern weniger auffallend, als in unmittelbarer Nähe die Oberalmschichten auf dem Dachsteinkalk des Göllsteins transgredieren, also kein weiter Transport anzunehmen ist.

Sollte der Dolomit beim Unterschorn aber tektonisch eingeklemmt sein, so müsste man sowohl für Ableitung aus dem Untergrund als auch für Ableitung aus hangenden juvavischen Deckschollen Bewegungen von einigen Hunderten von Metern Sprunghöhe annehmen. Aus der Verstellung der B-Bänder an dieser Stelle lassen sich aber nur Sprunghöhen von einigen Zehnern von Metern erkennen.-Die Beschreibung der Schrambachschichten in der Trattbergerarbeit bedarf keiner wesentlichen Ergänzung.

Das höhere Schichtglied des Neokoms, die Rossfeldschichten, begleiten in einem Zug der als Geländerippe hervortritt, die Bruchlinie St. Wilhelm-Grubach-Grabenmühle. Es sind dunkle, blaugraue Kalksandsteine von brauner Verwitterungsfarbe, die zum Teil sehr reichlich fast schwarzen Hornstein in lagenförmig angeordneten Knollen oder Bändern, aber mit ganz unscharfer Begrenzung, enthalten. Zwischen den Sandsteinschichten sind Zwischenlagen dunkelgrauer, sandiger Mergelschichten. Die Schichtflächen sind knollig. Bei Verwitterung bilden die Hornsteine knollige, rauhe Krusten. Grossartige Aufschlüsse bietet der Steinbruch östlich der Brücke über den Kärtererbach an der Bundesstrasse zwischen Kuchl und Golling.

Triadischer Dachsteinkalk tritt nur in den Südabstürzen des Zimmeräckrückens, zwischen St. Wilhelm und Grubach zutage. Er ist meist von hellbräunlicher Farbe und bildet massige Bänke, zwischen denen dünn-schichtige, splittrig brechende, etwas dolomitische Zwischenschichten von der Verwitterung häufig ausgehöhlt werden.

Am Fusse der Dachsteinkalkwändchen treten E. von Grubach schon gipsführende Haselgebirgsmassen auf, die dem Neokom der Weitenau auflagern und als nördlichste Ausläufer der juvavischen Deckschollen aufzufassen sind.

4. Tektonik.

Arbeitsweise. Bei dem Versuch, die in der Trattberggruppe festgestellten Barmsteinkalkbänder auch durch die Hochfläche von St. Koloman bis zum Salzachtal zu verfolgen, zeigten sich bald Schwierigkeiten, da die Bänder immer häufiger von Brüchen durchsetzt und dadurch ihre Fortsetzung in dem flachen Gelände oft weit verschoben war. Infolge des starken Bewuchses war dann die verworfene Fortsetzung viel schwerer aufzufinden als in der besser aufgeschlossenen Trattberggruppe. In solchen Fällen gaben die Harnische wertvolle Hinweise, die an den Barmsteinkalken meist besonders schön sich ausbilden und auch erhalten. Harnischmessungen werden daher konsequent durchgeführt. Da viele Harnische geneigt sind, ist zu beachten, dass sich im Zusammenhang mit der Boden­neigung Differenzen zwischen dem tatsächlichen Verlauf einer Störung im Gelände und der Streichrichtung des Harnisches ergeben. Auch Krümmungen und Knickungen der Harnischflächen sind häufig und machen Schwierigkeiten bei der Verfolgung der Bruchlinien. Die in NNW-Richtung verlaufenden Harnische sind durch die Glazialerosion die in derselben Richtung wirkte, fast immer blossgelegt und im Gelände besonders deutlich gemacht worden. Die quer dazu verlaufenden Brüche aber wurden eher verhüllt und sind deshalb viel schwerer zu erkennen und zu verfolgen.

Hinweise auf den Verlauf von Störungen gaben auch charakteristische Ab­drehungen im Schichtstreichen, die durch Schleppungen verursacht sind. Die Schrambachschichten zeigen sogar häufig leichte Faltung in der Nähe von Bruchlinien.

Schliesslich sind bei stärkeren Verwerfungen die Gesteine zwischen den Harnischflächen oft aufgeblättert. Solche Mylonitzonen werden oft mehrere dm breit und können ebenfalls zur Festlegung des Störungsverlaufes dienen.

Grossräumige Lagerungsverhältnisse. Die Jura- und Neokongestein­lagern in Form einer grossen, etwas unsymmetrischen Mulde, deren Nordflügel flacheres, deren Südflügel steileres Einfallen zeigt. Die Muldenachse verläuft etwa von Grosshorn zur Wegscheid und von da nach Lunzen am Ostrand des Salzachtalbodens, also in ENE-WSW Richtung. Sie liegt also weit südlicher als die morphologische Tiefenachse des Tauglgebietes, die durch die Tauglschicht⁺ gegeben ist. Die geologische Muldenachse liegt nicht horizontal, sondern sinkt gegen das Salzachtal ab. Das ist weniger auf westliche Fallkomponenten der Gesteinslagerung, als auf treppenförmiges Absinken von Brüchen zurückzuführen.

Einzelheiten des Baues. Die geologische Aufnahme des Plateaus von St. Koloman nach den oben angeführten Methoden hat eine Art Strukturkarte dieses Gebietes ergeben. Diese zeigt, dass es sich, obwohl inmitten der Deckenüberschiebungen der Kalkalpen gelegen, um aus-

statt Tauglschicht: Tauglschlucht

gesprochenen Schollenbau und Zerstückelung an Brüchen handelt. Besonders im Westteil der Hochfläche, nahe dem Salzachtal, treten die Brüche in ganzen Scharen auf und begrenzen schmale, sehr langgestreckte Schollen. In die Karte wurden möglichst alle Brüche eingetragen, auch wenn sie nur wenige Meter Sprunghöhe haben. Nur Brüche mit weniger als 1 m Sprunghöhe wurden nicht berücksichtigt; aber auch ihre Wirkung ist nicht zu unterschätzen, wenn sie parallel und in grosser Zahl auftreten und immer im selben Sinne wirksam sind. Manche Gesteinsbank senkt sich dadurch anders, als man nach dem Fallwinkel erwarten sollte.

Richtung der Brüche. Wie die Karte zeigt, hat der weitaus grösste Teil der Brüche die Richtung NNW, geht also parallel zu den Rippen und Rinnen der Hochfläche. Die Rinnen wurden vom Eis in den stärker beanspruchten Gesteinen längs der Bruchlinie ausgeschürft. Das Material der dazwischenliegenden Schollen war gesünder und wurde als Rippe stehengelassen. Vor allem sind diese Brüche aber auch parallel zum Salzachtal; es ist anzunehmen, dass der Schollenbau nicht am Rande des Salzachtals endet, sondern dass hier weitere Brüche verlaufen, die aber durch die alluvialen Aufschüttungen verhüllt sind. Die Meinung, dass die Richtung des Salzachtals tektonisch vorgezeichnet ist, findet also ihre Bestätigung. Erodierendes Wasser und Eis liessen sich von den tektonischen Linien leiten.

Die NNW-Brüche werden durchkreuzt von einigen wenigen, meist recht kräftigen Brüchen, welche die Richtung $N 45 - 60^{\circ} W$ haben. Sie sind die Ursache einiger auffallender Knickungen im Verlauf des östlichen Salzachtalanges bei der Modernmühle und bei Lunzen.

Die Bruchrichtung ENE oder $N 75 E$ ist für das grosse Staffelbruchsystem am Südrand des Plateaus von St. Koloman kennzeichnend, an dem die Gesteine der Weitenau abgesunken sind. Eine Reihe von Anzeichen spricht dafür, dass diese Bruchrichtung auch im übrigen Plateau gar nicht so selten ist. Im Gebiet des Walpehorns und nördlich der Tauglschlucht, am Rengerberg; konnten solche Störungen sogar exakt nachgewiesen werden. Es ist sehr wahrscheinlich, dass ihre Zahl grösser ist, als in der Karte zum Ausdruck kommt und manche sich der Beobachtung entzogen haben. Auf sie wird es zurückzuführen sein, wenn manchmal die Abstände zwischen den Barmsteinkalkstockwerken zu klein erscheinen.

Eine geringe Zahl von zum Teil sehr kräftigen Verwerfungen hat die Richtung N mit etwas E oder fast NE. 2 solcher NNE-Störungen mit Sprunghöhen von 50-60 m durchsetzen die B_1 - Platte nördlich und südlich vom Unterschorn. Im Südflügel der nördlicheren dieser Störungen erscheint auch der geschilderte Dolomit. Im Streichen lassen sich diese Störungen fast nie weit verfolgen; sie scheinen durch die NNW-Störung abgeschnitten zu werden. Derselben Bruchrichtung gehört auch der St. Wilhelm-Bruch an der Dachsteinkalke und Oberräthischen Riffkalk der Fagerwand gegen den Jurarücken von Fuchsreith verwirft. Schliesslich ist noch im Bereich der Tauglmühle eine sehr kräftige Störung dieser Richtung teils an Harnischen nachzuweisen, teils zu vermuten.

Richtungsänderungen im Streichen zeigen einige Brüche. So biegt der erwähnte St. Wilhelm-Bruch aus der Nordrichtung plötzlich nach NW um und zieht nach Sommerau. Die Knickstelle liegt in einer Zone, die durch besonders steiles nördliches Schichtfallen auffallend ist. Der grosse Südabbruch der Trattberggruppe verläuft E - W bis zu seiner Kreuzung mit der St. Wilhelm-Störung; hier biegt er nach S 60° W um; bei Grubach ändert er seine Richtung auf S 75° W und etwas östlich der Grabenmühle (Gipswerk) sogar auf WNW. An den Knicken treffen meist NNW-Brüche auf.

Bewegungsrichtung und Sprunghöhen der Brüche. Es ist unmöglich und auch unnötig, alle in die Karte eingetragenen Brüche zu besprechen. Nur einige allgemeine Grundzüge und einige besonders wichtige Bruchsysteme sollen hier beschrieben werden. Was die Bewegungsrichtung betrifft, so gibt es zwar viele Brüche, die ein Absinken des Westflügels zeigen. Aber dann folgen wieder andere mit der entgegengesetzten Bewegungsrichtung und heben die Wirkung der ersteren wieder auf. Besonders in der nördlichen Hochfläche besteht eher ein Auf- und Absteigen der Schollen als ein konsequentes staffelförmiges Absinken gegen das Salzachtal.

Das Auf- und Absteigen der Schollen ist am schönsten an dem Verhalten des B_1 -Bandes am Nordrand der Hochfläche zu sehen, weshalb es hier geschildert werden soll.

Der schon mehrmals erwähnte St. Wilhelm-Sommeraubruch, der das Plateau von St. Koloman gegen die Trattberggruppe absetzt bringt am Rande der Tauglschlucht das B_1 -Band in mehreren Teilstaffeln von 800 m auf 650 m herab. Eine zweite, annähernd parallele Verwerfung die über den Bauernhof Tiefenbach verläuft, senkt das B_1 -Band westwärts nochmals um rund 50 m, so dass es beim Schmalecksteg am Oberrand der Klamm in rund 600 m liegt. Von hier steigt es nun, teilweise durch Moränen verhüllt, westwärts wieder auf über 700 m an. Weiterhin hält es sich in dieser Höhe, und umschlingt in einem Bogen nach N den Höhenrücken der sich vom Brückl und Unterasher nach NW erstreckt. Aber dann wird der B_1 durch einen Staffelbruch der über die Bauernhöhe Ober- und Untergraben verläuft in 2 Staffeln wieder auf 560 abgesenkt und hält sich nun, an kleineren Brüchen leicht auf und absteigend, knapp am Oberrand der Tauglschlucht, bis ihn ein über die Höhe Hundsbach und Höllbach zur Taugl herabsteigender, 60° E geneigter Harnisch neuerdings abschneidet. Jenseits der Tauglschlucht scheint sich die Verwerfung über den Waldbauern in das Becken von Adnet fortzusetzen.

Die Fortsetzung des B_1 -Bandes unmittelbar westlich des Hundsbachbruches konnte lange nicht aufgefunden werden. Etwa 300 m weiter SW bildet es bei der Tauglmühle eine Klamm, die von der sogenannten Römerbrücke überwölbt wird. Von hier lässt es sich flussaufwärts beiderseits in den Schluchtwänden ansteigend, bis zu dem auffallenden Knie der Taugl verfolgen, wo es an zwei N-S streichen

den Harnischen abgeschnitten wird. Auf der 150 m langen Strecke von hier bis zum Hundsbachbruch fehlt das Band und ein sehr tiefes Niveau der Oberalmschichten setzt die nun weniger steilen Hänge der Schlucht zusammen. Das fehlende Zwischenstück wurde später in der Gipfelregion des Walpenhorns in einer Höhe von 740 m entdeckt. Von hier sinkt es an Staffelbrüchen ostwärts herab und liegt im Westflügel des Hundsbachbruches in rund 660 m. Dem Hundsbachbruch ist daher eine Sprunghöhe von rund 100 m zuzuschreiben, wobei der Westflügel gehoben ist.

