

Mitteilungen
der
Naturwissenschaftlichen
Arbeitsgemeinschaft

vom Haus der Natur in Salzburg

7. Jahrgang 1956

G e o l o g i s c h - m i n e r a l o g i s c h e A r b e i t s g r u p p e

Herausgegeben von Prof. Dr. Eduard Paul Tratz · Salzburg · Haus der Natur

M I T T E I L U N G E N
der
NATURWISSENSCHAFTLICHEN ARBEITSGEMEINSCHAFT
AM HAUS DER NATUR IN SALZBURG

Jahrgang 1956

Geologisch - Mineralogische Arbeitsgruppe

Redigiert von Doz. Dr. Walter Del - Negro

Herausgegeben
von Prof. Dr. Eduard Paul Tratz, Salzburg
Haus der Natur.

Die Naturwissenschaftliche Arbeitsgemeinschaft ist ein
Glied der "Gesellschaft für darstellende und angewandte
Naturkunde", Salzburg.

I n h a l t s v e r z e i c h n i s :

Dr. Therese PIPPAN: Morphologische Untersuchungen in Cumberland	S 1
Dipl. Ing. Othmar SCHAUBERGER: Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges	S 15
Prof. Max SCHLAGER: Geologische Studien im Tauglboden	S 25
Dr. Walter DEL-NEGRO: Bericht über die Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe	S 46
Dr. Erich SEEFELDNER: Bericht über E. Wilthum, Der morphologische Bau der Dachsteingruppe	S 48
Dr. Therese PIPPAN: Die Geologische Karte Bl. Salzburg	S 51
Dr. Walter DEL-NEGRO: Probleme der Eiszeitgliederung	S 52
Dr. Walter DEL-NEGRO: Quartärgeologische Exkursion ins Gebiet Henndorf - Kraiwiesen	S 57
Dr. Walter SEL-NEGRO: Bericht über die österreichische Geologentagung	S 60

1. Diskussionsabend am 10. Februar 1955

Morphologische Untersuchungen
in Cumberland.

Vortrag von Dr. Therese P i p p a n .

Die Geländestudien, die in den Sommern 1948 und 1949 durchgeführt wurden, erstreckten sich vor allem auf den zentralen Teil des Lakedistrikts in der Grafschaft Cumberland. Dieses Seenbergland liegt in NW-England zwischen Solway Firth, Morecambe Bay, Irish Sea und Edensenke. Besonders eingehend wurde das Gebiet der Caldbeck Fells, von Saddleback, Skiddaw, High Seat, Scawfell, Borrowdale mit den Randgebirgen, das Buttermeretal bis Honister und Newlands Pass, Keskadale, Coledale, Grisedale Pike, Whinlatter Pass, Derwentwater und zum Teil die Bassenthwaite Seefurche untersucht, durch Übersichtsbegehungen der übrige Teil dess Seenberglandes vor allem Thirlmere mit Helvellyn, Grasmere, Windermere, Ullswater und Coniston.

Grosses Interesse erregte die Tatsache, dass glazial wenig beeinflusste Gebiet in unmittelbarer Nähe petrographisch gleichartiger, aber mit dem gesamten glazialen Formenschatz ausgestatteter Bereiche liegen, was erwarten liess, dass es hier durch vergleichende Forschung möglich ist, die Ursache dieser differenzierten Formung zu ermitteln und dadurch wieder tieferen Einblick in das Wesen der Glazialerosion zu erhalten. Aber auch die petrographisch bedingte Verschiedenheit der einzelnen Landschaftszonen, die tektonische Anlage der Senken und Hochgebiete sowie die Kleinformen der Verwitterung wurden studiert.

Geologischer Überblick.

Die ältesten im Gebiet vertretenen Ablagerungen sind unterordovizische marine Sedimente der Skiddawserie, hauptsächlich Schiefer, selten Konglomerate und Sandsteine. Die S-Grenze des Verbreitungsgebietes dieser vielfach metamorphen Gesteine streicht von Ullswater über die E- und S-Seite von Derwentwater gegen Honister Pass, Buttermere und Ennerdale. Die lebhaft vulkanische Tätigkeit des mittleren Ordoviziums lieferte hauptsächlich andesitische Laven, Aschen, Tuffe und Brekzien, die Gesteine der sogenannten Borrowdale Vulkanischen Serie. Das Gestein tritt S der Skiddaw Zone auf. Einen durch die spätere Heraushebung des Skiddawmassivs völlig isolierten Auslieger bilden die Caldbeck Fells (655 m).

Nach dem Ende der vulkanischen Phase erfolgte Hebung, schwache Faltung und Erosion der vulkanischen Gesteine. Dann wurden bis Ende Silur wieder marine Kalke und Schiefer abgelagert.

Zwischen Silur und Devon kam es zu den grossen kaledonischen Bewegungen, welche die erste kontinentale Phase einleiteten. Durch Druck von SE und NW wurden die älteren Gesteine in SW streichende Falten gelegt, verworfen und vielfach stark geschiefert. Daran knüpfen grosse Steinbruchbetriebe in Borrowdale und Honister. Während der Gebirgsbildung kam es zur Intrusion von hellgrauem Skiddawgranit und Eskdale Granit, lichtrötlichem, feinkörnigem Ennerdale Granophyr zwischen Buttermerc und Wastwater und schliesslich von Granophyr-Gabbro in Carrock Fell. Die beiden letztgenannten Intrusionen sind stockartig und feinkörnig.

Die Granite wurden durch spätere Erosion infolge Hebung blossgelegt oder ihre Nähe lässt sich aus dem Kontakthof in den Schiefeln erschliessen. Der Skiddawgranit drang nahe der damals entstandenen Hauptantiklinalachse des Lakelanddistriktes ein. Ausbisse dieses Gesteins zeigen sich am Sinen Gill und im oberen Caldewtal. Jedenfalls muss der Granit in geringer Tiefe viel weiter reichen.

Der Old Red Sandstein ist das Ablagerungsprodukt der kaledonischen Gebirgsbildung. Im Karbon ging die Abtragung weiter, auch marine Sedimente wurden abgelagert. Neuerliche Bewegungen bedingten eine zweite kontinentale Phase im Perm, deren Sedimente diskordant auf dem Karbon liegen. Es kam zu einer ersten domförmigen Aufwölbung.

Reste von Trias und Lias konnten sich nur am äussersten NW-Rand erhalten. Wahrscheinlich kam es auch in der Jurazeit zu gewissen Bewegungen und Bildung einer Endrumpffläche noch vor Ablagerung der Oberkreide.

Am Ende der Kreide beginnt die 3. kontinentale Phase, die bis heute andauert. Jüngere Schichten wurden infolge starker Heraushebung im Tertiär beseitigt, Wiederholte Krustenbewegungen, die im älteren Miozän oder noch früher einsetzten, führten wieder zu domförmiger Aufwölbung, die mit Brüchen verbunden war. Diese Störungen knüpfen an ältere Linien an.

Vom Zentrum des Domes wurden bis heute etwa 3000 m Gestein abgetragen. Es folgen daher nach aussen ringförmig angeordnete Zonen immer jüngerer Ablagerungen, die vom Dom weg einfallen. (Karbon, Perm, Trias, Lias).

Auf den wohl oberkretazischen Deckschichten entwickelte sich infolge der domförmigen Aufwölbung eine radiale, konsequente Entwässerung. Die Gerinne schnitten dabei bis auf den alten Sockel ein, wobei sie sich zusehends an die Petrographie, an jüngere Störungszonen und alte Schwächezonen anpassten. Nur so ist zu verstehen, dass die Gewässer, obwohl sie ihren Lauf auf jüngeren Deckschichten anlegten, alten tektonischen Linien folgen. Die heutige Hydrographie ist daher wenigstens zum Teil ein vererbtes System.

Solche Störungszonen, denen Flussläufe und Talfurchen folgen, verlaufen von Windermere über Dunmail Raise Pass und Thirlmere ins Glenderaterratal, ferner von Borrowdale und Derwentwater ins Bassenthwaite Tal, von Keswick gegen Penrith und durch das Buttermere-Crummocktal. Auch Watendlath folgt wahrscheinlich einer Störung. Diese tektonisch vorgezeichneten Schwächezonen förderten die fluviatile und glaziale Ausräumung.

Die Aufwölbung des Lakedistrikts im Tertiär erfolgte in mehreren Phasen und führte daher zur Entstehung einer Rumpftreppe. Es entstand aber nicht ein einziger geschlossener Dom, sondern es ergab sich eine gewisse Differenzierung in verschiedenen Wölbungszentren besonders intensiver Heraushebungen mit relativen Senkenzonen dazwischen.

Zwei Antiklinen, deren Achsen NE-SW verlaufen, liegen im Skiddaw - (930 m) und Scawfellgebiet (978 m) vor, wo die Elemente der Rumpftreppe mit zunehmender Höhe immer stärker zerschnitten und aufgezehrt sind. Dazwischen ist die Muldenzone von High Seat (608 m), wo die Fellflächen auf weitesten Räumen erhalten blieben und die durch den Wechsel von Lava und Asche bedingte Bankung ein Ansteigen der Schichtbänder nach N gegen Skiddaw und nach S gegen Scawfell aufweist.

Sodann ist eine Differenzierung der Bewegungen in W-E-Richtung zu erkennen. Wieder ist High Seat ein Gebiet relativer Senkung zwischen dem Hochgebiet des Helvellyn (950 m) im E und Grasmoor (849 m) im W. Dazwischen liegt die betonte Senken- bis Bruchzone von Derwentwater-Borrowdale. Bei Beginn der Eiszeit fanden die Gletscher ein bereits völlig ausgereiftes Gebirgsrelief vor.

Der Lake Distrikt entwickelte sich infolge seiner grösseren Höhen zu einem Vergletscherungszentrum, besonders als die Schneegrenze unter 400 m sank und die grossen Fellflächen Nährgebiete wurden. Wahrscheinlich lag das ganze Gebirge unter Eis begraben, da sich auf Scawfell, dem höchsten Gipfel (978 m), deutliche Anzeichen glazialer Zurundung finden. Auch die prachtvollen U-förmigen Gaps in grossen Höhen (z.B. Windy Gap zwischen

Great- und Green Gable in 760 m) zeigen, dass eine mächtigere, bewegte Eismasse durch sie hindurchgezogen ist. Mit Beginn der Vergletscherung entstanden zunächst Plateau- und Talgletscher, die sich später zu einer Eiskappe zusammenschlossen. Besonders durch die Anhäufung von Eis in der Irischen See wurde auch die Wasserscheide von der Vereisung überschritten. Von Scawfell aus strömte das Eis in die tiefer gelegenen Gebiete nach N und S.

Durch Torfablagerungen und gelegentliche fluviatile Horizonte zwischen Geschiebelehmen sind 3 Vergletscherungen erwiesen.

Die frühschottische Vereisung brachte SW-schottische Criffelgranite in die Solwaysenke.

Während der Hauptvergletscherung, deren Ablagerungen im Lake Distrikt am weitesten verbreitet sind, stiessen Cumberlandeis und südschottisches Eis zusammen. Der N-Teil des Lake Distrikteises wurde gezwungen, am S-Rand des schottischen Eises entlang gegen SW abzufließen. Diese Tatsache ergab sich aus der Verbreitung der Criffelgranite und der Gesteine von Carrock Fell und Borrowdale, die als Leitgeschiebe dienen. Im Bereich von Skiddaw stauten sich die von N und S andrängenden Eismassen. Die Erratika von beiden Richtungen her sparen dieses Gebiet aus.

Nach der Hauptvergletschung folgte das letzte Interglazial mit Torfbildung. Die jüngste Eiszeitperiode brachte den schottischen Wiedervorstoss. Schottisches Eis drang noch einmal gegen Cumberland vor, ohne aber weiter ins Gebirge hinein zu gelangen. Es herrschte damals nur mehr Tal- und schliesslich Karvergletscherung. Während der letzten Phase wurden vielfach jene Moränen zurückgelassen, die die Karseen aufstauen.

Submarine, präglaziale Talfurchen zeigen, dass der Lake District vor der Vergletscherung wesentlich höher lag als heute, dass die tertiäre Hebung durch eine Senkung abgelöst wurde. Diese dauert bis in unsere Zeit an. Denselben Schluss gestatten untergetauchte, postglaziale Wälder sowie das Fehlen von Terrassen in den Tälern, während der Eiszeiten wurden dem Seenbergland die klassischen Formen glazialer Erosion und Akkumulation aufgeprägt. Der gesamte durch die Gletschererosion bedingte Formenschatz ist vertreten. Dies mutet in einem Gebirge von solch geringer Seehöhe ganz eigenartig an und gibt ihm seinen besonderen Reiz.

Nacheiszeitlich bildeten sich an den Gehängen riesige Schutthalden, sogen. Screes, auf den Fells ausgedehnte Moore. Durch die starke Talverschüttung kam es zu Verlandungsprozessen. Dies zeigt die Trennung von Derwentwater und Bassenthwaite See oder Buttermerc- und Crummock See.

Morphologischer Charakter des untersuchten Gebietes.

Auf den ersten Blick fällt der grosse Gegensatz von weiten, wenig reliefierten Fellflächen in verschiedenen Höhenlagen und steil abfallenden Felswänden von den Gipfeln und Schneiden zu Kar- und Talböden auf. Es stossen alte und junge Formenelemente verschiedener Erosionszyklen unvermittelt aufeinander. Die Hochgebirgsformen sind einer präglazial bereits ausgereift gewesenen Gebirgslandschaft aufgeprägt, die ihrerseits durch Mittelgebirgsformen mit allen Übergängen bis zu den greisenhaften Landschaftszügen auf den hochgehobenen Rumpfflächen gekennzeichnet ist und vor allem durch die fluviatile Erosion gestaltet wurde. Die Hochgebirgsformen aber gehören dem glazialen Zyklus an. Sie werden durch die nahezu völlige Waldlosigkeit des Gebirges und durch den in Höhen über 900 m schon äusserst spärlichen oder fehlenden Pflanzenwuchs unterstrichen.