Zwischen dem Bruchsystem der beiden Grabenbauern und dem Hundsbachbruch besteht also eine etwa 150 m tiefe, grabenförmige Einsenkung, die ich nach den auf dieser Scholle gelegenen Bauernhöfen als Hellwenggraben bezeichnen möchte. Das Walpenhorn aber ist ein Horst, der sich an Staffelbrüchen bis zu 180 m über den Graben emporhebt.

Betrachtet man die Karte im mittleren Teil der Hochfläche, so ist zu erkennen, dass in der südlichen Fortsetzung des Hellwenggrabens das Neokom sich am weitesten nach N erstreckt. Sogar am S-Rand der Hochfläche, in dem Bruchsystem Grubach-St. Wilhelm, scheint sich der Graben noch in einer Absenkung des Dachsteinkalkes abzuzeichnen, und auch die südliche bogenförmige Ausbuchtung des Neokomrandes und B₄-Bandes liegt im Bereich des Hellwenggrabens.

Dagegen scheint⁺ die Horstzone des Walpenhorns südlich der grossen, WSW verlaufenden Muldenachse allmählich zu verlieren, denn es ist keine deutliche Auswirkung auf den Verlauf der B-Bänder mehr zu spüren.

Der Südflügel der grossen Jura-Neokom-Mulde sinkt tatsächlich in Staffelbrüchen vom Zimmereck gegen das Salzachtal ab. Geradezu klassisch ist das Bruchsystem am B₄-Band entwickelt, das im Streichen von 1130 m am Zimmereck auf 745 m NE von Bergesreit herabsinkt. Auch das B₃-Band liegt im südlichen Teil des Gipfelplateaus am Zimmereck in rund 1130 m, setzt sich dann aber treppenförmig im Streichen ab bis zum Gipfel der Rückfallkuppe 661 NE vom Enserbichl. Im Enserbichl selbst ist an den Oberalmschichten, die hier dem Niveau zwischen B₂ und B₃ angehören, eine flache antiklinale Lagerung zu erkennen.² Auch diese Antiklinale ist von NNW-Brüchen durchsetzt, deren Sprunghöhe aber mangels an vergleichbaren Gesteinshorizonten nicht genau ermittelt werden konnte.

Im Westabfall des Walpenhorns gegen das Salzachtal, im Ausserbichl, sind zwar viele kleine Sprünge zu sehen, an denen B₁ und B₀ etwas gegen das Salzachtal absinken; aber es war keine einzige grössere Störung nachzuweisen.

Wohl aber muss eine bedeutende Bruchzone im Salzachtal angenommen werden. Den unter B₀ liegenden Oberalmschichten am Ostrand des Salzachtalbodens stehen an dem 2 3/4 km entfernten Westrand neokome Schrambachschichten in der Gegend des Schlierfalles und des

⁺)scheint sich die

Schrambaches gegenüber. Da über dem tiefen Niveau der Oberalmschichten des Ausserbichls noch mindestens 500 m Juragestein bis zur Unterkante der Schrambachschichten liegt, müssten die Oberalmschichten des Ausserbichls unter mehr als 10° westwärts einfallen, damit die Unterkreide am Westhang ihr normales Hangende bilden könnten. Tatsächlich senken sich aber die Schichten des Osthanges flach gegen S und zeigen kaum eine Westkomponente. Deshalb müssen im Salzachtal Brüche angenommen werden, die den W-Flügel vielleicht sogar um einige Hunderte von Metern gegenüber dem Ostflügel absenken.

Leider konnte trotz genauester Begehung keine völlige Klarheit über den Verlauf des Bruches erzielt werden, der den B_1 bei der Tauglmühle um rund 240 m gegen den B_1 des Walpenhorns absetzt. Ein Großteil des Geländes ist durch Quartär und Vegetation verhüllt. Die Anschnitte an der von der Tauglmühle emporsteigenden Tauglstrasse zeigen bedeutende Schichtstörungen, z. B. knieförmige Abbeugungen mit Achse N 30° E und eine grosse Harnischfläche, die N mit etwas E liegt und auf das Tauglknief zielt, wo wie erwähnt der B_1 gegen E abgeschnitten wird. Der weitere Verlauf der Störung gegen S zu konnte nur vermutungsweise in die Karte eingetragen werden. Im Wiesengelände des Bauernhofes über der Tauglmühle sieht man zwar Barmsteinkalkplatten durchschimmern, ohne aber gute Aufschlüsse zu haben.

Über weitere bemerkenswerte Brüche wäre noch zu sagen, dass die Dolomitscholle W vom Unter-Schorn von 3 verschiedenen Bruchrichtungen umgeben ist. Ein N 9° E streichender Bruch hebt den B_1 von 620 nördlich des Dolomits auf 670 südlich davon. Gegen diesen südlich folgenden B_1 -Kalk ist der Dolomit durch einen N 60° E streichenden, steil S-fallenden Harnisch abgegrenzt. Östlich vom Dolomit laufen Klüfte N 30° W durch.

Zwischen Unter Schorn und Lanz ist eine dreieckige Scholle, die durch Brüche N 45° W, N 10° E und N 25° W begrenzt wird, derart hochgehoben, dass ihr B_0 fast in die gleiche Höhe kommt wie sie B_1 nördlich und südlich davon hat; der Hebungsbetrag ist rund 30 m. B_1 ist in dieser Scholle völlig abgetragen und fehlt daher. Aus der Gegend des Bauernhofes Klein-Sill streicht ein Bruch N 45° W gegen die Moldermühle, trennt so den Ausserbichl vom Langbichl und lässt den B_1 des SW-Flügels um rund 50 m absinken. Ein Bruch derselben Richtung zieht nördlich von Lunzen durch, schneidet B_1 und B_0 vollständig ab, sodass man weiter südlich keine Gesteine dieser Barmsteinkalkstockwerke mehr findet und bringt den B_2 fast bis an den Boden des Salzachtals herab. Durch ihn wird auch der Enserbichl vom Langbichl getrennt. Die Sprunghöhe beträgt mindestens 40-50 m.

Der Südabbruch der Hochfläche von St. Koloman. Wie die Karte zeigt, werden die Barmsteinkalkbänder des Zimmeräckrucks durch ENE streichende Brüche abgeschnitten. Diese gehören zu einem Staffelbruchsystem, an dem das Neokom der Weitenau und die ihm auflagernden

den juvavischen Deckschollen gegen die Gesteine des Koloman-Plateaus und des Trattberges abgesunken sind. Dass es sich um einen Staffelbruch mit 2 - 3 schmalen Teilschollen handelt, wird aus der Wiederholung einiger Dachsteinkalkwändchen klar, deren jedes noch eine Auflagerung von Oberalmschichten, häufig mit Zwischenschaltung von Basalkonglomerat, trägt. An den Wegen, die von Hinterlienbacheck und vom Mahdhiasl auf den Zimmereckrücken hinaufführen, sind diese Bruchstaffeln gut zu studieren. Ihre südwestliche Fortsetzung in den Südabfall des Zimmerecks ist schwieriger zu erkennen, da das Gelände schlecht begehbar ist und die einzelnen Brüche in den tektonisch veränderten, ausgewalzten Juragesteinen viel schlechter zu verfolgen sind. Die Barmsteinkalke sind als solche gerade noch erkennbar, aber die Unterscheidungsmerkmale der B-Niveaus sind grösstenteils verlorengegangen: Nördlich von Grubach verschwindet die letzte Dachsteinkalkscholle unter Moränenbedeckung.

Die Hauptmasse der Neokomgesteine der Weitenau sind Rossfeldsandsteine. Jedoch sind unmittelbar an dem Bruch die Oberalmschichten und Schrambachschichten aus dem Liegenden heraufgeschleppt, allerdings in stark verdrücktem Zustand. Während die harten Rossfeldsandsteine eine Rippe bilden, die dem Bruch annähernd parallel verläuft, verursachen die heraufgeschleppten Schichten eine Senke unmittelbar am Fuss des Steilabfalles. SW von Hinterlienbacheck beginnen dann die ersten Aufschlüsse im gipsführenden Haselgebirge, das dem Neokom als Deckscholle auflagert.

Während auf der Strecke der Bruchlinie zwischen St. Wilhelm und Grubach noch überall Dachsteinkalk im Nordflügel erscheint, bringt der Bruch auf der Strecke Grubach-Grabenmühle Oberalmschichten des Niveaus zwischen B_2 und B_3 in unmittelbaren Kontakt mit Schrambach- und Rossfeldschichten des gesenkten Flügels. Die Kärterer Schlucht eröffnet herrliche Aufschlüsse in diesem Bruchsystem, das auch hier noch aus einigen parallelen Brüchen zu bestehen scheint. An einer Stelle, wo die Materialseilbahn des Gipswerkes hoch in der Luft die Schlucht quert, ist die steil S geneigte Harnischfläche zwischen Oberalm- und Schrambachschichten grossartig entblösst. Haselgebirge ist in diesem Bereich nicht mehr zu sehen; nur etwas östlich der Grabenmühle fand ich einen Haselgebirgsrest, eingeklemmt an einer Kreuzung des Grubach-Grabenmühlbruches mit einem NNW verlaufenden Bruch.

Das Alter der Brüche und ihr Verhältnis zueinander. Leider lässt sich über diese Frage nicht viel Sicheres sagen, da jüngere Sedimente fehlen. Sie müssen jünger als Neokom sein, weil diese Gesteine von ihnen durchschnitten werden. Der Bruch St. Wilhelm-Grubach-Grabenmühle muss jünger sein als der juvavische Einschub, denn das Haselgebirge wird von ihm abgeschnitten. Die Achse der Jura-Neokom-Grossmulde geht ihm parallel, weshalb sie wohl gleichalt sein dürfte. Die NNW verlaufenden Verwerfungen machen eher einen

jüngeren Eindruck; sie durchschneiden die Grossmulde und sind wohl auch die Ursache der Abknickung des Südabbruches der Trattberggruppe u. des St.Koloman-Plateaus. Manche Bruchrichtungen durchkreuzen sich scheinbar gleichwertig; das muss nichts über ihr relatives Alter aussagen, denn setzt man annähernd saigere Bruchflächen voraus, so muss sich keine merkbare Verschiebung der älteren Bruchlinie durch die jüngere ergeben.

Schlusswort. Die bei dieser Arbeit angewandte und in der vorliegenden Schrift eingehend geschilderte Arbeitsweise (die leider nur den Nachteil hat, einen sehr grossen Zeitaufwand zu erfordern) gestattete es trotz starken Bewuchses erstaunlich viele Einzelheiten über den Bau des Arbeitsgebietes herauszulösen. Freilich ist manches noch ungeklärt geblieben, in den Zonen besonders starker Zerstückelung konnte mancher Barmsteinkalk nur vermutungsweise in das Stockwerkschema eingereiht werden, einige wenige sind ganz fraglich geblieben. Jedoch gibt es kein geologisches Arbeitsgebiet, in dem alle Fragen sich restlos klären liessen. Durch Fortsetzung der Arbeiten dieser Art hoffe ich, noch weitere Beiträge zur Klärung des Baues des Salzachtales unterhalb Golling leisten zu können.

D i s k u s s i o n
zum Vortrag Schlager.

Dr. Angermayer: Ist die Höhlenführung an bestimmte Horizonte gebunden?

Prof. Schlager: An die Barmsteinkalke B₁ und B₀.

Dr. Pippan: Gibt es in dem Gebiet Bergzerreissungen?

Prof. Schlager: Am Trattberg wohl, nicht aber im flachen Gebiet.

Dr. Del-Negro: Könnte die Dolomitscholle im Westteil des Gebietes als stratigraphische Einlagerung in konglomeratischen Lagen gedeutet werden?

Prof. Schlager: Dagegen spricht, dass das Gestein rings um die Dolomitscholle stark beansprucht ist; auch bei stratigraphischer Einlagerung müsste auf jeden Fall starke Verschiebung angenommen werden.

Dr. Del-Negro: Wenn die Scholle auf tektonischem Wege in ihre heutige Lage geriet, so ist eine Einspiessung von unten, aus dem stratigraphisch Liegenden, wohl wahrscheinlicher als die Annahme, dass es sich um eine juvavische Scholle handelt.

Bericht über die am 17. Mai 1953 durchgeführte Exkursion auf die Hochfläche von St. Koloman.

Die geologische Wanderung nahm ihren Ausgang von der Endstation der Autobuslinie bei der Häusergruppe Wegscheid. Von den Neokomhügeln beim Bauernhof Angerl oberhalb Wegscheid wurde ein Rundblick auf die Tauglberge gemacht und vor allem der von Ferne schon erkennbare Verlauf der Barmsteinkalkbänder in der Schlenken-Schmittensteingruppe sowie im Bereich von Regenspitze und Gruberhorn verfolgt.

Auf dem Weiterweg nach SE gegen den Sattel zwischen Zimmereck und Fuchsreith wurde ein Profil abgeschritten, das aus den Schrambachschichten in die obersten Oberalmschichten hinabreicht. Die engen Beziehungen von B₄ zur Untergrenze der Schrambachschichten und B₃ konnten gezeigt werden.

Der Abstieg aus dem Sattel gegen Hinterlienbacheck machte mit dem Bau des Südabbruches der Osterhorngruppe bekannt. Erst konnte noch das steil süd-westliche Hinabbeugen des B₂-Bandes an der Fortsetzung des Bruches von Unter- und Obergraben² beobachtet werden. Unter B₂ folgen nur mehr etwa 20 - 30 m hornsteinführende Fleckenkalkmergel, die mit 60° steilem Kontakt auf Dachsteinkalk aufliegen. Gegen S zu wird dieses Paket aus Oberalmschichten und Dachsteinkalk von einem ENE verlaufenden Bruch abgeschnitten; dieser ist der nördlichste der Staffelbrüche, an denen das Absinken der Gesteine der Weitenau erfolgte. In der gegen S zu folgenden, schmalen Scholle erscheint nochmals die mittelsteil gegen SSW einfallende Schichtfolge Dachsteinkalk-Oberalmschichten, jedoch sind die Gesteine hier schon stärker verquetscht.

Am Weg von Hinterlienbacheck nach Mahdhiasl wurden stark verquetschte Oberalm- und Schrambachschichten gequert, die der Schleppungszone zwischen Dachsteinkalk und der Rossfeldrippe angehören, deren Verlauf im Gelände deutlich zu sehen war. Beim Mahdhiasl war die Auswirkung des St. Wilhelm-Sommerabruches auf den Dachsteinkalk erkennbar. Die Meinung einiger Exkursionsteilnehmer, dass es sich dabei um eine Blattverschiebung handeln könnte, wurde dadurch widerlegt, dass dem beim Mahdhiasl sichtbaren Vorspringen des Dachsteinkalkes gegen S, nördlich von St. Wilhelm eine Nordwärtsverschiebung der Dachsteinkalkgrenze gegenübersteht.

Am Aufstieg vom Mahdhiasl zum Rücken der Wildmooshöhe wurde nicht nur nochmals das Staffelbruchsystem gequert, sondern es konnten auch die Basalkonglomerate beobachtet werden, mit denen die Oberalmschichten dem Dachsteinkalk aufruheten. Einige Dolomitisch aussehende Komponenten dieser Konglomerate wurden nachträglich mit Salzsäure geprüft, wobei sie sich als Kalke erwiesen.

Am Rückweg nach St. Koloman wurde südlich von Rohrmoos nochmals der Übergang der Oberalmschichten und i. d. Schrambachschichten gezeigt. An der Strasse südlich von St. Koloman war die obere, dünn-

schichtige Mergelabteilung der Schrambachschichten zu sehen. Das Durchziehen der grossen NNW-Störungen machte sich in einer schönen Faltung der Schrambachschichten bemerkbar. Die Wanderung auf der Strasse von St. Koloman bis zum Urbanbauern bot Gelegenheit, bei Neureit die östlichen Sandbrüche des Hellwengrabens zu beobachten, während zwischen Urban und Ober-Schorn der Hundsbachbruch gequert wurde, der den Hellwenggraben im W begrenzt. Beim Abstieg von Unter-Schorn gegen das Salzachtal wurde den Teilnehmern der Exkursion die Dolomitmasse vorgeführt, welche in das B_1 -Band eingelagert ist; die möglichen Deutungen wurden diskutiert. Schliesslich war noch Gelegenheit, auf einer Terrasse in 520-540 m die grossen Anhäufungen von riesigem eckigem Blockwerk aus grauen Dachsteinkalk zu sehen, die am Rande des Salzachgletschers bei einer Rückzugslage gebildet wurden. Das Material muss auf der Gletscheroberfläche transportiert worden sein und wird von Bergstürzen stammen, die von den glazial unterschrittenen Talflanken auf die eingesunkenen Gletscher niedergingen. Bei der Tauglmühle konnte noch der B_1 gezeigt werden, der hier eine letzte klammartige Verengung des Tauglbettes verursacht und dadurch den Brückenbau erleichtert. Auf den grossen Höhengsprung zwischen diesem B_1 (500 m) und dem Vorkommen unter dem Gipfel des Walpenhorns (750 m) wurde hingewiesen.

4. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 15. Oktober 1953.

Dr. Del-Negro berichtete
"Über einige neuere Tauernarbeiten"

1. Günther Frasl kommt in seiner Arbeit über die beiden Sulzbachzungen im Gegensatz zu Kölbl zum Ergebnis, dass hier keine quer-greifenden Injektionen vorliegen, dass (wie schon in "Geologie von Salzburg" auf Grund freundlicher Mitteilung berichtet werden konnte) die Krimmler Trias von den Zentralgneisungen nicht schräg abgeschnitten wird, dass diese nicht im Kontakt mit ostalpinen Gesteinen stehen und kein Hineingreifen eines Streifens ostalpiner Gesteine in das penninische Fenster stattfindet.

Die nördliche Sulzbachzunge hat das Nebengestein an keiner einzigen Stelle nachweisbar syn- oder posttektonisch entweder magmatisch oder metamorph beeinflusst. Die Entstehung dieses granitischen Substrats muss daher - entgegen der Ansicht von Cornelius - in die Zeit vor der alpidischen Durchbewegung fallen. Der Gneiskörper verdankt in der ganzen aufgeschlossenen Länge seine Begrenzung und Gestalt der mechanischen Verformung. Westlich des Obersulzbachtales folgt im Hangenden des Zentralgneises Hochstegenkalk, weiter östlich das "Sulzauer Parakristallin" (wahrscheinlich vor-mesozoische Grauwackenschiefer und -gneise mit sedimentärer Einstreuung von Porphyerverwitterungsmaterial), das mit dem Zentralgneis tektonisch verkeilt ist.

Die nördliche Zunge wird von der südlichen durch die "Knappenwandmulde" getrennt, in deren östlichem Abschnitt von N nach S Epidot-amphibolit, geringmächtige Paragneise und der Knappenwandgneis (mit bis 4 cm grossen Kalifeldspaten in einem an Hellglimmer reichen Grundgewebe) folgen; letzterer geht in einer rund 100 m mächtigen Übergangszone in den Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge über. Oben wird die Knappenwandmulde von einer dünnen, oft zerrissenen Haut von Kalkmarmor (=Hochstegenkalk?) abgeschlossen, die auch die Oberseite der südlichen Sulzbachzunge überdeckt. Das Marmorband erleichtert die Abgrenzung gegenüber der darüber liegenden Habachmulde; nur wo es auf weite Strecken zerrissen ist, wird es schwierig, die Grenze festzulegen. So werden z.B. westlich der Wildalm die beiderseits der Grenzfläche vorliegenden Gneisarten (Knappenwandgneis, Schiefergneise der Habachmulde) durch intensive Verschieferung einander angeglichen. Mit dieser Feststellung streift Frasl das Gebiet des von Kölbl beschriebenen Kontakthofes, ohne sich näher über diesen auszulassen; er begnügt sich mit der Bemerkung, dass eine Injektion des Zentralgneises der nördlichen Sulzbachzunge in die Phyllite bei der Wildalm, wie sie Kölbl angenommen hatte, jedenfalls nicht stattfand (aus seiner Karte ergibt sich, dass die nördliche Sulzbachzunge nicht so

weit nach Osten reicht und durch einen Streifen grüner Gesteine vom Gebiete der Wildalm getrennt ist.).

Die beiden Sulzbachzungen samt der Mulde zwischen ihnen und dem Sulzauer Parakristallin werden von der Kalkhaut überzogen und bilden einen walzenförmigen Körper, der im Süden noch mit dem Venedigergneis zusammenhängt und im Osten flach untertaucht. Da die Gneiswalze in den mesozoischen Hochstegenkalk eingewickelt ist, muss sie alpidisch sein. Doch scheinen Relikte voralpidischer Strukturen vorhanden zu sein, wenn auch ein sicherer Beweis für Transgressionsverband mit primärer Winkeldiskordanz fehlt. Dass das granitische Substrat des Zentralgneises voralpidisch ist, wird durch Porphyroidgneise in der nördlichen Sulzbachzunge bewiesen.

Die Krimmler Trias besteht vorwiegend aus Dolomit, ferner aus Kalk, Gips und (skythischem?) Quarzit. In dem neuentdeckten Vorkommen südlich Neukirchen überwiegt ebenfalls grauer Dolomit, aber auch Kalke mit Algenresten kommen vor. Die Trias streicht hier WSW - ENE, also kann von einem schrägen Abschneiden am Zentralgneis keine Rede sein; es ist auch unmöglich, dass die nördlich der Trias gelegenen Quarzphyllite mit dem Zentralgneis in Berührung kommen, deshalb ist auch ein Injektionskontakt zwischen beiden Gesteinen ausgeschlossen.

(O.Schmidegg bestätigt dies: sicher ist, daß Quarzphyllit der Zone nördlich der Salzach westlich des Habachtales nicht hereinstreicht).

Der Innsbrucker Quarzphyllit lässt sich, wie schon Ohnesorge, Hammer u. a. erkannten, von den Tauerngesteinen gut unterscheiden; südlich der Salzach kommt er nicht mehr vor. Die B-Achsen am nördlichen Ufer zeigen über die Tauern in die Luft.

Der Kalk von Wenns-Veitlen gehört sicher nicht zur Krimmler Trias, die Fossilbestimmung (Favosites) wurde aber seinerzeit Heritsch mit Vorbehalt ausgesprochen.

Die von Hammer als Quarzphyllit ausgeschiedenen Nachbargesteine sind wenigstens z.T. nicht dazu zu rechnen.

Die Habachzunge ist von den beiden Sulzbachzungen grundsätzlich verschieden: sie ist keine Walze und taucht nicht nach Osten unter, nahe ihrem Ostende wird das Nebengestein vom Zentralgneis spitzwinklig abgeschnitten, ein Reaktionssaum ist erkennbar.

2. Zur Frage des Alters der Fuscher Phyllite.

Frasl und Holzer betonen übereinstimmend, daß zwischen Schwarzphyllit und Kalkphyllit sowohl vom Hangenden ins Liegende als auch im Streichen Übergänge stattfinden, wenigstens ein Teil des Schwarzphyllits müsse also nachtriadisch sein. Holzer erwähnt in diesem Zusammenhang auch das Vorkommen eines Dolomitgerölls in Schwarz-

Phyllit südlich Niedernsill im Mühlbachtal. Hier sei auch ein Übergang vom kalkfreien Schwarzphyllit bis zu Glimmermarmor festzustellen. Daraus wird der Schluss gezogen, dass der unterostalpine "Nordrahmen" von Cornelius - den dieser wegen der Unmöglichkeit, den Fuscher Phyllit von dunkleren Typen der Wildschönauer im Handstück zu unterscheiden, hatte einschalten wollen, zu streichen und das ganze Gebiet südlich der Wildschönauer Schiefer penninisch sei. Tektonisch sind die Fuscher Phyllite mit den Wildschönauer Schieferen jedenfalls nicht zu verbinden, denn die WNW streichenden Breccienzüge finden nördlich der Salzach keine Fortsetzung; südlich der Salzach gibt es viel sicheres Mesozoikum, nördlich der Salzach nicht. Die angebliche Grenze des "Nordrahmens" gegen das Pennin lässt keinen Hiatus erkennen, die strenge Trennung zwischen beiden ist undurchführbar.

Haidens Versuch, das oberkarbone Alter der Fuscher Phyllite westlich Rauris durch Calamitenfunde zu beweisen, wird von Frasl und Heissel mit dem Hinweis zurückgewiesen, die angeblich Fossilien seien anorganische Bildungen, nämlich stengelige Phyllite mit Querklüften.

3. Zur Gesamtsynthese.

Die Auswertung der Schweremessungen (zufolge dem Referat Exners über eine Arbeit von Holopainen) ergab ein Schweredefizit zwischen zwei Überschweregebieten im Bereich der östlichen Hohen Tauern, das vom Klammkalk bis zur Matreier Zone reicht und seine tiefste Einsenkung etwas nördlich des Hauptkammes aufweist. Schwinner wollte dies mit einem Granitstiel bei Gastein in Verbindung bringen, aber Exner verweist darauf, dass gerade hier die Achse des Tauerngewölbes verläuft. Dass gerade damit die tiefste Stelle des Sialtiefenwulstes der Hohen Tauern zusammenfällt, erscheint ihm sehr bedeutsam.

E. Clar bringt diesen Sialtiefenwulst mit dem absteigenden Massenstrom zu beiden Seiten einer Verschluckungszone in ursächlichen Zusammenhang. Im Gegensatz zu E. Kraus nimmt Clar nicht zwei Verschluckungszone beiderseits der Hohen Tauern, sondern nur eine unter den Tauern an; das ursprünglich nördlich dieser Verschluckungszone beheimatete Pennin wurde durch Unterstömung in den Tiefenwulst der Verschluckungszone hineingezogen und geriet mit zunehmender Tiefe in strömende Bewegung. Auch das Unterostalpin wurde noch erfasst und in Schollen zerlegt, aber nicht mehr stetig durchbewegt, im Oberostalpin kam es nur mehr zu Verschiebungen sich verformender Blöcke.