Die Rumpfflächen sind treppenförmig um die Antiklinalgebiete angeordnet. Ihre zunehmende Zerstörung mit immer grösserer Höhenlage würde dafür sprechen, dass eine früher einheitliche Rumpffläche phasenhaft gehoben wurde. Die Parallelisierung und zeitliche Einordnung der Flächenelemente ist aus folgenden Gründen schwierig:

1. Die Aufwölbung war nicht einheitlich, sondern verteilte sich auf verschiedene Zentren.
2. Korrele Ablagerungen zu den einzelnen Hebungsphasen fehlen.
3. Durch tektonische Vorgänge wurden Flächenelemente vielfach in unkontrollierbarer Weise verstellt.
4. Die spätere fluviatile und glaziale Erosion hat grosse Teile der Flächen zerstört. Auf die erwähnten Schwierigkeiten hat z.T. schon J. Sölch hingewiesen. Die Chronologie und Parallelisierung der Flächenelemente wäre somit nur durch vergleichende Untersuchungen im ganzen Lake Distrikt unter Berücksichtigung der Verhältnisse in den übrigen Gebirgen der Britischen Inseln möglich. Die am häufigsten auftretenden Höhenlagen der Rumpfflächenreste des Untersuchungsgebietes sind 180-210, 300-330, 430, 490, 710, 800-830 und 890 m.

Wegen der bereits angedeuteten Schwierigkeiten in der Einordnung der Flächenelemente ist schwer exakt nachzuweisen, ob eine Hebung mit wachsender Phase vorliegt, doch ist dies sehr wahrscheinlich. Auch die Frage, in welchem Ausmass marine Vorgänge an der Bildung der Flächen mitbeteiligt sind, ist schwer entscheidbar. Ferner ist noch unbestimmt, ob gewisse Rumpfflächenreste Teile einer wiederaufgedeckten, alten Rumpffläche repräsentieren. Alle diese Fragen bedürfen noch eingehender und vor

allem weiträumiger Untersuchungen. Auch die englischen Forscher haben diese Probleme bis jetzt kaum in Angriff genommen.

Meist schneiden die Flächen steile bis saigere oder gefaltete Strukturen und gehen über verschiedene Gesteine hinweg.

Dass das Gebirge aus einer phasenhaft gehobenen und zerschnittenen Rumpffläche entstand, zeigt sich von jedem höheren Aussichtspunkt. Da sehen wir ihre Reste auf den Höhen der Rücken und Kuppen, vor allem aber auf den Fells erhalten. Überall schimmern diese greisenhaften Formen trotz glazialer Modellierung des Geländes hindurch. Die Reliefenergie im Bereich der gipfelnahen Rumpfflächen überschreitet kaum 100 m. Nur die Täler sind meist tief eingesenkt.

Terrassen.

Im Gegensatz zur reichen Gliederung der Rumpftreppe fehlen in den Tälern nennenswerte jüngere Terrassenreste nahezu völlig. Dies erklärt sich daraus, dass im Lake Distrikt seit dem Beginn des Diluviums die Hebung durch Senkung abgelöst wurde. Nur Schichtterrassen sind infolge des Wechsels von Lava und Asche besonders auf der E-Seite von Derwentwater recht häufig.

Alte Taltorsi.

Im Gegensatz zu der vorwiegend radialen Anordnung der heutigen Täler lassen sich Spuren einer älteren abweichenden Entwässerungsrichtung an hochgelegenen, breiten und langgestreckten, meist sehr gut glazial modellierten Sätteln verfolgen. Es handelt sich hier wohl um Reste von Tälern, deren Anlage auf eine frühere Phase der Aufwölbung zurückgeht, die aber durch spätere Hebung und Abtragung ausser Funktion gesetzt wurden. Möglicherweise waren es gelegentlich auch an Subsequenzonen anknüpfende Talzüge.

Glaziale Formung.

Das zweite wichtige Element der Landschaftsgestaltung ist der glaziale Formenschatz.

U-Form der Täler.

Überall, wo grössere individuelle Eisströme ungehindert fließen konnten, entwickelte sich in den Tälern, soferne sie von höheren Talwänden umrahmt sind, das U-förmige Querprofil. Das beste Beispiel dafür sind das Borrowdale- und Buttermeretal. Das U-Profil tritt sowohl in der Borrowdale- als auch in der Skiddawserie auf. Die Glättung der Gehänge ist freilich viel-

fach gering, vor allem dort, wo das Gestein auf engem Raume rasch wechselt. Besonders die Schichtkopfseiten der Talhänge sind oft rauh. Trotzdem zeigen solche Täler von einiger Entfernung gesehen ein gutes U-förmiges Profil. Da unmittelbar präglazial keine Hebung mehr erfolgte, sind fast durchwegs ganztalige Tröge entwickelt; ineinandergeschachtelte Tröge fehlen. Geradezu modellhaft schöne U-förmige Querprofile weisen manche hochgelegene Sättel auf.

Sehr gut ist der Gegensatz zwischen glazial bearbeiteten grösseren Tälern mit eigenem Eisstrom und glazial weniger beeinflussten kleinen Seitentälern ohne eigenen Eisstrom zu erkennen, die quer zur Hauptgletscherrichtung lagen und mit hoher Stufe münden. Sie blieben vielfach weit offen V-förmige Kerben, während das Haupttal U-Form hat. In grösseren Seitentälern mit eigenem Gletscher war die Eisbewegung oft durch den Hauptgletscher behindert, so dass es zu keiner Glättung der Trogwände kam.

Hängetäler.

Der Untersuchungsbereich ist das klassische Gebiet der Hängetäler. Besonders charakteristisch sind sie im oberen Borrowdale entwickelt, dessen kleinere Quelltäler fast alle mit hohen Stufen münden. (Comb-, Greenup-, Hause-, Sourmilk-, Styhead Gill usw.). An der W-Seite von Buttermere treten sie in der Borrowdale Vulkanischen Serie und im Ennerdale Granophyr, in Newlands und Coledale in der Skiddawserie auf. Die Stufenhöhe ist sehr verschieden. Sie kann wie SW Buttermere 300 m erreichen, was für ein relativ niedriges Gebirge sehr viel ist.

Stets wird die Mündungsstufe von einer Rinne zerschnitten, die meist seicht ist. Nur gelegentlich entstand eine etwas tiefere Schlucht wie bei Styhead Gill. Nirgends entwickelte sich aber bei Zerschneidung der Mündungsstufen eine Klamm, auch nicht an der Lodore Stufe, obwohl sie in harter Lava angelegt ist. Diese Eigenart erklärt sich wahrscheinlich aus jedem Fehlen junger Hebungsvorgänge, welche die Erosion anregen konnten und aus der grossen Jugend dieser Mündungsstufen, die erst auf glaziale Wirkung zurückgehen.

Nur selten steht die Stufenbildung an den Seitentalmündungen mit dem Auftreten festen Gesteins in Beziehung, wie etwa am Ausgang des Watendlathtales, wo harte, dickplattige bis massige, saiger stehende, quer zur Talrichtung streichende Lavaplatten mit quarzreichen Schiefern im Liegenden auftreten. Das ist das einzige Beispiel einer petrographischen mitbedingten Mündungsstufenbildung im untersuchten Gebiet.

Sonst handelt es sich fast durchwegs um rein glazial entstandene Hängetäler, deren Bildung auf die unterschiedliche Tiefenerosionsleistung des mächtigen Hauptgletschers und kleineren Nebengletschers oder Seitengerinnes zurückgeht. Die Höhe der Mündungsstufen zeigt, dass der Betrag der glazialen Tiefenerosion ziemlich bedeutend sein konnte. Die Stufenoberkante ist, sofern das Tal von einem Eisstrom benützt wurde, meist glazial gerundet und von Moräne gekrönt.

Talwegstufen.

Ausser den Mündungsstufen der Hängetäler finden sich in verschiedenen Tälern auch Talwegstufen, wie im oberen Coledale, Warnscale, Watendlath, Newlands oder Little Dale. Wo es sich nicht um Mitwirkung glazialer Konfluenz handelt (Coledale am Zusammenfluss mehrerer Kargletscher), liegen wohl glazial umgewandelte, im Tertiär bei der phasenhaften Heraushebung des Gebirges angelegte Gefällsteilen vor. Dies gilt für die Stufen in Little Dale, Warnscale oder Watendlath, wo petrographische Gründe für die Stufenbildung fehlen.

Kare.

Auch die Kare sind typisch entwickelt. Sie entstanden durchweg aus glazialer Erweiterung und Vertiefung fluviatiler Quelltrichter oder Talschlüsse und treten bevorzugt in N- und NE-Exposition auf, z.B. in Buttermere, Coledale, am Helvellyn und im obersten Borrowdale. An der S-Seite von Scawfell sind wegen der ungünstigen Exposition und der grossen Steilheit der Abfälle nur wenig typische Kare. Ähnliches gilt von Grt. Gable.

Besonders gut entwickelte Kare finden sich in den Gesteinen der Borrowdale Serie. Hier bedingten vor allem diese Formen den Charakter der Hochgebirgslandschaft. Aber auch im Granöphyr von Ennerdale und selbst in der Skiddawserie können sie gut entwickelt sein. Sehr häufig sind Talschlüsse karartig gestaltet, z. B. im Warnscaletal. Im Gebiet der flächen grossen Fells sind die Kare nur wenig entfaltet.

Rundhöcker.

Ein typisches Produkt der Erosionswirkung frei fliessender Eismassen sind die Rundhöcker. Sie gehen in unserem Gebiet meist über steil stehende Gesteinsplatten hinweg und treten in allen Gesteinsserien auf, besonders typisch jedoch in der Borrowdale Serie in Gesteinen mit horizontaler Schichtung und vertikaler Klüftung. Ausnehmend schöne Rundhöcker finden sich

auf den Höhen E Derwentwater (Wallow Crag) und Borrowdale (Grange und Shepherd's Crag), modellhafte Formen nördlich Grt. End zwischen Sprinkling- und Styhead Tarn. Aber auch in den Tälern gibt es gute Beispiele, so in Buttermere und Borrowdale, wo grössere Eisströme wirkten. Aus der Formung und Schrammung lässt sich die

Eisbewegungsrichtung

ablesen. Diese war in den Tälern, wo der Weg des Eisstromes durch die Talwände streng vorgezeichnet war, vielfach anders als auf den durch freiere Eisbewegung gekennzeichneten Fells. In Borrowdale z. B. folgen Eisschrammen und Längsachsen der Rundhöcker der S-N-Richtung, während auf Grange Fell in 305 m Höhe am Weg nach Watendlath die E-W-Richtung vertreten ist.

Hochgebirgsformen.

Zusammenfassend lässt sich über die Wirkung der Vergletscherung sagen, dass sie das Relief verstärkte. Die Hohlformen, Quelltrichter und Täler wurden stärker eingetieft, zwischen den Rundhöckern Hohlformen neu gebildet, die Mündungsstufen der Hängetäler neu angelegt, die Gefällsteilen zu Talwegstufen erhöht und akzentuiert, die Gipfel durch Kare eingeeengt und Zwischentalscheiden zu Schneiden oder gratähnlichen Formen zugeschärft. Die vorhandenen Hochgebirgsformen sind jedenfalls das Ergebnis der Glazialerosion. Besonders klar treten sie im Gebiet der Borrowdale Serie auf, vor allem in der Antiklinalzone des Scawfell und Grt. Gable an der SW-Seite, ferner im Warnscale Gebiet. Sie finden sich aber auch in der Skiddawserie, sofern das Gebirge genügend hoch ist, wie auf der SE- und S-Seite von Saddleback und im Bereich von Coledale. Am typischsten sind sie dort ausgeprägt, wo das Eis grösseres Gefälle hatte und frei fließen konnte.

Petrographisch bedingter Formenschatz.

Der petrographisch bedingte Formenschatz kennzeichnet sich durch den Gegensatz zwischen glatten, grosszügigen, flach gewölbten Umrissen der Berge mit flachen Rücken und breiten gewölbten Gipfelhauben in der Skiddawserie und den unruhig-knotigen, kleinkuppigen, getreppten bis zackigen Linien in der Borrowdale Serie. Letztere Formung ist besonders schön auf High Seat, Grange und Glaramara Fells zu beobachten. Die Kuppen und Knoten ergeben sich aus glazialer Zurundung austreichender Schichtköpfe der Laven zwischen Aschen und Tuffen auf den Rücken, die Treppung der Talhänge durch Schichtstufen-

bildung beim Wechsel von Laven und Aschen. In der Borrowdale Serie herrscht infolge des lebhaften Gesteinswechsels eine abwechslungsreiche Kleinformung; grosszügige Linien sind selten. Besonders klar wird diese gegensätzliche landschaftliche Formung im Derwentwater Gebiet, wo die beiden Talseiten je einer verschiedenen Gesteinsserie angehören. Ähnliches ist auch im Butteremere Tal zu sehn. Hier kommen die glatten aber scharfen Formen des Granophyrs dazu, so dass das Landschaftsbild noch abwechslungsreicher wird.

Blockbildungen.

Der Gesteinszerfall durch Verwitterung schafft die charakteristischen Formen der Blockstreu und Blockdecken.

Lose vielfach etwas kantengerundete Blockstreu gibt es in allen Höhenlagen auf Hochflächen und Hängen, in der Skiddawserie besonders auf steileren Böschungen. In Höhen über 760 m haben wir auf flachem Gelände auch geschlossene Blockdecken. In Borrowdale bevorzugen sie grob struierte Aschen oder Tuffe mit saigen oder schrägen Klüften und horizontaler Schichtung. Dies gilt besonders für Scawfell, wo in 880 m ein geschlossenes, tiefgründiges Blockmeer und Blockgipfel vorkommen. Am Skiddaw entwickelte sich in Höhen über 880 m ebenfalls eine mächtige, geschlossene Decke, die aber aus nicht gerundeten Schiefercherben und -platten besteht.

Auf Scawfell konnten zwei Blockgenerationen unterschieden werden. Auf etwas kantengerundeten Blöcken liegen scharf eckige Blöcke. Die Zurundung der Liegendblöcke erfolgte durch Gletschererosion, der Zerfall der eckigen Blöcke begann nach dem Eisrückzug und geht noch heute vor sich. Er erfolgte in situ in anstehendem Gestein wie auf Scawfell in grosser Höhe, auf Shepherd's Crag im Niveau von 152 m zu beobachten ist. Wenn die Stabilitätsgrenze überschritten wird, lösen sie sich aus dem Gesteinsverband und fallen der Schwerkraft folgend auf die Böschung, auf die Liegendblöcke, darauf. Aber auch die Liegendblöcke können weiter zerfallen.

Geschlossene Blockströme sah ich nur in Lava W Castle Crag und im innersten Longstrathtal. Im Granophyr von Carrok Fell gibt es richtige Wollsackformen.