Nachträglich erfolgte ein Wiederaufstieg im Gebiete der Tauern, der aber nicht nur isostatisch, sondern auch durch fortschreitende Einengung des Gesamtraumes zu erklären ist; dadurch kam es zur

Entstehung der kuppelförmigen Aufwölbung des Pennins in den Tauern, wodurch aus dem einstigen Untereinander von Pennin, Unter- und Oberostalpin das Nebeneinander von Tauerninnerem und Rahmen entstand. Durch Wiederaufschmelzung in der Tiefe des Sialwulstes kam es zum Magmenaufstieg: Lösungsbewegungen führten zur Granitisation, metamorphen Kristallisation, Erzbildung.

Literatur:

- Zu 1.) G.Frasl, Die beiden Sulzbachzungen. Jahrb.d.Geol.BA.1953
O.Schmidegg, Aufn. Bericht Bl.Krimml, Verhandl.d.Geol.BA.
1952/1
- Zu 2.) G.Frasl, Aufn. Bericht Bl.Rauris. Verhandl.d.Geol.Ba.1952/1
1953/1
Frasl-Heissel zu Haiden (Geologie-u.Bauwesen 1949) in Verh.
d.G.Ba.1953/2
H.Holzer, Aufn. Bericht Bl.Grossglockner, Ver.G.BA. 1953/1
" " Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgaues,
eb.da.1953/2
- Zu 3.) C.Exner, Der rezente Sialtiefenwulst unter den östlichen
Hohen Tauern. Mitt.d.Geol.Ges.Wien 1951
E.Clar, Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpen-
bau. Verh.Geol.BA. 1953/2

In der

D i s k u s s i o n

zu Frasls Arbeit über die Sulzbachzungen hoben Dr.Braumüller und Dr.Del-Negro übereinstimmend hervor, dass darin eine nähere Auseinandersetzung mit Kölbls Angaben über den Kontakthof westlich der Wildalm, die von einer Reihe von Forschern bestätigt worden sind, vermisst werden muss. Mag auch ein Kontakt der Wildalmgesteine mit der nördlichen Sulzbachzunge infolge Durchziehens eines Streifens grüner Gesteine zwischen beiden nicht in Betracht kommen, so könnte doch Frasl's "Knappenwandgneis", der aus dem Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge durch Übergang hervorgeht, in dem von Kölbl beschriebenen Injektionskontakt mit den Wildalmgesteinen stehen. Die bloße Behauptung, es liege westlich der Wildalm kein Injektionskontakt, sondern starke Verschieferung einander ähnlicher Gesteine vor, genügt nicht als Widerlegung der Beobachtungsergebnisse Kölbls.

Dessenungeachtet muss das Hauptergebnis der Arbeit, der Nachweis einer strengen Trennung des Innsbrucker Quarzphyllits vom Zentralgneis durch die südlich Neukirchen etwa parallel zum Rande des Zentralgneises durchstreichende Krimmler Trias, als feststehend anerkannt werden.

Zur Frage der Fuscher Phyllite führte Dr. Braumüller ergänzend aus:

Cornelius sah sich nicht nur durch ihre Ähnlichkeit mit den dunklen Typen der Wildschönauer Schiefer veranlasst, sie ins Paläozoikum zu stellen, sondern auch durch ihre Position innerhalb der Tauern selbst; so zeigt sich z.B. im Kapruner Tal eine Folge Schwarzphyllit - Quarzit - Dolomit - Kalkglimmerschiefer, die für vormesozoisches Alter der dunklen Phyllite spricht. Der von Frasl und Holzer angenommene Übergang des Schwarzphyllits in Kalkphyllit kann auch tektonisch sein; ist doch in den Tauern alles tektonisch umgeformt. Dr. Braumüller sah sich nach neuerlicher Begehung der Gebiete, in denen nach Frasl der Übergang zu sehen ist, nicht veranlasst, die früher angenommenen Grenzen zu ändern. Die obere Schieferhülle ist von den Fuscher Phylliten tektonisch zu trennen.

Auch das Vorkommen von Dolomitbreccien im Fuscher Phyllit ist kein zwingender Beweis für sein mesozoisches Alter, kann vielmehr auf Verschuppung zurückgehen.

Andrerseits ist zuzugeben, dass die Tektonik sich bedeutend vereinfachen würde, wenn die dunklen Phyllite sich als mesozoisch herausstellen würden. Auch äusserte v. Gaertner, er kenne zu den Fuscher Phylliten kein ausseralpines paläozoisches Gesteinsanalogon. Stowasser wies im Bereich der Stangalpe Schwarzphyllit in verschiedenen triadischen Stufen nach.

Es müssen daher beide Möglichkeiten offen bleiben. Schon Hottinger schwankte zwischen mesozoischem und paläozoischem Alter der Fuscher Phyllite. Weder das eine noch das andere ist streng zu beweisen; vielleicht kommen paläozoische und mesozoische Schwarzphyllite nebeneinander vor.

Aber auch im Falle paläozoischen Alters der Fuscher Phyllite besteht keine Nötigung, sie mit Cornelius einem unterostalpinen "Nordrahmen" zuzuweisen, vielmehr sprechen die Verhältnisse bei Wörth für penninische Zugehörigkeit.

Hofer-Haiden erklärte bezüglich der von ihm früher angenommenen Funde von Calamites, dass sie sich nicht bestätigt haben; die organische Struktur wurde durch tektonische Beanspruchung vorge-täuscht.

Zur Frage der Auswertung der gravimetrischen Ergebnisse (Holopainen, Exner) äusserte Dr. Braumüller Zweifel wegen der Weitmaschigkeit des Messungsnetzes, gab allerdings die Richtigkeit des grossen Bildes zu.

Nachtrag zum Zentralgneisproblem.

Chr. Exner (Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern, Radex-Rundschau 7/8, 1953) versucht eine Synthese zwischen den Ansichten Kobers, wonach die Zentralgneise der Tauern variszische Intrusionsgneise seien, und der Auffassung von Angel, der sie als alpidische Migmagranite deutete, Westlich Gastein, im Gebiet Erz-wies - Türchlwand, gewann E. den Eindruck transgressiver Auflagerung der Trias auf alten, also variszischen Granitgneis (mit alpidischer Sekundärverschuppung der Transgressionsfläche, ohne dass der ursprünglich sedimentäre Verband zerstört worden wäre). Es sei unwahrscheinlich, die Sachlage dort anders erklären zu können, etwa durch tangentialen Ferntransport, wobei die Überschiebungsfläche gerade zwischen Gneis und Trias liegen müsste, oder durch Intrusion des Granits ausgerechnet immer unter der bloss wenige Meter mächtigen Trias, oder durch aufsteigende metasomatische Granitisationsfront, die überall genau an der Triasbasis stoppen müsste.

Magmaströme während der alpidischen Orogenese gab es im heute aufgeschlossenen Gebirgskörper überhaupt nicht, dagegen spricht die niedrige Mineralfazies sämtlicher Gesteine des betrachteten Bereiches. Die kalte Mineralfazies schliesst auch palingene Magma-bildung aus. Alle Zentralgneise sind also variszisch. Wohl aber kam es zur alpidischen Wiederaufwärmung der vormesozoischen Gebirgskörper und dadurch zur Ausschwitzung des Gesteins, zur Zirkulation von Ichor, wodurch das Gestein wie in ein Bad getaucht und alle Poren mit dem gelösten Ichor durchtränkt wurden. Die Remobilisation des aplitischen Ichors bedingte unter dem hohen Druck der Gesteinsauflast im tieferen Stockwerk der Tauern metasomatische Granitisation. Ein gemeinsamer alpidischer Bewegungsakt erfasste zugleich die alpidisch geprägte periphere Schieferhülle und die alten Massive, doch entging der Inhalt der Gneisgranitkerne z.T. der alpidischen Durchbewegung: es sind daher in den Gneisgranitkernen variszische Strukturen erhalten, während die Amphibolit- und Glimmerschieferzonen, aber auch grosse Teile der granitischen Gneiskörper alpidisch durchgeknetet wurden.

Stellenweise ist es schwer, das Erscheinungsbild des variszischen Magmatismus von den Bildungen der alpidischen Ichormobilisierung und metasomatischen Granitisation zu unterscheiden.

Literatur:

- F. Angel u. R. Staber. Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe, Min.u.Petr.Mitt. 49. 1937
 F. Angel u. R. Staber. Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wiss. Alpenvereinshefte 13, 1952
 Ch. Exner, Das Gneisproblem in den östl. Hohen Tauern. Tschermin. u. Petr. Mitt. 1. 1948
 " " Das geol.-petr. Profil des Siglitz-Unterbaustollens, Sb. Akad. Wiss. Wien. math. nat. Kl. 158, 1949

- Ch.Exner, Zur Geol.u.Petr.des Radhausberg-Unterbaustollens,
Tschemm.Min.u.Petr.Mitt.3.1952
- " " Erscheinungen der Granitisation in den Hohen Tauern,
Tschemm.Min.u.Petr.Mitt.3.1952
- " " Zum Zentralgneisproblem der östl.Hohen Tauern, Radex-
Rundschau,H.7/8 1953
- Ch.Exner u. E.Pohl, Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radio-
aktivität bei Badgastein, Jb.Geol.BA,94.1951
- Metz, K. Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen,
Geol.Rundschau 40, 1952
- Petraschek W.E., Zu H.Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen
Metallogenese, Berg-u.Hüttenm.Mh.97,1952
- Schneiderhöhn H., Genetische Lagerstättengliederung auf geotekto-
nischer Grundlage, N.Jb.Min.Mh.1952

5. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 17. November 1953

Bericht über vergleichende geologisch-morphologische
Untersuchungen zur Klamm- und Stufenbildung in der
Liechtenstein-, Gasteiner- und Kitzlochklamm.

Vortrag von Dr. Therese Pippan.

Grossarl-, Gasteiner- und Raurisertal münden mit hohen Stufen und extremen Klammern ins Salzachtal. Diese Gefällsbrüche und Talengen liegen in der sogenannten Klammkalkzone. Sie gehört der Radstädter Decke an und schaltet sich zwischen die Schieferhülle der Hohen Tauern im S und die Grauwackenzone im N. Es lassen sich mehrere durch Phyllitonen voneinander getrennte Klammkalkzüge unterscheiden. An der N-Grenze der Radstädter Einheit gegen die Grauwackenzone liegt die für die Anlage des Salzachtales wichtige Klammüberschiebung. In beiden Zonen steigert sich der Grad der tektonischen Zertrümmerung mit Annäherung an diese Störung.

Trotz der auf den ersten Blick einheitlichen geologischen Verhältnisse in den drei Klammern ergeben sich bei näherer Untersuchung bemerkenswerte morphologische Unterschiede, dh. die Intensität des Klamm- und Stufenphänomens ist recht ungleich.

Es ist Aufgabe der vergleichenden Untersuchungen, den Ursachen dieser differenzierten Formung nachzugehen und dadurch nach Möglichkeit die für die Klamm- und Stufenbildung dieses Gebietes bedeutsamen Faktoren herauszusondern.