Die gemachten Beobachtungen sprechen dafür, dass das Phänomen der Blockbildung stark petrographisch beeinflusst wurde. Dies deckt sich mit diesbezüglichen Erfahrungen im westlichen Mühlviertel.

Strukturböden.

Mehrfach waren recht deutliche Ansätze zur Strukturbodenbildung zu beobachten. Im Caldewtal gibt es schon in auffällig geringer Höhe (250 m) am linken Talhang Steinkreise und parallel oder saiger zu den Isohypsen verlaufende Schuttbänder, die gelegentlich recht verschlungene Formen bilden. Im Grainsgill Tal treten am linken Talhang in 366 m Höhe ebenfalls Schuttringe und durch Schutt gebildete Längs- und Querstreifen auf. S Bleaberry Fell nahe High Seat sind in 550 m Steinkreise zu beobachten, S Great End zwischen 850 m Steinkreise und Streifenböden auf schwach geneigter Fläche.

Dieselben Formen gibt es auf Skiddaw zwischen 880 - 910 m. Hier sind die Schieferplatten durch die Wirkungen des Frostschubes hochkant gestellt und die einzelnen Stücke aneinander Hochgepresst. Deutliche Steinstreifen laufen am W-Hang hinunter. Th. Hay, der diese Erscheinungen näher studierte, glaubt mit Recht, dass es sich bei diesen Strukturböden nicht um rein periglaziale Gebilde handelt, sondern dass sie sich noch heute weiter entwickeln.

Die Eisstaugebiete im Skiddawbereich.

Es sei nun noch auf ein Phänomen hingewiesen, das sich im Bereich des Gebirges innerhalb der Skiddawserie beobachten lässt.

Der schon präglazial durch den fluviatilen Erosionszyklus und die gesamte subaerile Abtragung herausgearbeitete petrographisch bedingte Gegensatz zwischen der Landschaftsformung in der Borrowdale- und Skiddawserie wurde durch die glaziale Modellierung noch markanter.

Nun fällt aber bei einem Fernblick vom Gipfel des Grisedale Pike 789 m auf, dass auch innerhalb der Skiddawserie trotz gleicher petrographischer Beschaffenheit ein grosser Unterschied im Grad der glazialen Umformung des Gebirges besteht. Das zeigt besonders klar der Blick gegen die Lorton Fells und Skiddaw. Die Grenze dieser verschiedenen Formung verläuft durch das Tal des Whit Beck über den Whinlatter Pass und das Comb Beck Tal in die Keswick-Penrith Furche hinein.

S dieser Grenze trägt das Gebirge im Bereich der Skiddawserie besonders in grösseren Höhen deutliche Spuren glazialer Umgestaltung, ebenso sogar Hochgebirgsformung, während nördlich derselben, beiderseits des Bassenthwaite Sees und selbst auf dem Hebungszenrum des Skiddaw 930 m die typischen Formen einer reifen Landschaft entgegnetreten und die Verjüngung durch den glazialen Erosionszyklus unbedeutend ist.

+ Richtigstellung:.....zwischen 850 und 880 m

S dieser Grenze begegnet uns mindestens von 600 m Höhe an, gelegentlich schon ab 360 m der ganze Reichtum des glazialen Formenschatzes: Stufentäler mit U-förmigen Querprofil, von halbkreisförmigen Steilwänden umrahmte, tief eingesenkte Kare, bei denen Karboden und Karschwelle klar ausgeprägt sind, ausgesprochene Kartreppen und wunderbare Hängetäler mit hohen Stufenmündungen und Wasserfällen. Die Skyline ist scharf umrissen und in Höhen über 760 m treten auch glazial zugeschärfte Gipfel und Schneiden entgegen. Diese Formung findet sich in der Skiddawserie im Hintergrund von Coledale, wenn auch die Hochgebirgsformung aus petrographischen Gründen nicht so charakteristisch ausgeprägt ist wie in der zu extremeren Formen neigenden Borrowdale Serie. Dasselbe gilt, allerdings infolge der geringeren Höhen in etwas abgeschwächter Masse, von Robinson 737 m, Hindscarth 726 m und Whiteside 703 m an der NE - Seite von Buttermere-Crummocktal. Im niedrigeren Gebirge z.B. Catbells 451 m sind mindestens typische Rundhöcker in allen Höhenlagen vertreten oder wenigstens die steil ausstreichenden Schichtköpfe glazial geglättet.

Es ist nun auffällig, dass der geschilderte Formenschatz im Skiddawgebiet trotz gleicher Gesteinsverhältnisse und wesentlich grösserer Höhen (930 m) entweder ganz fehlt oder nur untypisch entgegentritt.

Hier und im Gebirge N des Whinlatter Passes herrscht eine einfache, grosszügige Formung. Es fehlen schärfere Schneiden oder steile Gipfel, wir sehen nur flache Rücken und breite Kuppen. Auf diesen Höhen gibt es keine Rundhöcker und auch die steil ausstreichenden Schichtköpfe sind nicht glazial geglättet. In den Tälern ist die U-Form kaum vertreten, es gibt keine Talwegstufen und typische Kare und Kartreppen fehlen ebenso wie Hängetäler mit steilen Mündungsstufen. Im besten Fall ist eine glaziale Umformung nur ganz unklar angedeutet. Es gibt wohl tief eingerissene Quelltrichter, doch fehlen die halbrunde Felsumrahmung und eine ausgesprochene Sohle oder Schwelle der Nische. Die von den Quelltrichtern steil herabziehenden Tal-furchen haben weit offene V-Form. Eine Trogsohle ist nirgends entwickelt. Die Täler im Inneren des Massivs sind sehr flache, breite Mulden, in denen die Bäche im Oberlauf mäandrieren.

Besonders interessant ist, dass nicht einmal in der Borrowdale Serie N der erwähnten Grenzlinie glazial zugeschärfte Formen vorhanden sind, obwohl die Caldbeck Fells NE Skiddaw 656 m erreichen, also eine Höhe, bei der weiter S in Borrowdale der glaziale Formenschatz voll entwickelt ist und mindestens Ansätze zu Hochgebirgsformen auftreten. In den Caldbeck Fells aber gibt es nur rundliche Kuppen oder flache Rücken.

Diese differenzierte Formung sowohl innerhalb der Skiddaw- als

auch der Borrowdale Serie lässt sich nicht petrographisch erklären.

Vielmehr muss auf die Tatsache verwiesen werden, dass N der erwähnten Grenzlinie südschottisches - und Lake Distrikteis zusammenstießen, so dass die Eismassen einander anstauen mussten und die Eisbewegung zum Stillstand kam. Im Gebiet S der Grenzlinie herrscht die Formung durch frei fließende Gletscherströme, welche die Kare, Stufen und Trogtäler, die Rundhöcker und die Zurundung ausstreichender Schichtköpfe bedingten. Als dann das Gebiet von einer zusammenhängenden Eiskappe bedeckt war, übte die erhöhte Eismächtigkeit einen gesteigerten Druck auf die Talgletscher aus. Sie konnten ihre erosive Tätigkeit verstärken und die von ihnen vorgezeichnete Formung intensivieren und akzentuieren.

Im Skiddawgebiet aber wurden die Eismassen sowohl durch das von N herkommende südschottische Eis als auch durch die Gletscher, die aus Newlands und Coledale nach NE gegen die SW-Flanke des Skiddaw und gegen den Derwentgletscher drängten, mächtig angestaut, so dass kein freies Abfließen möglich war. Der Stau wurde durch das NE-Umbiegen des Derwenttales im Basentwaite Seegebiet weiter vergrößert. So konnten sich die Gletscher der Hocheiszeit im Skiddawgebiet weder in den Tälern noch in den Taltrichtern ungehindert entfalten. Deshalb fehlen auch die typischen Erosionsformen des frei dahinströmenden Eises: die U- und Stufentäler, gut ausgebildete Kare, Rundbuckel und glazial geglättete Schichtköpfe. Die früh- und späteiszeitlich wohl vorhanden gewesene Eigenvergletscherung des Skiddaw reichte zur Entwicklung eines typischen glazialen Formenschatzes nicht aus. Vielmehr tritt uns fast überall die fluviale Formung eines vorglazialen Erosionszyklus entgegen, wie er durch die tertiäre Hebung des Skiddaw angeregt wurde. Der glaziale Formenschatz ist bestenfalls nur angedeutet, typisch ausgestaltet ist er nicht.

Nun wird auch verständlich, weshalb selbst in der zu schärferer neigende Borrowdale Serie der Caldbeck Fells keine glaziale Modellierung möglich war. Diese Höhen liegen nämlich unmittelbar an der Grenze, wo sich südschottisches- und Lake Distrikteis trafen.

Aus der so verschiedenen Intensität der glazialen Formung innerhalb der petrographisch einheitlichen Skiddawserie ergibt sich die allgemein wichtige Erkenntnis, dass zur typischen Ausgestaltung des glazialen Formenschatzes eine gewisse Freizügigkeit in der Bewegung der individuellen Eisströme und eine größere Eismächtigkeit notwendig ist. Unter dieser Voraussetzung kann, wie besonders aus dem Auftreten der zahlreichen rein glazial bedingten Hängetäler im ganzen Untersuchungsbereich zu

erkennen ist, der Tiefenerosion der Talgletscher eine beachtliche Wirkung zugeschrieben werden.

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

- Schlager bezweifelt, dass auch die Gipfel noch überschliffen wurden; könnten die Rundkuppen nicht einfach Altformen sein?
- Pippan: Das ist zwar als Möglichkeit zuzugeben, trotzdem sind die Gipfel sicher überschliffen.
- Del-Negro: Wieso fehlen Talterassen trotz des Vorhandenseins von Stufen im Längsprofil?
- Pippan: Vielleicht wurden die Terrassen glazial entfernt. Es besteht aber ein Zusammenhang zwischen Stufen und Fellflächen.
- Schlager: Wurde der Anteil der Glazialerosion nicht doch überschätzt?
- Pippan: Der genaue Betrag der glazialen Tiefenerosion ist nicht zu ermitteln; dass sie aber eine Rolle spielte, ergibt sich vor allem aus dem Gegensatz zwischen dem Eisstaugebiet, wo Hängetäler fehlen und nur kleine Mündungsstufen von 20 - 30 m Höhe auftreten, und dem südlichen Gebiet, wo diese Stufen bis zu 300 m Höhe erreichen; dazu kommt z. T. rückläufiges Gefälle der Seeböden.

2. Diskussionsabend am 31. März 1955

Über die Gliederung und Entstehung
des alpinen Haselgebirges.

Vortrag Dipl. Ing. Othmar Schaubberger.

(Gekürzte Fassung)

Der erste petrographische Eindruck, den ein Besucher in unseren alpinen Salzbergbauen empfängt, ist der eines mehr - minder regellosen, in seinen Anteilen stark schwankenden Salz-Ton-Anhydrit-Gemenges, das bisher summarisch als "Haselgebirge" bezeichnet wurde¹⁾. Diese strukturelle Eigenart des alpinen Salzgebirges ist es auch, die den Salzbergmann zum "nassen Abbau" (Auslaugen des Haselgebirges mit Wasser) zwingt.

Dass aber die Regellosigkeit des Haselgebirges keine einheitliche ist, weiss man von altersher und so hat es an früheren Gliederungsversuchen nicht gefehlt. E.v. MOJSISSOVICS unterschied schon 1869 im Salzberg Altaussee eine "äussere, obere Anhydritregion" und eine innere, tiefere "Polyhalitregion", BEYSCHLAG gliederte mit grossem zeitlichen Abstand (1922) den Berchtesgadner Salzstock in "Haselgebirge" und in "geschichtetes Salzgebirge" und SEIDL glaubte 1927 die Schichtfolge des deutschen Zechsteinsalzes auch im alpinen Salinar nachweisen zu können.

Jeder Versuch, die Natur des Haselgebirges zu klären und die zweifellos ursprünglich vorhanden gewesene Schichtfolge zu rekonstruieren, wird ausserordentlich erschwert durch die Tatsache, dass die alpinen Salzlager eine sehr intensive dynamische Metamorphose mitgemacht haben, die sich in mehreren Phasen abgespielt hat und von tiefgreifenden chemischen Umsetzungen begleitet war. Dabei ist aber zu beachten, dass das Salz auf Druck sehr empfindlich²⁾ reagiert und in Gegenwart von Laugen schon bei ca 100 kg/cm² plastisch wird, Tektonische Schubkräfte, die in anderen Gesteinen intensive Verschieferung oder Mylonitisierung hervorrufen, werden vom Salz aufgefangen, sozusagen verschluckt und in Fliessbewegung umgesetzt. Es gibt somit keinen Salzschiefer!

Auch der Salzton ist nur an den Flanken eines Salzstockes, im

^{1/2)} Die Bezeichnung "Haselgebirge" ist nicht, wie man glauben möchte, bergmännischen Ursprungs, sondern erst seit den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts von geologischer Seite her in Anwendung gebracht worden.

unmittelbaren Einflussbereich des Reibungsdruckes verschiefert (Glanzschiefer), niemals aber im Kern des Salzstockes, wo er vom umgebenden Salz geschützt, keinem höheren Druck als $\pm 100 \text{ kg/m}^2$ ausgesetzt war.

In schmalen, gangartigen Salzstöcken (Ischl, Hallein z.T.) greift die Zone des Reibungsdruckes von beiden Seiten her relativ tiefer ein als in breiten Salzstöcken. Während in letzteren ein ausgesprochen laminares Salzfließen herrscht, wird es in schmalen Salzstöcken turbulent, erzeugt engstgestellte Kulissenfalten und führt zu fließtektonischen Entmischungsercheinungen. Die sedimentären Strukturen werden hier so weit verwischt, dass es nicht verwunderlich ist, wenn MAYRHOFER (Diss. 1954) das Haselgebirge des Ischler Salzberges als "das Ergebnis einer zonaren Misch-Mylonitisierung von Salz-, Ton, und Sulfatgesteinskomplexen" ansieht.

Anders im Hallstätter Salzberg. In diesem nahezu 700 m breiten Salzstock hat zwar ebenfalls eine kräftige fließtektonische Umformung stattgefunden, jedoch ohne wesentliche Zerstörung des Gesteins- Grossverbandes. Die einzelnen Salzgebirgsstraten sind so mächtig, dass ihre petrographische Eigenart auch durch metamorphe Überprägung und fließtektonische Reduktionen nicht verloren gehen konnte. Hallstatt war daher der Ausgangspunkt für die Gliederung des alpinen Salzgebirges und ist in diesem Sinne mit Stassfurt vergleichbar, wo das erste Profil des Zechsteinsalzes aufgestellt wurde. In Hallstatt haben auch die Untersuchungen über die Entstehung des Haselgebirges zu einem eindeutigen Ergebnis geführt.

Das alpine Salzgebirge, für das die Bezeichnung "Haselgebirge" nur als "pars pro toto" zu gelten hat, umfasst mehrere Gesteinstypen, die in gekürzter Wiederholung einer früheren Beschreibung (SCHAUBERGER 1949) nach abnehmendem Salzgehalt geordnet, im folgenden angeführt werden:

1. Steinsalzzüge (Kernstriche) mit mind. 90% NaCl
2. Kerngebirge mit 70 - 90% "
3. Haselgebirge (i. engeren Sinn) mit 10 - 70% "
4. Blättersalzgebirge mit 20 - 35% "
5. Sulfatgesteine (Nebensalze) Na_2SO_4 , K_2SO_4 , CaSO_4 , MgSO_4 für sich oder kombiniert
6. Karbonatgesteine (Dolomit)
7. Silikatgesteine (insbes. Kieselanhidrit).

Diese Unterscheidung von Gesteinstypen hat mit der stratigraphischen Gliederung des Salzgebirges nichts zu tun. Ein und dieselbe Gesteinstype kommt in mehreren Straten vor, jeweils aber in einer für die betreffende Strate charakteristischen Ausbildung.

Reine Steinsalzzüge spielen im alpinen Salzgebirge mengenmässig eine untergeordnete Rolle, sind aber als charakteristische Komponente gewisser Salzgebirgsarten wichtig. Dies gilt vor allem für das Bändersalz, dessen Habitus sehr an das Linien Salz des Zechstein III erinnert. Hier wie dort stellen die in rythmischer Wiederholung eingeschalteten Tonanhydritstreifengruppen zweifellos echte "Jahresringe" dar.

Einzelne Versuche, die primäre Natur der Kernsalzzüge anzuzweifeln und sie entweder als Lateralsekretion aus dem Haselgebirge (KOHLER 1903) oder als ein Produkt der Fluidaltektonik zu erklären (MEDWENITSCH 1950 und z. T. auch MAYERHOFER 1954) sind durch die Ergebnisse der Sporenanalyse widerlegt, die für die Jahresringe ein anderes Sporenspektrum ergeben hat als für das Zwischensalz (KLAUS 1953/54).

Als Kerngebirge werden unter Wiedereinführung eines alten Namens überwiegend ungeschichtete oder nur undeutlich gebänderte Steinsalzmassen bezeichnet, die einzelne Tonbrocken, Linsen von Blättersalzgebirge sowie kleinere und grössere Fragmente von Anhydrit- und Polyhalitbänken umschliessen. Im Gegensatz zum Haselgebirge i.e.S. zeigen aber die Einschlüsse des Kerngebirges eine zumeist deutliche Gruppierung zu "Brockenzügen" oder "Blockströmen". Aus einem grösseren Aufschluss (Werkshimmel) lässt sich unschwer ablesen, dass die Brockenzüge ursprünglich kompakte Zwischenschichten (aus Ton oder Anhydrite) im Steinsalz bildeten. Durch die Zugwirkung des "fliessenden" Salzes wurden die relativ spröden Zwischenmittel in einzelne Platten zerlegt und diese zu Fliesskörpern mit der charakteristischen Stromlinienform umgestaltet. Kommen die Brockenzüge durch starke Auswalzung des Kerngebirges sehr nahe aneinander zu liegen, so ergibt sich ein haselgebirgsähnliches Bild. Man könnte dann von einem fluidaltektonischen Haselgebirge sprechen. Eine solche Bildung stellt auch der sogen. "Zuber" von Stebnik (Galizien) oder das Tonbanksalz des Zechstein IV dar.

Das Haselgebirge i. engeren Sinn ist ein pseudokonglomeratisches Mischgestein aus Steinsalz und (vorwiegend) Ton, Das Steinsalz der Grundmasse ist so dicht mit feinsten Tonpartikeln durchsetzt, dass es kaum in Erscheinung tritt. In dieser tonigen Salzgrundmasse liegen dichtgepackt eckige und kantengerundete Tonbrocken, ausserdem fallweise auch Knauern von Anhydrit, Polyhalit, Sandstein u. anderen salinaren Gesteinen, niemals aber Fragmente des Deckgebirges. Zufolge der Homogenität des Tonmaterials und der gleichmässigen Körnung innerhalb gewisser Grenzen macht das Haselgebirge zuweilen einen geradezu monotonen Eindruck (Hall i. T.).

Der Anteil des Haselgebirges (i.e.S.) an der Lagerstättensubstanz beträgt

	im Salzburg Hall i.T. rund	80%
-"-	Dürrnberg-Hallein	70%
-"-	Hallstatt.....	60%
-"-	Ischl	50%
-"-	Altaussee.....	10%

Daraus geht hervor, dass streng genommen, nur die Salzlager von Hall i.T. und Hallein-Dürrnberg als Haselgebirgsstöcke bezeichnet werden können.

Das Blättersalzgebirge besteht aus manchmal sehr mächtigen Salziontrümmernmassen, die auf zahllosen Ablöseflächen und Klüften die verschiedensten, durchwegs sekundär auskristallisierten Salzausscheidungen führen, vor allem das papierdünne, reinweisse Blättersalz, ferner Fasersalz, Tonwürfelsalz, Faseranhydrit und Faserpolyhalit.

Es handelt sich beim Blättersalzgebirge zweifellos um die Fragmente ehemaliger sehr mächtiger Tonzwischenschichten (sowohl im Hasel- wie auch im Kerngebirge), die fluidaltektonisch zerrissen, verformt und mit zirkulierenden Laugen durchtränkt wurden.

Auf die Sulfat-, Karbonat- und Silikatgesteine soll in diesem Zusammenhang nicht näher eingegangen werden. Sie sind zu meist nur als akzessorische Bestandteile den übrigen Gesteinen, insbesondere dem Kerngebirge und Haselgebirge zugemengt, können aber in einzelnen Salzbergen bedeutende Verbreitung erreichen, wie z.B. der Anhydritdolomit im Salzburg Hall i. T.

Die petrographisch einwandfreie Unterscheidung verschiedener Salzgesteinstypen in den alpinen Salzlagerstätten zeigt schon, dass diese eine totale tektonische Beanspruchung, (-etwa als "Gleithorizont"), wie sie von den Deckentektonikern angenommen wird, nicht erfahren haben können. Denn dann müsste der ganze Lagerstätteninhalt gleichmässig zu Haselgebirge i.e.S., das ja als der "höchsttektonische Typus" gilt (MEDWENITSCH 1949, 1955), vermahlen worden sein. Dass dies nicht der Fall war, geht aus den z.T. recht niedrigen Anteilen des Haselgebirges in den einzelnen Lagerstätten hervor (siehe oben).

Zumindest müssten nun die übrigen Gesteinskomplexe, wenn sie schon als Restkörper erhalten geblieben sind, ohne deutliche Grenze aneinandergeschweisst und ineinander verwalzt sein.

Auch das ist nicht der Fall. Durch die detaillierte Grubenkartierung konnte im Hallstätter Salzstock, der nach SPENGLER (1943) ebenfalls eine sehr bewegte tektonische Vergangenheit hinter sich haben soll, eine überraschend gut erhaltene Schichtfolge mit mehreren markanten Leitschichten nachgewiesen werden.

Diese Schichtfolge umfasst von Süd nach Nord folgende Gebirgsarten:

- Südliches Grausalzgebirge
- Rotsalzgebirge
- Grünes Salztongebirge (mit Grünem und Graugrünem Haselgebirge)
- Buntes Salztongebirge
- Nördliches stinkdolomitisches Grausalzgebirge.

Uns interessiert hier hauptsächlich das Grüne und das Bunte Salztongebirge. Beide Salzgebirgsarten bestehen aus Haselgebirge i.e.S., das sich wiederum in verschiedene Spielarten unterteilen lässt.

An der Zusammensetzung des Grünen Haselgebirges ist ausser dem Salz (bis 50%) nur der sogen. Grüne Salzton beteiligt. Er unterscheidet sich petrographisch sehr deutlich vom sogen. Schwarzen Salzton, der für das Rotsalzgebirge charakteristisch ist. Das Grüne Haselgebirge wird vom Rotsalzgebirge durch eine markante polyhalitische Leitschicht getrennt, in der als Besonderheit sekundär gebildeter Talk auftritt. Das Grüne Haselgebirge steht in regelrechter Wechsellagerung mit grauweissen, manchmal auch rötlichen Bändersalzzügen von 0,5 - 3 m durchschnittlicher Mächtigkeit. An Stellen, die sozusagen im Stromschatten des Salzfließens lagen, macht diese Wechsellagerung einen noch sehr ursprünglichen Eindruck. Das nicht selten zu beobachtende unregelmässige Eingreifen des Haselgebirges in das darunterliegende Salz, passt zwanglos zu der Vorstellung, dass zu Beginn einer jeden Haselgebirgsperiode zunächst eine Laugenverdünnung eintrat, die zu einer teilweisen Wiederauflösung der zuletzt gebildeten Salzschicht führte.

Der streng monogene Charakter des Grünen Haselgebirges, der in Hallein und Hall durch das starke Zurücktreten der Bändersalzeinschaltung noch deutlicher zum Ausdruck kommt als in Hallstatt, beweist, dass hier wie dort keinerlei tektonische Vermischung mit benachbarten Schichten stattgefunden hat.

Auf das Grüne Salztongebirge folgt im Hallstätter Salzberg, wiederum durch eine 1 - 5 m mächtige Leitschicht ("Schwarz-buntes Haselgebirge") eingeleitet, das Bunte Salztongebirge. Es nimmt nahezu den ganzen Nordflügel der Lagerstätte ein und besteht aus Buntem Haselgebirge und seinen Spielarten.

Das Bunte Haselgebirge enthält Bruchstücke aller Tongesteine, die sonst im Salzgebirge vorkommen, wobei aber zonenweise der eine oder andere Ton überwiegt. Besonders charakteristisch sind Einschlüsse von rotbraunem Ton. Ausserdem führt das B.

Haselgebirge Knollen von Anhydrit. Muriazit, Polyhalit und zuweilen auch Sandsteine.

Der Salzgehalt des B.Haselgebirges ist mit 60 - 65% höher als der anderer Haselgebirgsarten. Dagegen enthält es keine Kernsalzzüge, sondern nur vereinzelt Kernstriche ("Salz-Zirren") oder es ist der Salzgehalt schlierenförmig zu Buntem Kerngebirge angereichert. Das Bunte Haselgebirge ist auffallend gleichmässig gekörnt und erweckt den Eindruck, als ob es innerhalb gewisser Korngrößen klassiert worden sei.

Am interessantesten sind aber fahlgrüne Brocken-Bänder, welche einzeln oder in Gruppen mit genauer Einregelung in das Streichen und Verfläachen das Bunte Haselgebirge durchsetzen und sich durch die ganze Lagerstätte verfolgen lassen. Sie wurden von E.ZIRKL (1949) erstmalig genauer untersucht und als Melaphyr-Tuffite identifiziert. Es handelt sich somit um ehemalige Aschen- oder Lapilli-Schichten, die im Zusammenhang mit der Eruption des Hallstätter Melaphyrs während der Bildung des Bunten Haselgebirges abgelagert wurden. Wichtig ist auch, dass diese Tuffitstreifen (ebenso wie der Melaphyr selbst) nur im Bunten Salztongebirge auftreten, somit in Hallstatt als Leitgestein für diese Salzgebirgsart gelten können.

Das Bunte Salztongebirge kommt auch in den Salzbergen Ischl, Hallein und Hall i. T. vor, hier jedoch ohne Tuffiteinschlüsse.

Dagegen treten im Graugrünen Haselgebirge von Hallein und Hall i.T. Sandstein-Brockenzüge auf, welche nach Art der Hallstätter Tuffitstreifen das sonst schichtungslose Haselgebirge regelmässig durchsetzen und in dem ausserordentlich eintönigen (weil kernstrichlosen) Haller Salzgebirge das Streichen und Verfläachen markieren.

In einem Haselgebirge, das laut Deckenlehre durch die völlige Mylonitisierung und tektonische Durchmischung einer ursprünglichen Wechselfolge von Steinsalz-, Ton- und Anhydritschichten entstanden sein soll, dürfte es keine, relativ ungestört durchlaufenden Tuffit- und Sandsteinhorizonte mehr geben. Ihr Vorhandensein beweist, dass die Trümmerstruktur des Haselgebirges auf eine primäre Anlage zurückgeht, dass also das Haselgebirge eine sedimentäre Brekzie darstellt.

Aber selbst dann, wenn diese Sandstein- und Tuffithorizonte inmitten des Haselgebirges nicht vorhanden wären, muss das häufige Nebeneinander von Kerngebirge und Haselgebirge zum gleichen Schluss führen. Es ist nämlich undenkbar, dass die tektonischen Kräfte im Kerngebirge nur eine einfache Zerstückelung der Ton- und Anhydritzwischen-schichten bewirkt, einige Meter weiter aber eine so vollständige Zerstörung einer Salz-Ton-Wechselfolgschichtung, wie sie das Haselgebirge i. e.S. ursprünglich dargestellt haben soll, hervorgerufen hätten.

Auch Schichtgrenzen und Leitschichten wären in der Mühle einer Deckenbewegung unbedingt zerstört und ausgelöscht worden.

Die Annahme einer sedimentären Entstehung des alpinen Haselgebirges ist an sich nicht neu. Schon KOHLER (1903) versuchte das Haselgebirge mit dem Salzpelit der Kalahariwüste zu vergleichen, übersah aber den grundlegenden Unterschied im Chemismus der Salze.

BEYSCHLAG (1922) erblickte im Haselgebirge einen fossilen Auslaugungsrückstand ehemals geschichteter Salzmassen und näherte sich damit schon der Erklärung als "Auflösungsbrekzie", die von LOTZE (1938) und anderen für gewisse haselgebirgsähnliche Bildungen im Zechsteinsalz vertreten wird. Darnach wäre aus einer ursprünglichen Wechsellagerung dünner Tonschichten mit Steinsalz letzteres durch subaquatische Auflösung (submarine Quellen) z.T. wieder entfernt worden und auf diese Weise sei die Wechsellagerung zu einem brekziösen Gemenge zusammengebrochen.