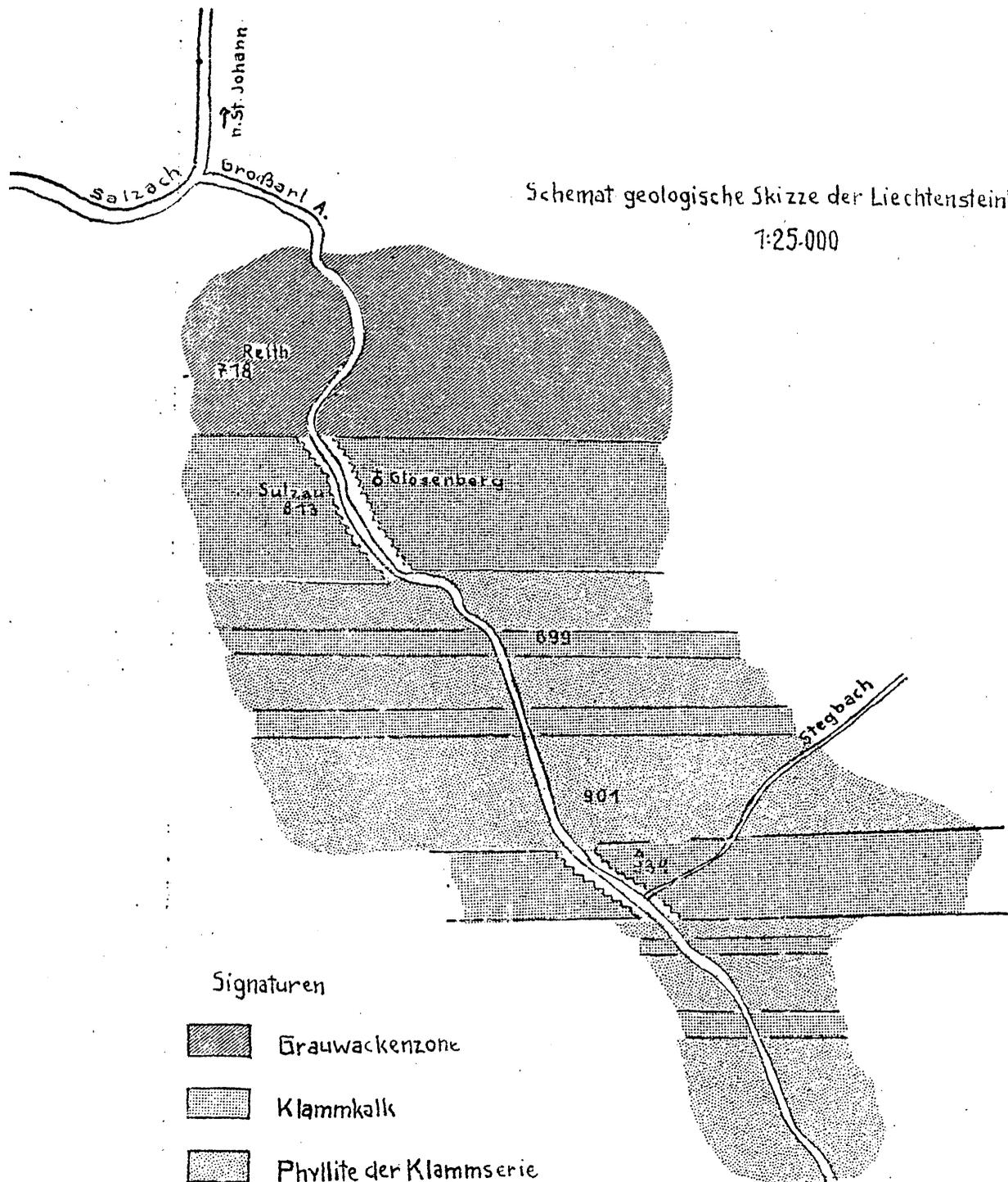
Die Liechtensteinklamm.

Nach einer $\frac{1}{2}$ km langen untersten Laufstrecke in diluvialen Ablagerungen fließt die Grossarl-Ache 1 km in der Grauwackenzone, deren vorwiegend blätterige, tektonisch stark beanspruchte graphitische Schiefer und Phyllite meist quer zur Ache streichen und saiger bis steil N einfallen. Hier liegt eine steilwandige Schlucht vor, deren Lichte gegen S abnimmt.

Weiter aufwärts folgt auf eine stark vertonte Mylonitzone der E-Flügel der Klammkalkzone, in der sich die fast 3 km lange Liechtensteinklamm entwickelte. Die Klammserie gliedert sich hier in den 630 m breiten nördlichen Klammkalkzug des Glösenberges mit der unteren und oberen extremen Klamm und in den 250 m breiten südlichen Klammkalkzug des Stegbaches, in dem ebenfalls eine Klammstrecke auftritt. Dazwischen liegt auf nicht ganz 2 km eine nur von schmalen Klammkalkstreifen unterbrochene Kalkphyllit- und Kalkschieferserie, in der das Querprofil etwas breiter, aber meist klammartig ist. Südlich des Stegbachzuges folgt eine W-E

Schemat geologische Skizze der Liechtensteinklamm

1:25-000



Signaturen

-  Grauwackenzone
-  Klammkalk
-  Phyllite der Klammserie
-  Klammstrecken

streichende Schuppenzone verschiedener tektonisch meist stark beanspruchter Phyllite (Serizit-, Fuscher- und Kalkphyllite). Die ganze Klammserie streicht mit geringen Abweichungen W-E und sinkt im Streichen flach nach W ab. Im Kontakt mit der Grauwackenzone liegt nach W. Heissel und eigener Beobachtung eine Divergenz im Streichen und Fallen der B-Achsen vor. Dieses Verhalten kennzeichnet die grosse Störung an der Klammüberschiebung. Das Einfallen der Radstädter Serie ist saiger bis steil N. Der Klammkalk ist vorwiegend kristallin, reich an Kalzitadern und lebhaft verfältelt.

In der Unteren Klamm dringt die östliche Klammwand an einer Blattverschiebung etwas weiter nach N vor als die westliche. Saigere mit Quetschzonen verbundene schmale Klüfte treten auf. Die Ache verläuft WNW etwas schräg zum Gesteinsstreichen. Die Felswände hängen z.T. über, doch ist das Querprofil weniger extrem als in der Oberen Klamm.

Die 1. Klammerweiterung knüpft an eine Schar verschieden gerichteter, steil bis saiger einfallender, durch breite Klüfte und riesige Harnischflächen gekennzeichneter Störungen, von denen die 200 m hohe Glösenbergstörung die bedeutendste ist. An ihr sinken die Klammkalkschollen um etwa 30 m gegen S ab. Die Ache folgt hier fast dem Gesteinsstreichen.

In der Oberen Klamm ist der Klammkalk stark verfältelt und kristallin. Die Ache quert das Gesteinsstreichen. An 80 m hohen sich fast berührenden Wänden setzen 2 bis 3 Kolkserien übereinander an scharfen Knicken ab. Das Klammprofil ist extrem eng.

Die 2. Klammerweiterung knüpft an eine Kalkphyllitzone innerhalb des Klammkalkes und an breite, steil N bis saiger einfallende Klüfte, an denen die Klammwände 10-25 m gegen S absinken.

Auch die 3. Klammerweiterung ist durch grosse Klüfte und eine tektonisch stark beanspruchte Kalkphylliteinschaltung bedingt. Eine riesige W-E gestriemte Harnischfläche spricht für Verschiebungen quer zur Ache.

In der von schmalen Klammkalkstreifen unterbrochenen Kalkphyllit- und Kalkschieferserie bedingt das flache Absinken der Gesteinszüge nach W vielfach ein asymmetrisches Talprofil mit steilerer Westseite. Der Klammkalk ist mässig verfältelt, die Kalzitaderung spärlich. In diesem Gestein und in dickerplattigen Kalkphylliten springen Felskulissen gegen die Ache vor, doch entstehen nie so enge Klammprofile wie im Glösenbergzug. Wo der Kalkphyllit dünnblättrig ist, Zerrüttungszonen oder grosse Klüfte auftreten oder die Ache stellenweise dem Gesteinsstreichen folgt, wird das Querprofil breiter und sanfter geböscht.

Der Stegbachzug erhebt sich als 200 m hoher Riegel über die Talsohle im S. Die Abfälle folgen z.T. grossen Harnischflächen. Der Klammkalk ist hier überwiegend massig bis dickplattig, reich an

Kalzitadern und die Verfältelung infolge grösserer Entfernung von der Klammüberschiebung geringer. Der fast senkrechte Durchbruch der Ache wurde durch Längsstörungen und Querverschiebungen vorgezeichnet, weshalb das Klammprofil nicht so eng ist wie im Glösenbergzug.

In der nach S anschliessenden Schuppenzone ist das Tal breit und mässig geböscht, Felsenbildungen sind selten. Zwei etwas breitere Klammkalkzüge bedingen auf kurze Strecken engere Profile.

Die Beziehungen der petrographischen Beschaffenheit und tektonischen Beanspruchung des Gesteins zur Gestaltung des Talquerprofile treten in der Liechtensteinklamm beispielhaft zutage, lassen sich aber ähnlich auch in den anderen Klammern beobachten.

Es lässt sich folgende morphologische Wertigkeitsskala in der Richtung vom widerständigen zum weniger festen Gestein aufstellen: Stark metamorpher Klammkalk mit reicher Kalzit- und Quarzaderung und lebhafter Verfältelung leistet der Erosion am meisten Widerstand, wie die besonders engen Querprofile und Wandbildungen in solchem Gestein zeigen. Die Verfältelung bewirkt Zähigkeit ähnlich einem stark verfilzten Gewebe. Kalzit- oder Quarzadern und -linsen sind im Achenbett stets durch fluviatile Erosion als vorspringende Wülste herauspräpariert. Dann folgen in der Skala abwärts massiger bis dickbankiger Klammkalk, Klammkalk mit Holzscheiterstruktur, Kalkphyllit, Serizitphyllit und Fuscher Phyllit. In jedem Falle sind Phyllit-, Mylonit- und Kluftzonen Schwächelinien für die Erosion, die eine Profilerweiterung bedingen. Dasselbe gilt von Flussstrecken, die dem Gesteinsstreichen folgen.

Die für die Gestaltung des Querprofiles bedeutungsvollen Beziehungen beeinflussen auch die Intensität des Klammphänomens. Stets ist es dort am extremsten, wo stark metamorpher, verfältelter Klammkalk auftritt oder dickplattiger, möglichst steil stehender Klammkalk quer zur Ache streicht, wo die Klammkalkzone sehr mächtig ist und nicht durch phyllitische Zwischenschaltungen unterbrochen wird. Während im stark verfältelten Klammkalk überhängende Wände einander fast berühren, entwickeln sich im dickplattigen Klammkalk mit glatten Bewegungsflächen, an denen die plattige Absonderung erfolgt, zwar auch steile Wände, doch treten sie nie so nahe aneinander heran. Auch die Annäherung an die Erosionsbasis wirkt verschärfend auf das Klammphänomen. In der Schuppenzone bewirken Klammkalkzüge nur dort klammähnliche Strecken, wo sie genügend breit sind. Dieser Umstand spricht sehr für den grossen Einfluss des petrographischen Faktors auf die Klammbildung. Am Nordende der Liechtensteinklamm, wo zwei morphologisch extrem verschiedenwertige Zonen, der Klammkalk und die Mylonitzone, unmittelbar aneinandergrenzen, wurde die Entstehung des Klammprofiles besonders begünstigt, da der Unterschied in der Erosionsleistung der Ache in den beiden Bereichen recht gross sein musste.

Erosionskolke konnten sich in den zwei extremen Strecken der Liechtensteinklamm bis in 200 m Höhe über dem heutigen Achenniveau erhalten. Setzen wir die 3 Kolkserien der Oberen Klamm zu den 3 postglazialen Terrassen an der untersten Achenstrecke in Beziehung, lassen sie sich als Ausdruck eines unstetigen Erosionsvorganges betrachten, der vielleicht durch Hebung angeregt wurde.

Das Querprofil der Liechtensteinklamm ist mehrfach gegliedert. Das jüngste, engste Klammprofil ist in 700 m Höhe in ein Schluchtprofil eingesenkt und darüber folgen immer breiter geöffnete Querschnitte, die durch Knicke in 800, 860 und 940 m voneinander getrennt werden. Aus den Beziehungen zu älteren Salzachtalbodenresten ergibt sich für das oberste Profil ein wahrscheinlich präglaziales Alter. Jede der Profilsohlen wurde im folgenden Interglazial fluviatil zerschnitten und in den Eiszeiten glazial erweitert. Die Höhenabstände zwischen den Talsohlen entsprechen durchaus möglichen Tiefenerosionsleistungen, da sich allein für das Postglazial 60 m ergeben. Das widerständige Gestein beschränkte die Ache auf reine Tiefenerosion, so dass eine stärkere Abschrägung der Klammwände noch nicht möglich war.

Spuren glazialer Glättung und Rundung sind nur über dem Niveau von 860 m feststellbar, wo sich der Gletscher freier bewegen und den Talquerschnitt selbst im Klammkalk verbreitern konnte. Tiefer unten aber war die Gletscherwirkung gering, weshalb sich hier ältere, hoch über dem Achenspiegel gelegene Flusserosionsnischen zu erhalten vermochten.

Die Kitzlochklamm:

Im Bereich dieser Klamm, deren Formung viele Ähnlichkeiten mit der der Liechtensteinklamm hat, splittert sich die Radstädter Einheit an ihrem Westende in eine Reihe schmaler Klammkalk- und Phyllitzüge auf.

Die unterste Laufstrecke der Ache liegt in der tektonisch stark beanspruchten Grauwackenzone. Das Tal ist hier eine Schlucht. Auf eine an die Klammüberschiebung geknüpfte Lettenzone folgt gegen S die Klammserie. Sie beginnt mit einer 130 m breiten nördlichen Klammkalkzone, in der die Untere Klamm liegt. Nach einer wesentlichen Profilerweiterung folgt die 180 m breite Hauptkammkalkzone mit der oberen Klamm. Nach S schliesst eine Schuppenzone an, in der 10 schmale Klammkalkstreifen einer reich differenzierten Phyllitserie eingeschaltet sind.

Alle Klammkalkzüge an der Raurisache streichen W-E und werden mit Ausnahme einer kurzen Strecke am oberen Klammende von der Ache unter hohem Winkel gequert. Sie sinken im Streichen flach nach W ab. Nahe der Klammüberschiebung fällt der Klammkalk steil N, saiger oder überkippt S, nach aufwärts wird das Einfallen flacher, Quetsch- und Trümmerzonen treten zurück. Das Gestein ist dem

W-E-Streichen der B - Achsen folgend griffelig-stengelig, dünn- oder dickplattig ausgebildet; die Platten sind durch Bewegungsflächen voneinander getrennt. Die Verfältelung ist viel schwächer als in der Liechtensteinklamm. Auch Längsstörungen treten zurück. Nur bei Pt. 1066 sinken die Schollen an Harnischflächen, die das Gesteinsstreichen diskordant abschneiden, nach W ab. Kleine Blattverschiebungen sind häufig und bewirken vielfach ein asymmetrisches Talprofil. Jeweils ist der E-Flügel weiter nach N vorgeschoben. Alle diese Störungen waren für die Anlage des Achenweges wichtig.