Bei den heute noch viele hundert Meter mächtigen Haselgebirgsschichten ist ein solcher Vorgang ganz unwahrscheinlich, weil sich durch die abdichtende Wirkung der Tonzwischenschichten und der rasch zunehmenden Laugenkonzentration ein solcher Auslaugungsprozess bald totlaufen musste. Ferner sprechen auch in diesem Falle die inmitten des Haselgebirges intakt gebliebenen Tuffit- und Sandsteinhorizonte gegen eine Zerstörung des Schichtverbandes durch Auslaugung.

Die befriedigendste Erklärung für den Vorgang der sedimentären Haselgebirgsbildung ist jene, welche erstmalig von FULDA (1923) auf eine Tonsalzbrekzie des deutschen Zechstein angewendet und vom gleichen Autor 1938 auch für das alpine Haselgebirge in Betracht gezogen wurde.

Darnach wurden die im Vorfeld der Salzwannen abgelagerten und schon einigermaßen verfestigten Tonschichten von ozeanischen Flutwellen oder von torrente-artigen Hochwässern aus dem kontinentalen Hinterland erodiert, teils als Schutt, teils als Schlamm in das Salzbecken eingeschüttet und zugleich mit dem ausfallenden Salz neuerlich sedimentiert. Einerseits konnten auf dem relativ kurzen Transportweg die grösseren Schichtbruchstücke nicht völlig zerstört und andererseits die Tonbrocken in der spezifisch schweren Salzlauge ziemlich weit verfrachtet und so über eine grössere Fläche sedimentiert werden. Die zugleich eingeschwemmte Tontrübe lieferte den tonigen Anteil der Haselgebirgsgrundmasse oder bildete, wenn sie in zeitweilig grösseren Mengen anfiel, kompakte Tonzwischenschichten, die später fliesstektonisch zu Blättersalzgebirge verarbeitet wurden.

Ich möchte das Haselgebirge und jedes auf solche Art gebildete Gestein als Einschüttungsbrekzie bezeichnen.

Dem bereits erhobenen Einwand (MAYRHOFER 1955), dass die vorwiegend scharfkantigen Bruchflächen der Tonbrocken einen aquatischen Transport auch nur über kurze Strecken ausschliessen, kann mit der Vorstellung begegnet werden, dass auch eine Am-Ort-Zerstörung der Tonschichten durch andauernde heftige Bodenbewegungen, die ihrerseits wieder Flutwellen auslösten, stattgefunden haben kann. Jedenfalls deuten auch die häufigen Rekurrenzen in der Laugenkonzentration und die starke Zufuhr klastischen Materials auf sehr unruhige Verhältnisse während der Salzbildung hin. Es ist in diesem Zusammenhang bezeichnend, dass während der Bildung des Bunten Haselgebirges auch die Melaphyreruptionen erfolgten - als Begleiterscheinung des bereits einsetzenden Absinkens der alpinen Geosynklinale.

Die grossräumige Verbreitung des Grünen Haselgebirges, das sich bei sehr einheitlicher Ausbildung von Hall i. T. bis zum Bosruck (nach dem Stand unserer heutigen Kenntnisse), d.i. über eine Entfernung von 225 km erstreckt, weist ebenfalls auf eine regionale Ursache der Haselgebirgsbildung hin.

Während die ausgesprochen monogene Zusammensetzung des Grünen Haselgebirges, die sogar einen Gehalt an Anhydrit nahezu ausschliesst, auf ein aussersalinales Herkunftsgebiet seines pelitischen Anteiles schliessen lässt, muss für das polygen zusammengesetzte Bunte Haselgebirge angenommen werden, dass es aus den Komponenten bereits sedimentierter und dann wieder zerstörter Salzgebirgsschichten, vor allem des Grünen Salztongebirges und des Rotsalztongebirges gebildet worden ist. Der Vorgang ist so zu denken, dass Teilbuchten oder Randwannen des Salz-Grosswatts, in denen die Sedimentation der älteren Salzfolge bereits zu einem gewissen Abschluss gekommen war, durch Niveauverschiebung wieder in den Wirkungsbereich der Erosion gerieten; ihr Inhalt wurde aufgearbeitet und neuerdings in das tiefer liegende Hauptbecken eingeschüttet. Vielleicht ist auch der stark sulfatische Einschlag der alpinen Salzlager auf Laugenzuflüsse aus solchen wiederaufgelösten Salzschichten zurückzuführen.

Die Auffassung des Bunten Haselgebirges als eine jüngere und deszendente Bildung der alpinen Salzschieferfolge wird durch die neuesten Ergebnisse der Sporenanalyse (W.KLAUS 1955) bestätigt.

Die Toneinschlüsse im Bunten Haselgebirge liefern ein älteres Sporenspektrum als die Salzgrundmasse, sind also als Frägmente erosiv aufgearbeiteter älterer Salzstraten in eine jüngere Salzabscheidung wieder eingelagert worden. -

Ich fasse zusammen:

1. Das alpine Haselgebirge i. weiteren Sinn (=Salzgebirge) besteht aus mehreren Salzgesteinstypen, die sich, obwohl der gleichen Lagerstätte angehörend, petrographisch und genetisch voneinander unterscheiden. Kernsalzzüge, Kerngebirge (im Wechsel mit Ton- und Anhydritschichten) und Blättersalzgebirge wurden als normale Schichtgesteine im Salzbecken sedimentiert, dann - im Zuge der grosstektonischen Ereignisse - fliesstektonisch mehr oder minder stark verformt.

Das Haselgebirge i. engeren Sinn entstand als an sich schichtungslose Einschüttungsbrekzie, die zeitweilig durch eingeschwemmten Tonschlamm oder Sand, in einem besonderen Fall (Hallstatt) auch durch vulkanische Asche normal überschichtet wurde. Später unterlag das Haselgebirge i.e.S. ebenfalls der fliesstektonischen Umformung, die sich aber in dem von Haus aus fast schichtungslosen Trümmergestein nicht so intensiv und sinnfällig auswirkte wie in den geschichteten Salzgesteinen.

Durch den Nachweis der sedimentären Natur des Haselgebirges (i.e.S.) wird die Bedeutung des alpinen Salinars für die Mechanik der Deckenbewegungen erheblich eingeschränkt. Das Haselgebirge ist kein Tektonit im Sinne der Deckenlehre, kann daher nicht als unbedingter Beweis für die Intensität und das Ausmass von Deckenschüben herangezogen werden. Eine Salzlagerstätte mit so vorzüglicher Erhaltung der primären Schichtfolge, wie sie z.B. Hallstatt darstellt, kann nicht total als "Schmiermittel" eines Deckschollentransportes fungiert haben. Es muss zumindest für solche Salzlagerstätten vertreten werden, dass sie den Deckenschub im schützenden Verband oder gar nicht mitgemacht haben.

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

Pippan: Kam es bei der sedimentären Einschüttung zur Grössensortierung?

Schaubberger: Das war i.a. nicht der Fall; trotzdem kommt tektonische Entstehung für den Grossteil des Haselgebirges nicht in Betracht, denn eine so gleichmässige Beschaffenheit wie die des Grünen Haselgebirges wäre tektonisch nicht denkbar. Dazu kommen die Tuffit- und Sandsteinlagen.

Schlager: Die permische Alterseinstufung zieht keine tektonischen Folgen nach sich; das Haselgebirge wurde auf alle Fälle an der Basis der Triasschollen verfrachtet. Das beweisen die Verhältnisse am Dürrnberg, wo das Haselgebirge mit den Hallstätter Kalken eng verbunden ist, diese aber dem tirolischen Neokom aufliegen. Wie immer die Struktur des Haselgebirges beschaffen sein mag, es muss jedenfalls auf tektonischem Wege in seine heutige Position gelangt sein.

Schaubberger: Es ist zuzugeben, dass das Haselgebirge am Dürrnberg in die tirolische Mulde tektonisch hineinverfrachtet wurde; nur ist es nicht das Produkt der Tektonik. Die Seidlische Theorie eines Salzteppichs unter den Alpen ist sicher falsch. Bei Hallstatt lässt sich aber das Haselgebirge schwerlich von der Plassendeckscholle im Sinne Spenglers beziehen, sondern mit Kober aus einer tieferen Decke. Vielleicht gilt dies auch für den Salzberg von Berchtesgaden?

Del-Negro: Eine unterschiedliche Deutung der vom Tirolikum einheitlich umrahmten Salzberge von Hallein und Berchtesgaden dürfte sich kaum empfehlen. Bei Hallstatt allerdings sprechen die Verhältnisse im Erbstollen eher für die Kobersche Deutung (besonders auch die Vergesellschaftung von Liasflockenmergeln, Crinoidenkalk und Hornsteinkalk); der Plassen selbst wird aber doch eher mit Spengler als Deckenscholle aufzufassen sein, was seine tektonische Trennung vom Grossteil des Haselgebirges bedeuten würde.

Sind die alpinen Salzlagerstätten nicht wenigstens im Vergleich mit denen der Karpathen stärker tektonisch beansprucht, da dort der Mantel, den auch Schaubberger als Tektonit auffasst, erheblich dünner als in den Alpen ist (Mocwcnitsch)?

Schaubberger: Dies erklärt sich aus der Wechsellagerung Salz-Ton, die in den Karpathen fehlt, also aus stratigraphischen Gründen. Die Verfrachtung des alpinen Haselgebirges erfolgte jedenfalls so, dass ursprünglich sedimentäre Strukturen erhalten blieben. Das Haselgebirge war schon vortektonisch vorhanden und wurde als solches verschoben.

3. Diskussionsabend am 5. Mai 1955

Geologische Studien im Tauglboden.

Vortrag von Prof. Max Schlager

Einleitung: Nachdem die Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der Oberalmschichten und des Neokoms im Plateau von St. Koloman beendet waren, wandte ich mich dem Studium jener Juraschichten zu, die im Quellgebiet der Taugl, im sogenannten Tauglboden unter den Oberalmschichten aufgeschlossen sind.

Trias als Unterlage des Jura ist hier nirgends angeschnitten. Das tiefste sichtbare Glied der Schichtfolge sind vielmehr die charakteristischen roten, knolligen Kalke der Adneter Schichten. Zwischen diese und die Oberalmschichten ist eine mehrere hundert Meter mächtige Schichtfolge eingeschaltet, die zwar im grossen einheitlich erscheint, im einzelnen jedoch aus einem rythmischen Wechsel von petrographisch sehr verschiedenen Gesteinen besteht, so dass es unmöglich ist, diese Schichtgruppe mit einem petrographischen Namen kurz zu benennen. Andererseits erweisen sich diese Gesteine bisher als fast fossillere, so dass auch ein auf ihre Altersstellung hinzielender Name nicht gefunden werden kann. Der in der Literatur bisher manchmal verwendete Name "Doggermergel" ist aus diesen Gründen abzulehnen. Eine Exkursion in das östlich benachbarte Gebiet des oberen Zinkenbaches, auf der Professor Dr. Wilhelm Vortisch die Freundlichkeit hatte, mich zu führen, belehrte mich, dass dort ähnliche Gesteine aufgeschlossen sind. Vortisch bezeichnet sie als "Plattenkalk des Malm". Diese Bezeichnung möchte ich nicht verwenden, da sie den Mergelreichtum des Schichtkomplexes vernachlässigt, der in der Taugl eher noch grosser zu sein scheint. Gerade dieser Mergelreichtum verursacht aber eine der auffallendsten Eigenschaften, nämlich die starke Neigung zu Hangrutschungen, durch die Häuser und Felder der Bauern bedroht werden. Da es aus technischen Gründen vorteilhaft erscheint, eine kurze Bezeichnung für die erwähnten Gesteine zwischen Adneter- und Oberalmschichten zu haben, möchte ich vorschlagen, sie nur für die Zwecke des vorliegenden Berichtes als Tauglbodenschichten zu bezeichnen.

Mit grösster Wahrscheinlichkeit kann man annehmen, dass die Tauglbodenschichten einen grossen Teil der Strubbergsschichten am Nordrand des Tennengebirges gleichzusetzen sind. Jedoch ist es nicht zugänglich, diese Lokalbezeichnung auf das Tauglgebiet anzuwenden, da ein guter Teil der kennzeichnenden Eigenschaften der Strubberg-

schichten von ihrer starken tektonischen Beanspruchung durch den Einschub der Lammernmasse herrührt. Die schönen Juraaufschlüsse der Glaserbachklamm zeigen keine Gesteine, die den Tauglbodenschichten entsprechen; im Gebiet von Berchtesgaden aber, wo ein verwandtes Schichtpaket zu bestehen scheint, ist wiederum kein Name in Gebrauch, der auf unser Gebiet angewandt werden könnte.

Die allgemeine Lage des Untersuchungsgebietes im Gesamtbau der Tauglgruppe ist dadurch gekennzeichnet, dass es grösstenteils im Nordflügel der ENE-streichenden Juramulde gelegen ist, so dass im allgemeinen flaches S-Fallen herrscht. Dadurch sind in den langen nördlichen Seitengraben der Taugl die Schichtflächen, in den kurzen und steilen südlichen aber die Schichtköpfe zu sehen. Im Kern der Juramulde sind die Tauglbodenschichten durch die Oberalmschichten verdeckt, nur im Profil des Kneilgrabens erscheint noch ein schmaler Streifen von hangendsten Teilen der Tauglbodenschichten, der teils dem Muldenkern, teils dem Südflügel angehört.

Die Ortsangaben beziehen sich grösstenteils auf die Österr. Karte 1:25.000, Blatt 94/2, Süd, Trättberg. Jedoch wurde für die geologische Kartenaufnahme, die im Masstab 1:10.000 erfolgte, auch die Forstkarte St. Koloman benützt, für deren leihweise Überlassung ich der Forstverwaltung Hallein zu Dank verpflichtet bin; ebenso auch das Katasterblatt der Katastralgemeinde Taugl im Masstab 1:10.000, das mir in dankenswerter Weise von der Gemeinde St. Koloman zur Verfügung gestellt wurde. Herzlich danken möchte ich an dieser Stelle auch Herrn Prof. Dr. Vortisch für die tatkräftige Förderung meiner Arbeit durch rasche Bestimmung einzelner Fossilien. Schliesslich muss ich aber auch noch des starken Rückhaltes gedenken, den mir die Geologisch-mineralogische Arbeitsgemeinschaft am Haus der Natur in Salzburg gab.