Zwischen dem nördlichen und dem Hauptkammkalkzug durchsetzen grosse mit Mylonitzonen verbundene, vorwiegend steil N fallende Klüfte die ganze Höhe der Klammwände. An ihnen sinkt der nördliche gegenüber dem Hauptklammkalkzug um etwa 70 m ab. An den Bewegungsflächen treten verschmierte Grün schiefer und Grauwacken auf.

Die Talquerprofile zeigen enge Beziehungen zu den geologisch-tektonischen Verhältnissen:

In der Unteren Klamm, wo dem Klammkalk Zerrüttungs- und Kalkphyllit-zonen eingeschaltet sind, ist das Klammprofil nicht so extrem eng wie in der Oberen Klamm. Da der nördliche Klammkalkzug absinkt, sind die Klammwände nur 80 m hoch.

Die grosse Profilerweiterung zwischen Unterer und Oberer Klamm ist an breitere Zwischenschaltungen von Phylliten und Schiefern und an beiderseits von oben nach unten durchgreifende, mit Mylonitzonen verbundene Störungen geknüpft.

In der Oberen Klamm ist der Klammkalk ungeschiefert und dickplattig. Er hat zahlreiche Quarz- und spärlichere Kalzitadern. Die Klammwände sind 160 m hoch, der Klammkalkzug viel breiter als in der Unteren Klamm. Pralle, glatte Wände, deren N- und S-Abfälle Bewegungsflächen folgen, treten nahe aneinander, überhängende Felsen aber fehlen. Es entwickelte sich eine 40 m hohe Wasserfallstufe.

Das gegenüber der Liechtensteinklamm etwas breitere Querprofil hat verschiedene Ursachen:

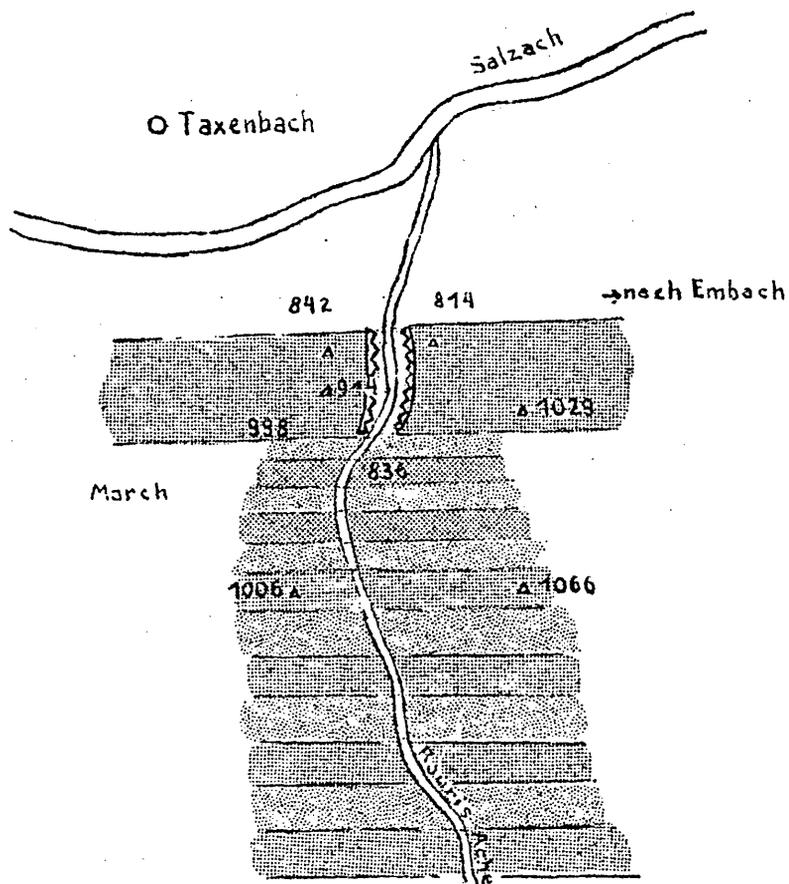
Die Klammkalkzüge sind schmaler, die Gesteinslagerung ruhiger, Einschaltungen von Phyllit- und Mylonitzonen häufiger und die Ache ist wasserreicher ($7,5 \text{ m}^3/\text{sec}$).

Südlich der Oberen Klamm folgt die Ache auf kurze Strecke dem Streichen des Klammkalkes; das Querprofil wird breiter.

Nördlicher und Hauptklammkalkzug vereinigen sich morphologisch zu einem deutlichen etwa 320 m breiten Riegel, dessen Rücken im N 180 m, im S 140 m über das Achenniveau aufragt. Darin sind als Ausdruck des mehrfachen Wechsels glazialer und fluviatiler Erosion mehrere Querprofile ineinandergeschachtelt. Zu oberst ist das präglaziale Niveau der Hochfläche von Embach in 1000 m, bis 980 m folgt ein breites Sohlental, bis 900 m ein schmaleres, bis

Schemat. geologische Skizze der Kitzlochklamm

1:25.000



860 m ein Schluchtprofil und von hier an deutlichem Knick absetzend das jüngste Klammprofil. Die höheren Querschnitte tragen deutliche Spuren glazialer Bearbeitung (zugerundete Oberkanten, rund gebuckelte Felsflächen). In der rezenten Klamm, wo jede Eismwirkung fehlte, ist die Tallichte am geringsten. Das Ausmass der postglazialen Tiefenerosion beträgt wie in der Liechtensteinklamm etwa 60 m. Fluviatile Kolke sind bis 100 m über der Ache häufig zu beobachten, wenn auch nicht so schöne Kolkserien wie in der Liechtensteinklamm auftreten.

In der Schuppenzone südlich der Klamm, wo der Serizitphyllit bei weitem überwiegt, sind auftretende kleine Felsbänder vielfach von Störungen durchsetzt. Dem Wechsel von Klammkalk-Phyllit entspricht eine Abfolge von Schluchtstrecken mit Felsabfällen und von Kerbtalabschnitten mit sanften Böschungen. Richtige Klammprofile entwickeln sich nicht mehr, weil die Klammkalkzüge zu schmal sind. Sie bedingen höchstens ein etwas gesteigertes Gefälle der Ache.

Die Gasteinerklamm.

Sie liegt im mächtigsten und höchsten Teil der Klammkalkzone. Eine Laufstrecke im Pinzgauer Phyllit fehlt, denn die Gasteiner Ache mündet bei Lend unmittelbar über der Salzach mit der 40 m hohen Stufe des Lender Falles, die in einer schmalen nördlichen Klammkalkzone liegt. Nach S folgen zwei weitere geringmächtige Klammkalkzüge mit Kalk- und Fuscher Phylliteinschaltungen und dann die breite, tektonisch stark zerrüttete Serizitphyllitzone des Wegmacher Grabens mit dünnen Kalkphyllit- und Fuscher Phylliteinschaltungen, sowie Klammkalkstreifen von Holzscheiterstruktur. Bis hierher quert die Ache das Gesteinsstreichen.

Dann lenkt sie in das E-W-Streichen das fast 1 km breiten Hauptklammkalkzuges ein. Der Klammkalk ist hier stengelig, bis massig, die Längsachsen der Stengel folgen dem allgemeinen Gesteinsstreichen. Die Quarz- und Kalzitaderung ist viel spärlicher als in der Kitzlochklamm. Häufig sind lokale schieferige bis serizitische Einschaltungen im Klammkalk. An der Bahnbrücke beginnt der eigentümliche Gewölbebau der Klammserie. Die Ache biegt dann scharf in die N-S gerichtete eigentliche Klammstrecke um. Dem Klammkalk ist hier z.T. Kalkphyllit eingeschaltet, die Aderung spärlich.

Dann folgt plötzlich die grosse Profilerweiterung bei Klammstein mit tiefeingreifenden Nischen beiderseits der Ache. Bei der Ruine Klammstein engt der Klammkalkzug Plattenwand - Pt. 1276 das Tal wieder ein, aber ohne dass eine Klamm entsteht. Dann folgt eine Talweitung in Serizitphyllit und kristallinen Schiefen und schliesslich der südliche Klammkalkzug des Hörndlrückens und der Neufangwand, der zur grösseren Einheit des Schuhflicker-Rauchkögerlzuges gehört. Da diese Klammkalkzone durch eine Ver-

zweigung der Serizitphyllitmulde des Rauchkögerls unterbrochen wird, verengt sich das Tal nur wenig. Südlich des letztgenannten Klammkalkzuges folgt wieder eine Talweitung mit sanften Formen in einer differenzierten Phyllit- und Schieferzone.

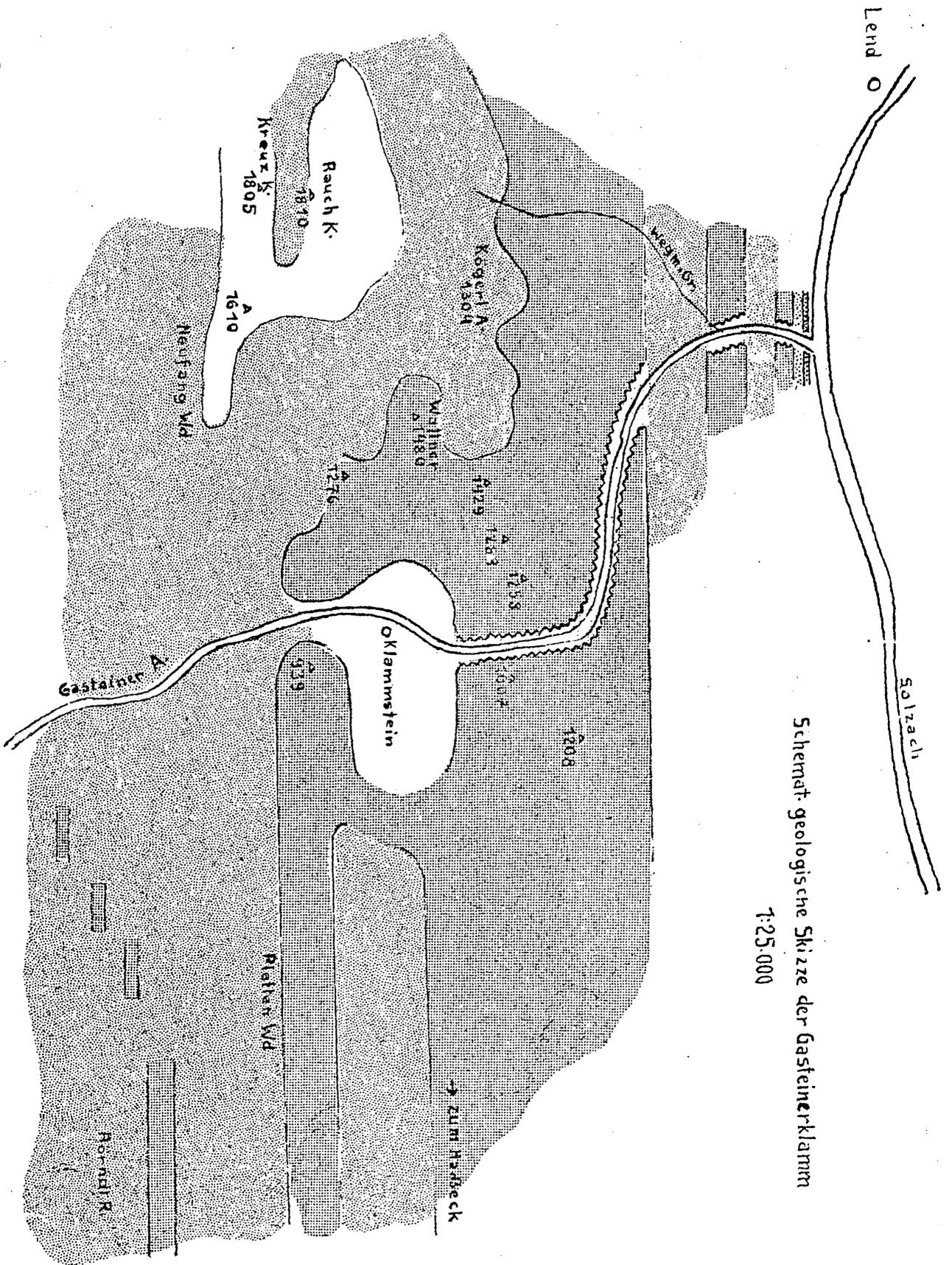
Das Streichen der gesamten Klammserie ist im Mittel W-E. Die B-Achsen kommen in der häufig vertretenen, konkordant orientierten Holzscheiter- oder stengeligen Struktur des Klammkalkes und seinen ebenso W-E streichenden Fältelungsachsen gut zum Ausdruck. Die Holzscheiter- oder stengelige Struktur spricht für eine Bewegung zwischen starren Becken. Das Einfallen der Gesteine ist als Ausdruck einer tektonischen Einengung im N saiger oder überkippt S. Die Kleinverfältelung ist viel schwächer als in der Liechtensteinklamm. Gegen S bedingt der Gewölbebau im Zentrum der Aufwölbung eine teilweise ganz flache Gesteinslagerung. An ihrem N- und S-Flügel aber herrscht zunehmend steileres N- beziehungsweise S-bis saigeres Einfallen. Im Hauptklammkalkzug treten fünf Gewölbe auf, gegen S folgt dann noch das Gewölbe der Plattenwand und des Hörndlrückens. Der Gewölbebau bedingt schalige Absonderung des Gesteins und erleichtert die Höhlenbildung. Die Ursache der gegenüber den Nachbarklamm grosszügigeren Tektonik ist vielleicht darin zu sehen, dass der Druck der Klammdecke nach N zwar sehr gross, aber nahe dem Meridian der Ankogel-Hochalmskulptation, wo eine alte Tendenz zur Hebung vorliegt, eine Ausweichmöglichkeit nach oben gegeben war.