Bei den Untersuchungen im Gelände wurde folgenden Fragen besonderes Augenmerk zugewandt:

- 1) Die Verbreitung der Adneterschichten und ihre stratigraphische Stellung
- 2) Gesteinsausbildung und Altersstellung der Tauglbodenschichten
- 3) Das Verhalten der Tauglbodenschichten zu den Adneterschichten
- 4) Verhältnis zu den Oberalmschichten.

Adneterschichten.

Im Bett des Tauglbaches sind die Adneterschichten in der schönen Klamm NE Jägerwirt (Spezialkarte: W.H.728 beim Bauernhof David) aufgeschlossen. Von hier sind sie durch die Klamm des untersten Urban Grabens aufwärts zu verfolgen und reichen mit Unterbrechungen bis über Kote 831 nordwärts. Das Gefälle des

Urbanbaches ist im allgemeinen ungefähr gleich gross wie der Fallwinkel der Adneter Schichten. Flache Verbiegungen und kleine Brüche bewirken, dass auf 2 Strecken des Bachlaufes die hangenden Tauglbodenschichten bis unter die Talsohle herabreichen; es ist das etwas oberhalb der Einmündung des von der Gaisbichlalm kommenden linken Seitengrabens und ein zweitesmal unterhalb Punkt 831 der Fall. Das Liegende der Adneterschichten war zur Zeit der Begehungen nirgends aufgeschlossen; jedoch sind die Aufschlüsse an der reichlich mit Schotter bedeckten Talsohle so wechselnd, dass eines Tages das Liegende sichtbar werden kann. Die grösste erschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 15 m. Es handelt sich fast durchwegs um rote, knollige, tonreiche Kalke, die reichlich Nautiliden, Ammoniten und Belemniten führen. Nur in etwa 800 m Höhe sind in einem rechten Seitengraben auch graue Kalke aufgeschlossen, welche die roten Schichten teils unterlagern, teils seitlich aus ihnen hervorgehen. Sie gehören in ein tiefes Niveau der Adneterschichten.

Im Sommer des Jahres 1955 sammelte ich bei Kote 831 aus einer etwa 1 m mächtigen, weichen, tonreichen Schicht, die etwa 2-3 m unter der Oberkante der Adneterschichten liegt, eine kleine Ammonitenfauna, für deren rasche Bestimmung ich Herrn Professor Vortisch besonders dankbar bin. Sie enthält Leitfossilien von Lias C. Anschliessend die Fossilliste:

1. Wahrscheinlich Harpoceras falciferum Sow. Schalensexemplar; in diesem Zustand nicht unterscheidbar von Hildoceras serpentinum Reynés, beide im tiefsten Lias E, wofür auch die Eisenrinde charakteristisch ist.
2. Hildoceras copiapense Möricke, Oberlias
3. Coeloceras desplacéi d'Orbigny
4. Coeloceras cf. crassum Phillips
5. Hildoceras levisoni Simpson, 4 Exemplare, Leitfossil für Bifrons-Zone, für die auch die Gesteinsbeschaffenheit charakteristisch ist.
6. Phylloceras nov. spec. aff. frondosum Reynés, Oberlias-tiefer Dogger.
7. Phylloceras nilssoni Höbert, häufig im Oberlias und tiefen Dogger.

Die Adneterfazies reicht also hier bis in den Oberlias. Vielleicht lässt sich in den obersten Bänken der Adneterschichten auch noch der oberste Oberlias nachweisen, wie das von Kühnel (Geologie des Berchtesgadener Salzberges, Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilage Bd. LXI, Abt. B Seite 463) für das benachbarte Göllgebiet schon geschehen ist.

Tauglbodenschichten.

Aus dieser Folge mannigfaltigster Gesteinsschichten soll zunächst der vorherrschende Typus geschildert werden.

Am häufigsten trifft man dünnschichtige, graue, kieselige Kalke und Mergelkalke. Die Stärke der Platten ist etwa 1 dm, manchmal aber auch nur wenige cm. Am Bruch zeigt das Gestein eine feinkörnige Struktur, im Gegensatz zu dem dichten, muscheligen Bruch der Oberalmmer Mergelkalke. Eine äusserst feine Bänderung verursacht durch Struktur-, manchmal auch durch Farbwechsel, ist häufig sowohl am Bruch als auch auf der Anwitterungsfläche zu erkennen. Bruchstücke sind eckig, scharfkantig. Der Kieselgehalt ist fein verteilt und bewirkt eine dunkelbraune Verwitterungsfarbe im Gegensatz zu dem hellen Grau der angewitterten Oberalm-schichten. Seltener treten schmale Hornsteinbändchen auf oder unscharf begrenzte, so stark verkieselte Partien, dass sie nicht mehr ritzbar sind. Die Schichtflächen sind meist tonig oder sandig und entweder glatt und ebenflächig oder reich an Wülsten, Knoten und Kriechspuren.

Dünnschichtige Mergelschiefer füllen die Schichtfugen zwischen den Kieselkalkplatten. Sie bilden Lagen von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern und zeigen teils graue, grünlich-graue, rötlichgraue oder rote Farbtöne; manchmal erscheinen auch grüne Flecken auf rotem Grunde. Der Farbton übereinanderliegender Schichten ist nicht selten verschieden, so dass im Querschnitt eine feine Bänderung erscheint. Würmröhren durchziehen diese Mergelschichten oft kreuz und quer; sie sind immer senkrecht zu den Schichtflächen zusammengedrückt. Ein Netzwerk sich kreuzender Sprünge lässt die austrocknenden Mergelschiefer in rhombische Stückchen zerfallen.

Bänke harter Sedimentärbrekzien sind in die Folge der bisher geschilderten Gesteine wiederholt eingeschaltet. Ihre Dicke schwankt ausserordentlich, von wenigen Zentimetern bis zu 1.5m, ausnahmsweise sogar 2 und 3 m. Nach der Begrenzung der Bänke kann man 2 Typen unterscheiden. Manche sind oben und unten scharf begrenzt, wobei häufig die Korngrösse nach oben zu abnimmt, sodass ein Übergang in ein feinsandiges Sediment erfolgt. Andere dagegen haben eine unscharfe Begrenzung, Brekzienmasse erscheint mit Mergelschiefer verknetet. Während die Schichten im Liegenden und Hangenden ganz ruhig lagern, zeigen Mergelschiefermassen innerhalb einer solchen Brekzienbank oft die tollsten Verkrümmungen und Faltungen. Das Bild dieser "internen" Störungen einer Brekzienbank ist gänzlich verschieden von den Verformungen, wie sie an den jungen Brüchen und Faltungen auftreten; man hat mehr den Eindruck einer Fließbewegung als den einer Zerkrümmung.

An den herrlichen Aufschlüssen, wie sie durch die Verbreiterung der Tauglbodenstrasse gegenüber vom Struber entstanden, sind wunderbare Bilder untermeerischer Sedimentgleitung zu sehen. Während Hangend- und Liegendsschichten ungestört weiterziehen, erscheinen innerhalb einer Schicht walzenförmige Gebilde, in denen Brekzienmasse und Mergelmasse wie in einer Ronlade zusammengerollt sind. Bei der Bildung dieser Walze muss der Gesteinsbrei noch ganz weich gewesen sein, da keinerlei Zerbrechen stattfand. Oder eine normale Folge von Kieselkalken mit Mergelschieferzwischenlagen ist unvermittelt unterbrochen von einer Brekzienmasse, die wie ein Murgang in die feinen Sedimente eingedrungen ist. Es gibt aber auch Bewegungsbilder in Brekzien, wo ein Teil weich verformt erscheint, während ein anderer Teil Bruchvorgänge zeigt, die darauf hinweisen, dass dieser Teil des Sedimentes zur Zeit der Bewegung schon fest war.

Die unscharf begrenzten und intern bewegten Brekzien sind meist mächtiger und gröber als die scharf begrenzten.

Das seitliche Auskeilen von Brekzienbänken zwischen Mergelschiefern und Kieselkalken ist nicht selten zu sehen. Da die harten Brekzien sich mechanisch ganz anders verhalten als die sie begleitenden dünn-schichtigen Gesteine, ist es nicht verwunderlich, dass sie durch die gebirgsbildenden Kräfte oft in linsenförmige Druckkörper aufgelöst wurden.

Die Korngrösse der Brekzien schwankt sehr. Besonders häufig ist Erbsen- bis Haselnusskorn. Manchmal wurden auch Blöcke von 20 - 30 cm Durchmesser beobachtet. Auch der Abrollungsgrad ist unterschiedlich; meist ist nur eine leichte Kantenrundung festzustellen, gut gerollte Stücke sind selten. Feinkörnige Brekzien bekommen ein granitmarmorartiges Aussehen und erinnern an das Oberozän des Untersberg-Nordfusses, mit dem auch durch den ständigen Wechsel mergeliger und brekziös-sandiger Ablagerungen eine gewisse äussere Ähnlichkeit besteht. Nach den bisherigen Erfahrungen habe ich den Eindruck, dass die Brekzien im Tauglbett selbst und in den südlichen Seitengraben mächtiger, häufiger und gröber sind als in den nördlichen Seitengraben, wo Zahl, Dicke und Korngrösse gegen N zu immer mehr abnehmen. In einigen dieser Gräben konnte ich 40 - 50 m mächtige Zonen feststellen, in denen die Brekzien (abgesehen von feinsten Bändern an der Basis sandiger Bänke) überhaupt fehlen, auch gegen die hangenden Teile der Tauglbodenschichten zu scheinen im N die Brekzien rasch abzunehmen.

Die Komponenten der Brekzien. Alle eingeschlossenen Gesteins-trümmer sind kalkalpiner Herkunft. Manche Brekzienbänke sind überhaupt recht einheitlich zusammengesetzt und bestehen vor-

wiegend aus hellbräunlichen Kalkstücken, die wohl aus dem oberhätischen Riffkalk abzuleiten sind. Bei anderen ist das Bild zwar etwas bunter, indem auch graue, rötlichgrau, rötliche und grünliche Kalke und Mergelkalke dazutreten. Sie alle aber sind ableitbar aus Kössenerkalk, Dachsteinkalk und tieferen Jura-gesteinen der Osterhorngruppe. Zu den Kalken gesellen sich noch schwarze und braune Hornsteine.

Die Verkittung der Trümmer ist eine äusserst feste. In den meisten Fällen tritt das Bindemittel nicht deutlich hervor.

Heller Riffkalk. An 4 Stellen sind in die Tauglbodenschichten Riffkalke eingelagert, die seitlich aus Brekzienbänken hervorzugehen scheinen: an der Tauglbodenstrasse gegenüber vom Struber; im Tauglbett unterhalb Struber (Kote 682); am N-Hang des Taugltales W vom Struber; im Kneilgraben am Zusammenfluss der grossen Bäche in etwa 830 m Höhe.

An der Tauglbodenstrasse selbst zeigen die frischen Anschnitte des Hanges nur isolierte Blöcke hellen Riffkalkes, die in der seitlichen Fortsetzung eines Brekzienbandes liegen, aber von Moräne und Verwitterungslehm so eingehüllt sind, dass kein klarer Einblick in die Kontaktverhältnisse gewonnen werden kann. Oberhalb der Tauglbodenstrasse steht im Walde ein neues Blockhaus; unter ihm zieht eine mindestens 5 m dicke Platte eines hellgrauen, gelblich- oder rötlichgrauen, kristallinen Riffkalkes ostwärts den Hang empor. Bald nimmt aber die Mächtigkeit ab, die Aufschlüsse werden schlechter, man hat den Eindruck, dass sich die Riffkalkplatte in einzelne Blöcke auflöst und allmählich verliert. Gegen W zu reicht der Riffkalk abwärts fast bis zur Strasse, wo er östlich eines kleinen Brunnens auskeilt. In seiner Fortsetzung sind in einem kleinen Bachriss unmittelbar daneben Brekzien aufgeschlossen.

Eine mächtigere Riffkalkmasse erscheint im Bett der Taugl bei Kote 682 und verursacht eine sehr schöne, 150 m lange Klamm, die sogenannte Strub. Die Riffkalkmasse hat linsenförmige Gestalt und wird allseits von Brekzien mit rotem Bindemittel sowie Kieselkalcken mit Mergelschieferzwischenlagen ummantelt. Vollkommen gleichartig verhält sich auch die Riffkalklinse im Kneilgraben, jedoch ist sie nur 100 m lang.

Das Riffkalkvorkommen am Nordhang des Taugltales W Struber liegt unter dem Weg, der zum Lengfelder führt. Es dürfte von jenem beim Blockhaus ober der Tauglbodenstrasse anstehenden nur durch Erosion des Tauglbaches getrennt worden sein. Der Kalk ist gelblichgrau, zuckerkörnig, reich durchädert. Er bildet eine 15 m hohe, klotzige Wand, an deren Westende die Unterlagerung durch graue Kieselplatten zu sehen ist. An Klüften

sind diese Gesteine von unten her in den Kalk eingepresst. 2 m tiefer liegt eine harte Brekzienbank. Nach E zu löst sich der Kalk, an Mächtigkeit abnehmend, allmählich in Blöcke auf und endet keilförmig im Waldboden. Stellenweise konnte in diesem Gestein, genau so wie gegenüber beim Blockhaus, feine Oolithstruktur beobachtet werden.

Die Riffkalklinse der Strubklamm dürfte stratigraphisch um etwa 20 - 25 m tiefer liegen, als die beiden an den Hängen des Taugltales angeschnittenen Kalkplatten.

Herr Professor Vortisch, dem ich die Riffkalke an der Strasse zeigte, sagte mir, dass er eine ähnliche Verknüpfung von Brekzien mit Riffkalcken aus dem Sonnwendgebirge kennt.

Dicke Mergelbänke sind den Tauglbodenschichten in mehreren Niveaus eingeschaltet. Sie sind meist etwa 2 m mächtig, manche erreichen aber auch bis zu 4 m Dicke. Im Längsprofil der Bachläufe fallen sie dadurch auf, dass sie jeweils die Oberkante von Stufen bilden. An den Hängen treten in ihrem Bereich fast immer Rutschungen oder Hangzerreissungen auf. Ein schönes Beispiel dafür bietet das Gelände beim Bauernhof Gaisberg am Gugelanrücken. Sowohl in den Hangrissen im Bereich beginnender Rutschungen, als auch in den wulstförmigen Erhebungen der zum Stillstand gekommenen Rutschmassen erscheinen dicke graue und rötliche Mergelbänke. An allen Hängen, an denen die Schichten mit dem Hang einfallen, stellen diese Mergelbänke eine besondere Gefahr dar.