Mit dem Gewölbebau hängt der Muldenbau zusammen. In solchen Mulden erhielten sich die von oben eintauchenden Serizitphyllite des Wegmacher Grabens, des Rauchkögerl- und Hasseckgebietes.

Wichtig sind häufig mit Mylonitzonen verbundene Störungen, an denen Schollen unter Bildung von Harnischflächen verstellt wurden. Von W und E her sinken die Klammkalkhöhen in Staffeln gegen die Ache ab. Diese biegt hier aus dem S-N - in den E-W gerichteten Lauf ein. Auch an Plattenwand und Hörndlrücken sinken die Schollen in Staffeln gegen W ab. In der Richtung von S nach N fallen die Höhen ebenfalls an Harnischflächen ab. Dazu kommen Blattverschiebungen längs der Ache zwischen Haupt- und nördlichsten Klammkalkzug, wobei der E-Flügel stärker gegen N vorgeschoben ist. Die Harnischflächen sind als Ausdruck einer E-W orientierten Gleitung in dieser Richtung gestriemt.

In der Gasteinerklamm ist ein grossartiges Störungsnetz ausgebildet. Die Gesteine sind stark tektonisch beansprucht, an den Störungszonen lebhaft durchfältelt und gestreckt. Druckschieferung und Gleitharnische sind häufig.

Das Querprofil zeigt enge Beziehung zur Stratigraphie und Tektonik. In der Zone des Lender Falles, wo die Erosionsbasis des Salzachtales am nächsten ist, der quer zur Ache streichende Klammkalk saiger steht und das Klammprofil nicht glazial erweitert wurde, liegt trotz der geringen Breite des Klammkalkzuges die



Schemat. geologische Skizze der Gaststeinerklamm
1:25.000

Lend O

Salzach

extremste Klammstrecke vor. Hier dürfte sich auch der Einfluss der Hebung von Embach bemerkbar machen. Diese Bewegung und die Nähe der Erosionsbasis bewirken wohl auch in der Serizitphyllitzone des Wegmacher Grabens das Auftreten von Felskulissen und Kaskaden, denn südlich der Klamm treten im selben Gestein nur sehr gemässigte Böschungen auf.

Im Hauptklammkalkzug liegt die eigentliche Gasteinerklamm in einem richtigen 600 m hohen Riegel. Dass Klammphänomen ist aber nicht so extrem wie in der schmalen, niedrigen Zone des Lender Falles. Auf der W-E-Strecke, wo die Ache den B-Achsen folgt, ist das Profil breiter als in der N-S-Strecke.

Kolke konnten sich infolge häufiger phyllitischer Einschaltungen und der Wirkungen der Glazialerosion nur schlecht erhalten. Übereinander liegende Kolkserien fehlen überhaupt.

Die Spuren der Glazialerosion sind überall in der Hauptklamm auch in tieferen Lagen als gerundete Leisten und rundgebuckelte Felsflächen zu beobachten.

Das Querprofil der Gasteinerklamm ist im Vergleich zu den Nachbarklammern viel breiter. Glazialerosion und Interferenz mit tektonisch bedingten Staffeln verwischten die ineinanderschachtelung der Talquerschnitte. Der Gasteiner Gletscher ging während des Diluviums mehrfach durch die Klamm, wobei er das Profil erweiterte, die Wände glättete und fluviatil geschaffene Kolke beseitigte. In den Nachbarklammern konnten sich in die Einschnitte über der R-W-interglazialen Talsohle höchstens schmale Gletscherzungen legen, die nicht imstande waren alle höher gelegenen Kolke zu verwischen.

Die Querschnittsgestaltung der Gasteinerklamm des Hauptklammkalkzuges wirft folgende Probleme auf: Weshalb hat diese Klamm das breiteste Querprofil, obwohl sie im höchsten Klammkalkriegel und mächtigsten Klammkalkzug und so nahe der Hebungszone von Embach und der tiefen Erosionsbasis des Salzachtales liegt? Hiefür hat eine Reihe von Faktoren Bedeutung:

Im Scheitel der Gewölbe konnte die Erosion der Ache in die flach lagernden Trennungsfugen schaliger Absonderung eindringen. Der Fluss und der Gletscher brauchten nicht nur steil bis saiger stehende Gesteine zu queren. Das reich differenzierte Störungsnetz, die geringere Kleinverfältelung, das spärlichere Auftreten von Quarz- und Kalzitadern und die häufigen kalk- und serizitphyllitischen Einschaltungen erleichterten die Erosion. Eine Rolle spielte auch das Eintauchen der Serizitphyllitmulden von oben, die vielleicht in der Klammstrecke weiter hinabreichten, jedenfalls aber die erste Anlage des Achenweges begünstigten. Ferner folgt die Ache auf längere Strecke dem W-E Streichen des Hauptklammkalkzuges. Die Umbiegung in die N-S-Strecke ist durch Störungen vor-gezeichnet.

Massgebend für das breitere Profil war auch das mehrfache Durchgehen des Gasteiner Gletschers, der infolge eines grösseren Einzugsgebietes kräftiger erodieren konnte als der Rauris- und Grossarlgletscher. Ferner spielte der bedeutendere Wasserreichtum der Gasteiner Ache ($10\text{m}^3/\text{sec.}$) eine Rolle. Dazu kommt das höhere Alter der Klamm. Hier konnte die Flusserosion schon prä-diluvial verbreiternd und vertiefend wirken.

Die Talweitung bei Klammstein ist durch Störung vorgezeichnet. Die Serizitphyllitzone in streichender Fortsetzung der Mulde zwischen Wallner und Pt. 1276 verläuft auf der östlichen Talseite zwischen Hauptklammkalkzug und Plattenwand von 1300 m Höhe an aufwärts gegen E. Sie mag für die erste Anlage eines E-W gerichteten Gerinnes Bedeutung gehabt haben, das an der Ausräumung der östlichen Nische mitwirkte.

Ein Vergleich der tektonisch-petrographischen und morphologischen Verhältnisse in den drei Klammern zeigt auch die Ursachen des besonders extremen Klammphänomens an der Grossarl Ache. Folgende Faktoren hatten da Bedeutung: Der Klammkalk ist besonders stark kristallin und reich an Kalzitadern, die Verfältelung enorm. Der Glösenberg - Stegbach - Klammkalkzug mit der Klammkalk und Kalkphyllitserie dazwischen bedingt eine fast 3 km lange Strecke kalkreichen Gesteins, in dem wesentliche Profilerweiterungen kaum möglich waren. Die Kombination Klammkalk und Kalkphyllit ist offenbar für die Ausbildung des Klammphänomens günstiger als die Schuppenzone verschiedener Phyllite + Klammkalk südlich der drei Klammern. Sodann treten in den extremen Klammstrecken nur ganz spärliche Zwischenschaltungen von Kalkphyllit auf, andere Phyllite fehlen überhaupt. Dazu kommt die geringe Wasserführung der Grossarl Ache ($5\text{ m}^3/\text{sec}$) und die starke glaziale Übertiefung des Pongaus, welche die fluviatile Tiefenerosion gegenüber der Seitenerosion begünstigte.

Die vergleichende Betrachtung der drei Klammern ergibt, dass die petrographischen und tektonischen Verhältnisse, der dadurch bedingte Grad der fluviatilen und glazialen Erosionswirkung, die Entfernung von der Erosionsbasis, die Grösse der Wasserführung und die Mächtigkeit des diluvialen Gletschers die Intensität des Klammphänomens entscheidend beeinflussen. Vor allem ist auf die Bildung der Klammern an der Grenze zweier sehr verschieden widerständiger grosser Gesteinskomplexe, des Klammkalkes im S und des Pinzgauer Phyllits im N hinzuweisen.

Die Mündungsstufen.

Die Höhe der Mündungsstufe an der Grossarl Ache beträgt 123 m, an der Gasteiner Ache 166 m und an der Rauris Ache 142 m. Die Ursachen für die Stufenbildung sind ähnlich wie für die Klambildung. Die gegenüber der wasserreicheren Salzach wasserärmeren Seitenbäche

waren durch den festen, quer streichenden, steil, oder saiger stehenden Klammkalk in der Tiefenerosion benachteiligt, während der Hauptfluss in mürbem, an der Klammüberschiebung völlig zerrüttetem Pinzgauer Phyllit arbeiten konnte. Der Klammkalk erweist sich stets als Wand- und Stufenbildner. Wo er fehlt, wie an der Tratten-, Dientenbach- oder Kleinarl-Achenmündung fehlen auch die Stufen trotz geringerer Wasserführung der Seitenbäche. Die untersten Abschnitte von Rauris- und Grossarltal, die im Pinzgauer Phyllit liegen, haben keine Stufe.

Glaziale Konfluenzwirkung war für die Stufenbildung von geringer Bedeutung, da die grössere Mächtigkeit des Hauptgletschers durch das stärkere Sohlengefälle der Seitengletscher nahezu kompensiert wurde und deren rechtwinkelige Einmündung in den Salzachgletscher in der Taxenbacher Enge Esstau und damit verringerte Glazialerosion bedingte. Nur der Grossarlgletscher konnte frei ins breite Pongauer Becken fliessen, weshalb das Profil besonders über dem präglazialen Talboden in der Liechtensteinklamm wesentlich breiter ist als in der Gasteinerklamm und auch die Stufenhöhe und das Gefälle trotz grosser Mächtigkeit des Klammkalkzuges geringer als an der Gasteinertalmündung.

Drei Beobachtungstatsachen sprechen für Beteiligung der Hebung an der Bildung der Rauris- und Gasteinertal-Mündungsstufe: Im mürben Serizitphyllit des wegmacher Grabens haben wir z.T. enge Klammprofile und Wasserfallstufen, während südlich der Klamm im selben Material nur stufenlose Schluchtstrecken auftreten. Im Rauristal ist der Höhenunterschied zwischen den M-R- und R-W-interglazialen Talbodenresten in Haupt- und Nebental um 20 m grösser als der zwischen den rezenten Talböden, weil die älteren Talsohlen von einer Aufbiegung betroffen wurden. Auch die wesentlich grösseren Stufenhöhen der beiden westlichen Talmündungen gegenüber der Grossarltalmündung mögen durch stärkere Hebungsvorgänge mitbedingt sein.

Der Klammriegel im Rauristal entstand allmählich, wobei die Glazialerosion eine wichtige Rolle spielte. Der Raurisgletscher stautete sich an ihm und am Salzachgletscher, wodurch die Erosionswirkung an dieser Stelle vermindert wurde, während sie weiter südlich die Talsohle tieferlegen konnte. Im selben Masse, als der Riegel höher wurde, vergrösserte sich der Gletscherstau daran und damit der Unterschied in der Glazialerosionswirkung im Bereiche des Klammkalkzuges und weiter oberhalb desselben. Durch diesen Prozess der Selbstverstärkung wuchs der Klammriegel immer höher über die jeweilige Talsohle empor. Weil er schon im letzten Interglazial 130 m hoch war (ein R-W-interglaziales Konglomerat südlich der Klamm tritt etwa 40 m über dem heutigen Achenspiegel auf), muss seine Bildung in früheren Epochen des Diluviums eingesetzt haben. Bereits der M-R-interglaziale Talboden stiess an ihm ab, den er um 50 m überragte. Auf seine allmähliche Bildung weist auch die Ineinanderschachtelung von Eintiefungsfolgen innerhalb

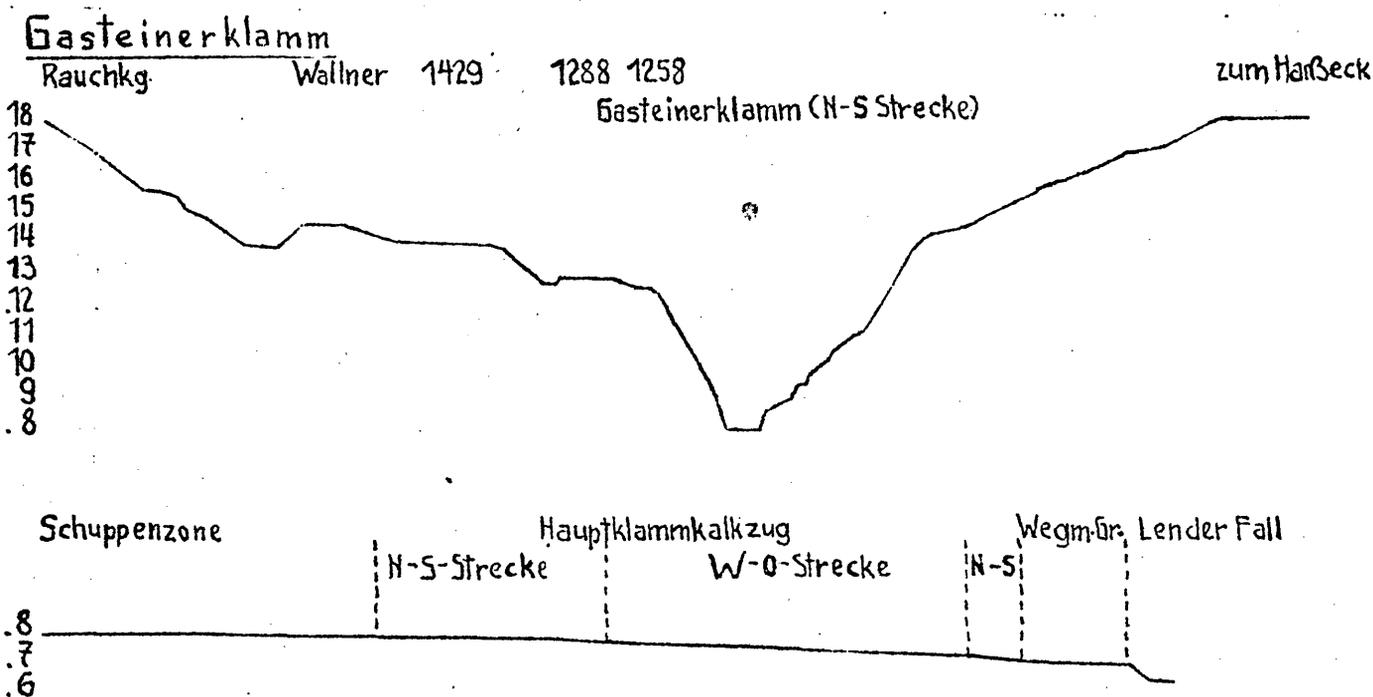
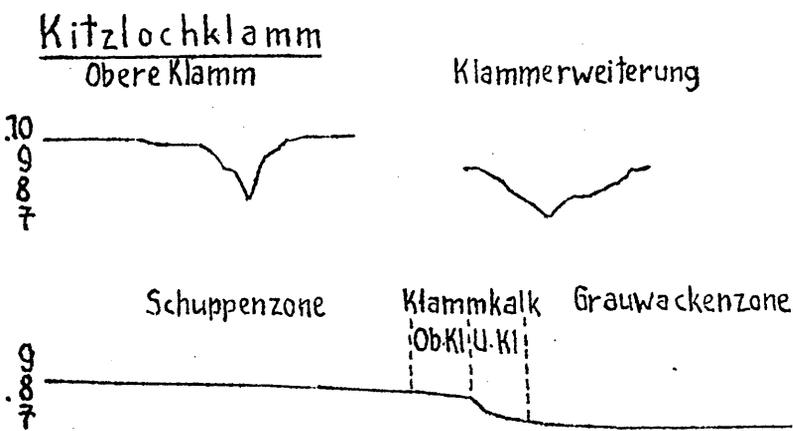
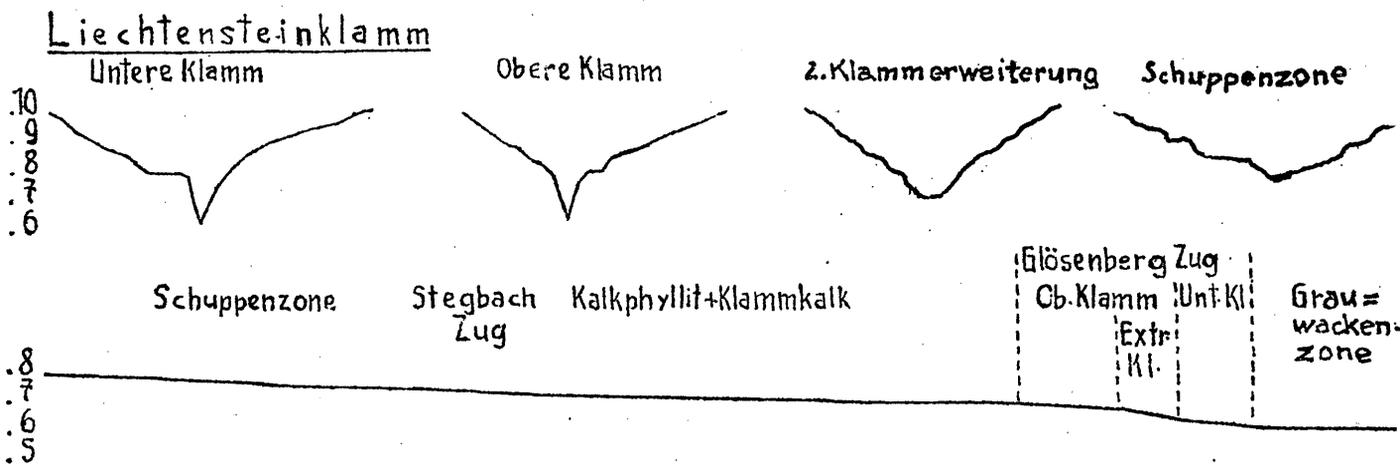
desselben. Da die Hebung erst im R-W-Interglazial begann, der Riegel aber schon früher nachweisbar ist und seine Breite mit der des nördlichen- und Hauptklammkalkzuges zusammenfällt, muss seine Entstehung vor allem petrographisch und durch die geschilderte selektive Glazialerosion bedingt sein. denn der Gesteinsgegensatz Klammkalk-Phyllit bestand schon lange vor dieser Dislokation. Es ist also mit dieser Stufe nicht der typische Fall einer umgewandelten Gefällssteile gegeben.

Im Gasteinertal erhebt sich der Riegel hoch über das Niveau des präglazialen Talbodens, dessen Reste südlich der Klamm in 1050 m nördlich in 900 m auftreten; war also schon vordiluvial da. Über dem Niveau der präglazialen Leisten gelegene Talbodenreste, die bereits an ihm absetzen, deuten auf sein noch höheres Alter. Aber seine Entstehung ist ähnlich wie im Rauristal in erster Linie gesteinsbedingt, da der Gesteinsgegensatz Klammkalk-Phyllit schon ursprünglich gegeben war. Eine Antezedenz des Durchbruches ist möglich, aber wegen der Schwierigkeit der Datierung älterer Talbodenreste infolge tektonischer Verstellungen kaum sicher nachweisbar.

Beim Grossarlthal war der Gefällsbruch nahe der Mündung schon präglazial vorhanden, da der Höhenunterschied zwischen dem präglazialen Talboden in Haupt- und Nebental 120 m beträgt. Die Stufe konnte sich bis heute an der Grenze morphologisch verschiedenwertiger Gesteine erhalten und ist somit hauptsächlich gesteinsbedingt. Der Riegel zwischen Stegbach-Glösenberg wurde ähnlich wie im Rauristal im Zuge der selektiv wirkenden Glazialerosion herauspräpariert. Seine Höhe erreicht ähnlich wie dort nur das Niveau des präglazialen Talbodens. Es ist somit auch hier nicht exakt nachzuweisen, dass die heutige Stufe aus der Umwandlung einer tektonisch bedingten präglazialen Gefällssteile entstand.

Dass bei der Zerschneidung der Stufen der Wechsel von Gletscher- und Flusserosion wirkte, zeigt die Ineinanderschachtelung mehrerer Querprofile unter dem Niveau des präglazialen Talbodens in allen drei Klammern, die von unten nach oben zunehmende Talbodenbreite und glaziale Zurundung der Oberkanten erkennen lassen. Das feste Gestein bewahrte die einzelnen Formen gut.

Das Längsprofil der Täler ist durch die Abfolge von Stufenfluren in den Schluchtstrecken und von Stufenabfällen in den Klammstrecken gekennzeichnet. Dies könnte durch mehrere Hebungsphasen erklärt werden, wenn nicht die geschilderte Differenzierung des Talweges so auffällig mit dem Wechsel von Klammkalk und Phyllit, bzw. grossen Störungszonen im Korrelation stünde und zwar so, dass die Stufenabfälle jeweils in wenig gestörtem Klammkalk liegen. Eine reinliche Scheidung dessen, was bei Entstehung solcher un stetiger Profile auf Konto der Gesteinsqualität und der Störungen und was auf phasenhafte Hebung zu setzen ist, bleibt äusserst schwierig. Dass im Rauris- und Gasteinertal zwischen den einzelnen Stufenabfällen auch in weichem Gestein kein Talboden entstand



Quer- und Längsprofile der Klammern
1:25.000

und die Stufen viel höher sind als an der Grossarlachenmündung, ist jedenfalls durch die Aufwölbung bei Embach zu erklären.

Sehr auffällig ist das Auftauchen der Klammkalkzone in einem Gebiet, das symmetrisch beiderseits des Meridians der Ankogel-Hochalm-Kulmination angeordnet und durch Tendenz zur Hebung gekennzeichnet ist. Das macht es wahrscheinlich, dass bei der Entstehung und Erhaltung aller drei Mündungsstufen Hebungsvorgänge mitbeteiligt sind.

Die besonders grosse Stufenhöhe an der Gasteinertalmündung hängt wohl mit dem unmittelbar über der Salzach befindlichen Klammkalkzug des Lender Falles zusammen, der eine lokale Erosionsbasis setzt. In den Nachbartälern liegt der nördlichste Klammkalkzug viel weiter von der Salzach entfernt. Auch die Lage im Meridian der Ankogel-Hochalmkulmination mag für die grosse Stufenhöhe wichtig sein.

D i s k u s s i o n zum Vortrag Dr. Pippan.

Dr. Lechner: Wie ist das Schmälerwerden nach oben in der Liechtensteinklamm zu erklären?

Dr. Pippan: Vielleicht durch Gesteinsunterschiede; übrigens handelt es sich nicht um eine durchgehende Erscheinung.

Dr. Lechner: Sind die durch Störungen bedingten Terrassen im Gasteinertal flächenhaft? (Dr. Pippan verneint dies). Sind die Brüche vormorphologisch?

Dr. Pippan: Dies lässt sich kaum entscheiden.

Dr. Braumüller: Welche Kriterien wurden zur Bestimmung der Sprunghöhe verwendet?

Dr. Pippan: Rein morphologische (die heutige Oberkante).

Dr. Braumüller: Wie steht es mit dem Bewegungssinn der angenommenen Störungen? Die Hebung bei Embach ist wohl zuzugeben, aber wo sind die Bewegungsflächen, die die Hebung zustandebrachten? Es müssen senkrecht gestriemte Harnische da sein, die aber fehlen. Ausserdem zeigen sich keine Verbiegungen. Vielleicht liegt ein Zusammenhang mit dem Aufsteigen der Tauernkuppel (Exner) vor? Daher auch die extreme Steilstellung der Kälke? Schwinnners Vorstellung von der Ost-West-Schiene ist zurückzuweisen; es handelt sich um westfallende Faltenachsen, die horizontal geschnitten sind. Eine Ost-Westverschiebung ist bei Ost-West-Achsen unmöglich.

Im neuen Stollen in der Kitzlochklamm fanden sich Rauchwacken und Gipsspuren im Serizitschiefer (Hinweis auf dessen mesozoisches Alter). Der Serizitschiefer ist im Stollen mit dunklem Fuscher Phyllit verfaltet.

Dr. Del-Negro: Wie steht es mit der rezenten Tiefenerosion in der Gasteiner Klamm?

Dr. Pippan: In der Hauptstrecke tritt sie stark zurück, da die Lender Teilstrecke die lokale Erosionsbasis bildete.

Dr. Del-Negro: Dem Nordende der Klammen folgt nach Heissel eine mylonitisierte Zone von Wagreiner Tertiär; es wäre denkbar, dass damit die Mündungsstufen zusammenhängen.

Wie ist der Verband der Fuscher Phyllite mit den Klammgesteinen zu denken?

Dr. Braumüller: Der Sandstein-Breccienzug stirnt im Fuscher Phyllit, der auch nördlich von ihm und auch noch zwischen den beiden Klammkalkzügen vorkommt. Der Serizitphyllit der Radstädter Decken ist mit dem Fuscher Phyllit verfigert. Die Radstädter Decken bohren sich also mit ihren Stirnen in den penninischen Fuscher Phyllit ein.