Am Bruch sind die Mergel feinkörnig bis dicht. Durch Verwitterung zerfallen sie in flache, linsenförmige Scherben. Meist sind sie grau gefärbt, nicht selten aber auch ziegelrot. Gerade diese roten Gesteine sind dann besonders auffallend. Von den Wildbächen werden sie oft in riesigen Blöcken transportiert. Am frischen Bruch sieht man häufig grüne Flecken in der roten Grundmasse.

Radiolarit. Der Kieselgehalt ist in den Tauglbodenschichten im allgemeinen fein verteilt; nur selten findet man Platten mit dünnen Hornsteinbändern. In gewissen Horizonten gibt es aber Kalkmergelplatten, in denen der Kieselgehalt so stark angereichert ist, dass sie mit dem Messer fast nicht mehr oder nur mehr stellenweise geritzt werden können. Diese gehen dann in dünne Platten über, die reiner Hornstein sind. Die Farben sind dunkelrot bis violett, oder dunkelgrau bis schwarz. Der rote Radiolarit ist sehr oft grüngefleckt; auch ganz grüne Lagen kommen vor. Ausserdem fand ich in den hangenden Partien des roten Radiolarits sehr häufig eine hellgelbliche bis blässgrünliche, wachsartige Hornsteinschicht; den roten Radiolarit fand ich bisher nur getrennt vom dunkelgrauen bis schwarzen und es besteht der

Verdacht, dass sie zwei verschiedene Niveaus darstellen. Die Schichtung des Radiolarits ist immer deutlich ausgeprägt. Häufig sind die Schichten sehr dünn, etwa 4 cm, jedoch kommen auch Bänke bis zu 20 und 30 cm vor, diese sind aber grösstenteils in linsenförmige Körper zerlegt. An der Mündung des Wirtskesselgrabens in der Spezialkarte Schafkessel genannt, fand ich 2 Abteilungen im Radiolarit; eine tiefere, heller rote, grüngefleckte, mit dicken Bänken und eine höhere, dünnschichtige, etwas dunkler rote, zum Teil sogar violette. Die Schichtflächen des dünnschichtigen Radiolarits sind immer stark wellig und knollig. Die Knollen der Schichtoberseite greifen in Vertiefungen an der Unterseite der folgenden Schicht ein, so dass das Bild einer Verzahnung entsteht.

Der rote Radiolarit scheint im Tauglgebiet ein durchgehender Horizont zu sein. Da er aber wegen seiner Starrheit sich mechanisch ganz anders verhält als seine Begleitgesteine, ist er nicht selten so stark in linsenförmige Körper zerlegt, dass seine auffallende Schichtung, an der man ihn sonst von Ferne schon erkennt, verloren geht. In diesem Zustande übersieht man ihn leicht, wenn man nicht jede einzelne Gesteinsplatte anschlägt. Erst als ich im Sommer des Jahres 1955 entdeckte, dass dieser Radiolarit ein auffallendes Begleitgestein hat, das fast immer deutlich sichtbar ist, gelang es mir, ihn in den meisten Gräben, die ich beging, zu entdecken. Im Hangenden des roten Radiolarits erscheint nämlich eine etwa 2 m dicke, ziegelrote, grünfleckige Mergelbank (manchmal ist sie auch rötlichgrau), die in den Bächen immer Stufen bildet, aber auch an den Hängen eher durch den Bewuchs durchschimmert als der Radiolarit, der sich gerne versteckt. Natürlich erfordert auch die neue Auffindungsmethode sehr viel Aufmerksamkeit, da es auch in anderen Niveaus rote Mergelbänke gibt.

Die Mächtigkeit des roten Radiolarits im Tauglgebiet beträgt etwa 3-5 m. Manchmal auftretende scheinbar geringere Mächtigkeit lässt sich meist tektonisch erklären. Der schwarze Radiolarit dürfte ungefähr die gleiche Mächtigkeit besitzen.

Das stratigraphische Niveau der Radiolarite im Tauglgebiet.
Es erscheint zweckmässig, das stratigraphische Niveau der Radiolarite durch den stratigraphischen Abstand von der Oberkante der roten Adneterkalke zu kennzeichnen. Bei den zahlreichen Grabenbegehungen die ich im Sommer 1955 im Einzugsgebiet des Urbangraben und des obersten Tauglbaches durchführte, fand ich den roten Radiolarit am häufigsten 130 - 140 m über der Oberkante der Adneterschichten, hier immer überlagert von der roten Mergelbank. Die schönen Aufschlüsse sind fast alle schwer zugänglich; am günstigsten können erreicht werden: die schönen Aufschlüsse im Tauglbett an der Mündung des Wirtskesselgrabens:

jene am Weg oberhalb Hinterbichlalm (Alm 955 m, W oberhalb Kote 831 im Urbangraben); am Ziehweg der den Hang S Schallhof aufwärts führt.

Roten Radiolarit gibt es aber auch unmittelbar im Hangenden der Adneterkalke, wie mit vollkommener Klarheit im Tauglbett an der Mündung des Urbangrabens beobachtet werden kann. Die rote Mergelbank im Hangenden des Radiolarits fehlt hier. Dieses tiefste Radiolaritniveau ist aber nicht überall vorhanden.

In einem dritten, noch höheren Horizont fand ich schwarzen Radiolarit in einigen Gräben, z.B. im Graben zwischen Grundbichl (Kote 870) und dem nicht mehr bestehenden Waldleitner in 970 m; im Graben E Gaisbichlalm in 960m; in dem zu Kote 1144 hinaufziehenden Seitengraben des Urbangrabens in 1100 m. In anderen Gräben vermisste ich diesen höchsten Radiolarit, fand aber in jenem Niveau, in dem er zu erwarten gewesen wäre, sehr stark kieselige, dunkelgrau bis schwärzliche Kieselkalke und Mergelschiefer, die ihn vielleicht vertreten könnten.

Im Klemmsockgraben (schichter Graben, der von dem scharfen Knie des Tauglbaches SE Jägerwirt südwärts hinaufzieht) fand ich bisher nur dunkelgrauen bis rötlichgrauen, dünn-schichtigen Radiolarit von etwa 4.5 - 5 m Mächtigkeit; seiner Höhenlage nach (805m) müsste er aber in das Niveau des roten Radiolarits gestellt werden.

Professor Vortisch ist der Meinung, dass der Radiolarit ursprünglich im unmittelbar Hangenden der Adneterkalke auftritt. Wenn er sich in höheren Niveaus wiederholt, sei das die Folge einer schichtparallelen Überschiebung, die zwei ähnliche Gesteinsserien übereinanderstaffelte. Die Tauglbodenschichten würden auf diese Weise eine grössere Mächtigkeit vortäuschen, als ihnen tatsächlich zukommt.

Es ist schwer, diese Hypothese, die auf den Erfahrungen im Zinkenbachgebiet begründet ist, im Tauglgebiet zu beweisen. Da bei schichtparallelen Überschiebungen als äusseres Kennzeichen keineswegs starke Deformationen der Gesteine auftreten müssen, läßt sich tektonische Veränderungen in den Tauglbodenschichten wegen der Ungleichartigkeit und des raschen Wechsels der Gesteine aber überall zu sehen sind, lässt sich auf Grund dieses Merkmales eine Entscheidung nicht fällen. Aus der Wiederholung von Schichten allein kann man auch keinen Beweis ableiten, da die gesamten Tauglbodenschichten eine rythmische Wiederholung von Gesteinen darstellen. Eine wirkliche Entscheidung der Frage könnte nur auf Grund von Fossilien gefällt werden; diese wurden aber bisher nicht gefunden. Was mir jetzt schon gegen diese Hypothese zu sprechen scheint, ist der Umstand, dass im Hangenden des mittleren Radiolaritbandes immer die rote Mergelbank gefunden wurde, diese aber im unteren und oberen Niveau fehlt. Das untere

Radiolaritpaket wird vielmehr von Brekzien und Kieselkalken überlagert. Da aber die Abscherung des höheren Schichtpaketes doch an der Basis des Radiolarits, an der Grenze gegen die Adneterschichten erfolgt sein soll, so müssten sich doch auch die unmittelbaren Hangendschichten des Radiolarits wiederholen.

Fossilführung und Altersstellung der Tauglbodenschichte.

Trotz eifrigen Suchens konnte ich in den Tauglbodenschichten bisher nur ein einziges Fossil finden. Aus einem Niveau etwa 10 m über dem mittleren Radiolarit, konnte ich einen Perisphinctes gewinnen. Das leider nicht sehr gut erhaltene Stück wurde durch Prof. Hölder in Tübingen (dem ich hierfür herzlich danken möchte) mit 90% Wahrscheinlichkeit als *Ataxioceras* sp. bestimmt. Diese Untergattung spricht für unteres Kimmeridge (Malm); im oberen Kimmeridge und im Portland tritt sie nur selten auf. Durch diesen Fund, der aus einem mittleren Niveau stammt, ist immerhin eindeutig bestimmt, dass die Tauglbodenschichten bereits in den Malm gehören. Die im nordalpinen Jura schon mehrfach festgestellte Schichtlücke in Dogger wäre somit auch für das Tauglgebiet erwiesen.

Verhalten der Tauglbodenschichten zu den Adneterschichten.

An einigen Stellen ist der Kontakt zwischen Tauglbodenschichten und Adneter Knollenkalken unmittelbar aufgeschlossen, am besten im Tauglbett beiderseits der Mündung des Urbangrabens. Am rechten Ufer der Taugl unterhalb des Urbangrabens gehen die ziegelroten Adneter Knollenkalke nach oben zu in graurote knollige Kalke mit Belemniten (ca $\frac{1}{2}$ m) über. Darüber folgen 20 cm rote Mergel mit dünnen Kalkbändern, ebenfalls Belemniten enthaltend. Dann setzen rote Kieselkalkmergel mit Hornsteinlinsen ein, die nach oben in rote, teilweise auch graue Hornsteinplatten übergehen, die 6-12 cm dick sind und im ganzen ein 1 m starkes Paket geben. Die Fortsetzung des Profils zeigt graue, dünne Kieselkalkplatten mit Mergelschieferzwischenlagen.

Am rechten Tauglufer oberhalb der Mündung des Urbangrabens sind die roten Radiolaritplatten 2 m mächtig. Am linken Ufer werden etwa 30 m oberhalb die Adneterschichten durch rote kieselige Mergel überlagert, die stellenweise in reinen Hornstein übergehen. Das Hangende bildet eine 20 cm dicke, harte Brekzienbank mit stark knolligen Schichtflächen. Weitere 20 m aufwärts ist die eben beschriebene Schichtfolge an einer N 10° W streichenden Störung nochmals in das Niveau des Tauglbettes heraufgehoben. Hier ist der Radiolarit mehrere Meter mächtig, während die hangende, harte Brekzienbank 30 - 40 cm dick ist. Auf sie fol-

gen 2 m rote und graue Mergelschiefer, die ihrerseits nochmals von einer harten Brekzienbank überlagert werden.

Im Urbangraben selbst scheinen die Verhältnisse bei dem kleinen E-Werk ähnlich zu liegen, doch ist der eigentliche Kontakt auf 1 m verstürzt. Dann folgen 3 m rote und graurote Kieselkalkmergel, die einzelne Radiolaritplatten enthalten, überlagert von einer etwa 30 cm dicken Brekzienbank.

Oberhalb dieser Stelle fließt der Urbanbach durch eine Klamm, die ganz in Adneterkalk eingekerbt ist. Am oberen Eingang in diese Urbanklamm sieht der Kontakt mit den Tauglbodenschichten anders aus, da der Radiolarit fehlt. Unmittelbar über den obersten, grauroten Adneterkalken liegen 10 cm graue Kalkmergel und dann eine 78 cm starke Brekzienbank, die in sich etwas geschichtet ist. Die Zusammensetzung der obersten Brekzienlage ist ziemlich bunt, dunkelgraue, hellgraue, gelbliche und rote Kalke sowie Hornsteinsplitter nehmen daran teil. Nach oben zu wird die Brekzie feiner und geht schliesslich in grauen Krinoidenkalk über, in den aber einzelne dunkelgraue Kalkgeröllchen eingebettet sind. Es folgen 25 cm grauer Krinoidenkalk, der zum Teil völlig verkieselt ist; auch in ihm sind Kalksplitter eingebettet. Darüber 45 cm Brekzien und Konglomerate in Wechselagerung mit grauen Mergeln und Krinoidenkalken. Dann setzen die grauen Kieselkalkplatten mit Mergelschieferzwischenlagen ein. Es sei noch hervorgehoben, dass an den Gesteinen keine Spuren einer stärkeren tektonischen Bewegung wahrzunehmen sind.

Etwa 300 m aufwärts im Urbangraben erscheinen in den liegenden Partien der Tauglbodenschichten etwas rote Mergel, die nach unten radiolaritisch werden. 30 m weiter sind rote Adneterkalke aufgeschlossen, die unter die roten kieseligen Gesteine einzufallen scheinen. Der unmittelbare Kontakt ist leider nicht aufgeschlossen.

Im Urbangraben sind nach S und N von Punkt 831 die obersten Adneterschichten angeschnitten. Über ihnen treten allenthalben Tauglbodenschichten mit grauen Kieselkalkplatten und Mergelschiefern, zum Teil auf Brekzienbänken auf, aber die Grenze ist überall auf 1 - 3 m durch Versturz bedeckt, unter dem sich der Radiolarit verbergen könnte.

Die Adneterschichten, die W der Mündung des Urbangrabens im Tauglbächlauf eine schöne Klamm bewirken, werden E vom Jägerwirt an einer N 85 W streichenden Verwerfung gegen Tauglbodenschichten verworfen. In der Klamm selbst ist die Überlagerung nicht zugänglich, z.Teil auch verstürzt.

Im Herbst 1955 entdeckte ich noch einen weiteren Kontakt im Gugelangraben, etwa 150 m oberhalb des Jagdhauses Schallhof. Knapp oberhalb einer durch die Hochwässer der letzten Jahre zerstörten Mühle ist das Tal zu einer Klausen verengt. Hier stehen

am rechten Hang Adneterkalke an, aus deren hangendster Schichtfläche ich ein in eine Mangankruste gehülltes *Lytoceras francisci* Oppel löste (Bestimmung durch Professor Vortisch) Der Aufschluss der Adneterschichten ist 30 - 40 m lang. Die grösste sichtbare Mächtigkeit beträgt 3.5 m. In der Hauptmasse des Vorkommens fallen die Bänke flach (ca 15°) SE ein. Da die Kontaktflächen gegen die ummantelnden Tauglbodenschichten aber steiler südwärts und ostwärts einfallen, hat man den Eindruck einer steilen Emporragung von Adneterkalk. Gegen N zu wird das Schichtpaket durch einen N 80 W streichenden Bruch begrenzt, in dessen N-Flügel Tauglbodenschichten herabgesenkt sind, so dass man eine Sprunghöhe von 10 - 20 m annehmen darf. Am Südrand des Adneteraufschlusses sieht man eine, von krinoidenkalkartigen Partien durchsetzte Brekzienbank unter 27° SE einfallen, also steiler als die Adneterkalke. Diese Brekzienbank scheint durch den bewachsenen Hang oberhalb der Adneterkalke zu ziehen, denn sie erscheint am N-Ende der Klause im Hangenden der Adneterkalke wieder. Ausserdem sieht man diese Bank auch unterhalb der zerstörten Mühle, hier unter 60° SE fallend. (das steile Einfallen scheint durch eine Flexur bedingt zu sein). In der Brekzie stecken faustgrosse Hornsteinbrocken und noch grössere Trümmer von roten, tonigen Kalken, die aus den Adneterschichten stammen dürften. Auch die krinoidenkalkartigen Partien enthalten eckige Gesteinsbrocken. In der Hauptsache zeigt diese Brekzienbank aber doch Erbsenkorn. Unterhalb der Mühle war aber in die Bank ein Block von rotem Adneterkalk 90 x 70 cm eingeschlossen wobei er durch eine 5 - 6 cm dicke, gelbe und violette Kruste von Eisen- und Manganverbindungen ummantelt und gegen die übrige Brekzie abgegrenzt war. Am N-Ende der Klause hat die Brekzie ein rotes Bindemittel; die Komponenten sind helle Kalke von meist Erbsen- bis Nussgrösse.

Nach E zu, im Bachbett selbst, schneiden die Kalke an einer steil E fallenden, unregelmässigen Fläche ab, die ebenfalls Mangankrusten zeigt und keineswegs den Eindruck einer jungen Störung macht. Längs dieser Fläche grenzen die 25° ENE fallenden Tauglbodenschichten an, die den linken Hang zusammensetzen. An ihrer Basis ist wieder eine Brekzienbank entwickelt, die intern wieder wilde Verknüpfung mit roten Mergelbändern zeigt, während oben in geradlinigem Ausstriche, unverfaltete Kieselkalkplatten mit Mergelschiefer-Zwischenlagen ziehen. Der Kontakt dieser Brekzie mit den Adneterkalken ist im Bachbett in wunderbarcm Anschliff durch die Erosion entblösst. Es zeigt sich geradezu eine Verknüpfung von Adneterkalk und Brekzie. Diese greift sackartig in die Adneterkalke ein, wobei die Grenzlinie z.T. geradlinig und messerscharf, wie durch einen Bruch bedingt z.T. weich und rund, wie bei einer Verknüpfung in weichem Zustand verläuft. Eine starke Kalzitdurchlöcherung macht das Bild noch unklarer.

Eine Vielfalt einander widersprechender Erscheinungen, teils für sedimentären Kontakt, teils für tektonische Bewegungen sprechend, ist hier vereinigt. Auf keinen Fall aber ist es das Bild einer jungen Störung, wie z.B. jener N 80 W Verwerfung mit ihrer Gesteinsaufblätterung, die den ganzen Aufschluss gegen N begrenzt.

Unter Berücksichtigung des WSW Streichens als des im Tauglgebiet vorherrschenden, liegt der Aufschluss im Gugelangraben in der Fortsetzung der Aufschlüsse am oberen Ende der Mündungsklamm des Urbangraben und zeigt so wie diese die Überlagerung der roten Adneterkalke durch Brekzien mit krinoidenkalkartigen Partien, ohne Zwischenschaltung von Radiolarit.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der Kontakt zwischen Tauglbodenschichten und den Adneterschichten einer der markantesten Einschnitte in der Juraschichtfolge des Tauglgebietes ist. Er ist durch schärfsten Gesteinsgegensatz gekennzeichnet: rote Gesteinsfarbe wird durch graue abgelöst; Kieselsäurearmut durch Kieselsäurereichtum, Fossilreichtum durch Fossilarmut. Gewiss hängt diese scharfe Grenze mit der Schichtlücke im Dogger zusammen. Demgegenüber ist das Verhältnis der Tauglbodenschichten zu den Oberalmschichten durch einen allmählichen Übergang gekennzeichnet, der einer fortdauernden Sedimentation im Maalm entsprechen dürfte.

Das Verhältnis der Tauglbodenschichten zu den Oberalmschichten.

Der soeben erwähnte allmähliche Übergang zwischen diesen Gesteinen macht es schwierig, eine scharfe, für die Kartierungsarbeit im Gelände brauchbare Grenze zwischen beiden Gesteinen festzulegen. Bevor aber die Art der Grenzziehung und der Ablauf des Gesteinsüberganges beschrieben werden soll, muss noch auf einen weiteren Umstand eingegangen werden, der lange Zeit verhinderte, das tatsächliche Verhältnis der beiden Gesteinskörper zu erkennen.

Der grosse Schlenkstein - Fagerwand - Bruch. Erst als es mir gelungen war, eine grosse aber verborgene Verwerfung zu erkennen, die das ganze Tauglgebiet vom Sattel zwischen Schlenken und Schmitenstein über Schlenksteinalm bis zum Ostende der Fagerwand durchsetzt und eine Sprunghöhe von 190 - 200 m hat, konnte an die eigentliche stratigraphische Arbeit herangegangen werden. Im Schmitensteingebiet war mir dieser Bruch schon lange bekannt, weil er sich bei einem Blick von N her, in den Nordabstürzen des Schlenken-Schmitenstein-Kammes prachtvoll zeigt. Die weitere Verfolgung dieser Störung war deshalb so schwer, weil die Bruchfläche stark westwärts geneigt ist und daher der Ausstrich dieser Fläche bei jedem Geländeknick seine Richtung ändert

Ausserdem scheinen noch einige ENE streichende Brüche, die unsere Störung schneiden, richtungsändernd auf sie zu wirken. Im eigentlichen Tauglgraben und Kneilgraben musste diese Störung über viele Verhüllungen hinweg verfolgt werden, was bei den häufigen Richtungsänderungen nicht leicht war und erst gelang, als der Zusammenhang des Bruches westlich des Schmitenstein mit jenem am E Ende der Fagerwand bereits vermutet und daher systematisch nach verborgenen Aufschlüssen dieser Bruchlinie gesucht wurde. Da die schräge Harnischfläche besonders schön in den steilen Ostabstürzen des Rückens der Schlenksteinalm erkennbar ist, habe ich die Bezeichnung Schlenkstein-Fagerwandbruch gewählt.

Dieser grosse Bruch ist dafür verantwortlich, dass die Barmsteinkalkbänder am Schlenken viel tiefer liegen als am Schmitenstein; dass die Tauglbodenschichten der Urbanalm und der Alm 1051 (Fürstenberg) westwärts an Oberalmschichten abstossen und jene vom Struber westwärts so rasch enden; dass die Barmsteinkalkbänder des Grosshornes um so viel tiefer liegen als an den Westhängen des Trattberges; dass schliesslich die Basis des oberrhätischen Riffkalkes der Fagerwand südlich Kote 1326 um 170 m tiefer ansetzt als sie am S-Fuss der Gitschenwand austreicht. Auch hier am E Ende der Fagerwand ist die schräge Bruchfläche schön zu sehen. 80 m westlich von ihr verläuft ein Parallelbruch, an dem die Riffkalkbasis nochmals um 55 m gesenkt wird.

Die Lage der grossen Bruchfläche ist kleinen Schwankungen unterworfen, im Mittel kann man $N-10^{\circ}W$, $60^{\circ}W$ annehmen. Als ich die geologische Karte der Trattberggruppe zeichnete, war mir der grosse Bruch erst teilweise bekannt. (Siehe Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft vom Haus der Natur in Salzburg, 3.u.4.Jg. 1952/53). Ich beschreibe daher den Verlauf der Bruchlinie, wie er sich auf der Österreichischen Karte 1:25 000 abzeichnen würde: P 1529 westlich Schmitenstein; P 1608 südlich Schmitenstein W von Urban A. 375 m SW Alm 1051; Querung des Tauglbaches 250 m unterhalb P 682; Querung der Schneide des Sommereckriedels in 1000 m Höhe; Querung des Kneilgrabens in 780 m Höhe; Südhang des Kneilgrabens knapp E von P 991; knapp E von P 1326; Fuss der Fagerwand S von P 1326. Ein Vergleich mit der genannten Geologischen Karte zeigt, dass in dieser nur 2 Teilstücke der Bruchlinie nördlich des Tauglbaches teils als beobachtete, teils als vermutete Brüche eingetragen sind. In den der gleichen Arbeit beiliegenden Profilen wäre im Profil V der im Kneilgraben eingetragene Bruch um 8 mm nach W zu versetzen.

Der Übergang der Tauglbodenschichten in die Oberalmschichten wurde zuerst in den Gräben studiert, die den S-Hang des Taugltales zwischen Schallhof und Jägerwirt (F 728) durchfurchen. Auch in den südlichen Seitengräben des Rameigrabens und am NW Rand des Lethenkessels östlich P 1149 kann er beobachtet werden.

Die übrigen Gräben im Quellgebiet der Taugl, angefangen vom Hundsgföllgraben über den Schafkessel bis zum Lethenkessel böden, zwar schöne Aufschlüsse, sind aber ohne besondere Hilfsmittel ungangbar. Weniger gute Aufschlüsse schaffen die Gräben der Nordseite des Taugltales, weil sich die Übergangsregion gerade in der Zone der grossen Almflächen (Storchen-, Berghütten- und Sattelalm) befindet, wo Aufschlüsse spärlich sind. Dagegen konnten am Gugelahrücken, zwischen der Almhütte und Kote 1507 am Ostgrat des Schmittensteins, wertvolle Erfahrungen gesammelt werden. Beobachtungen besonderer Art wurden im Kneilgraben gemacht.

Der Übergang vollzieht sich so, dass die ziemlich dunkelgrauen Kieselkalke der Tauglbodenschichten heller werden und schliesslich die Beschaffenheit von hellgrauen Kalkmergeln und Mergelkalcken annehmen, in denen die Kieselsäure in Form von schmalen Hornsteinbändern konzentriert ist. Diese Hornsteinbänder-Kalkmergel, die in Schichten von 20 - 35 cm Stärke auftreten, sind für den Übergangshorizont besonders charakteristisch. Am frischen Bruch sieht man oft dunkelgraue Schlieren in einer hellgrauen, sehr feinkörnigen Grundmasse. Die Schichtflächen sind mergelig-sandig, mit Höckern und Wülsten. Die Mergelschieferzwischenlagen bleiben erst noch dunkel, werden später aber auch heller und dünner. Brekzienlagen werden im Nordflügel der Tauglmulde nach oben zu immer seltener, im S-Flügel gehen sie aber bis in die tiefen Oberalmschichten hinein. Ein Merkmal von gewisser Bedeutung ist auch Farbe und Beschaffenheit der Verwitterungsoberfläche. Sie ist in den kieselreichereren Tauglbodenschichten dunkelbraun und sandig, wird im Übergangshorizont hellbräunlich-grau oder gelblichgrau, bis sich schliesslich die hellgraue, glatte Verwitterungsoberfläche der Oberalm-Kalkmergel einstellt. Die Hornsteinbänder sind nicht selten durch Queräste miteinander verbunden und keilen seitlich wieder aus. Sie sind fast schwarz, verwittern aber gelblichgrau. Die Mächtigkeit des Übergangshorizontes kann auf 40 - 50 m veranschlagt werden.

Die tiefen Oberalmschichten unter dem von mir mit Bo bezeichneten doppelten Barmsteinkalkband sind kalkreicher als die höheren Niveaus. In sie sind in grosser Zahl rötlichgraue oder bräunliche Kalke von feinkörniger Struktur und etwa 1 m Dicke eingelagert, die mit grauen und bräunlichen Fleckenmergelkalcken abwechseln. Demgegenüber ist für die höheren Oberalmschichten kennzeichnend, dass die Kalkmergel mächtiger sind und die braunen Barmsteinkalkbänder in wenigen Niveaus auftreten. Die tiefen Oberalmschichten sind ferner noch durch fein verteilten Kieselgehalt ausgezeichnet, der ihnen einen splittigen Bruch verleiht, während ein anderer Teil der Kieselsubstanz in mächtigen, brotlaibartigen Hornsteinen konzentriert ist, die oft in ganzen Ketten auftreten. Die Schichtflächen sind rötlich oder gelblich und besonders reich

an Wülsten und Höckern. Manche Wurmrohren zeigen eine spiralige Struktur. Aptychen sind häufig. Beim Anschlagen wird bituminöser Geruch wahrgenommen.

Eigenartig sind die tiefen Oberalmschichten im Kneilgraben. Im unteren Kneilgraben erscheinen sie im Westflügel des grossen Schlenkstein-Fagerwandbruches und können an dem von der Tauglbodenstrasse abzweigenden Zichweg gut studiert werden. Wo dieser Weg auf das linke Ufer des Baches hinüberwechselt, ist ein mindestens 5 m dicker, linsenförmiger Brekzienkörper eingeschlossen, der seitlich durch dünnplattige Mergelkalke abgelöst wird, die ziemlich reich an Aptychen sind. Weiter aufwärts wiederholen sich diese Einschaltungen. Am Kontakt mit dem Brekzienkörper sind die plattigen Gesteine oft wild gefaltet, als ob sie von der Brekzienmasse zusammengestaucht wären, während die Hangend- und Liegendschichten ruhig durchziehen. Diese Erscheinung mag in dem mechanisch verschiedenen Verhalten der Gesteine begründet sein. Sedimentgleitung mag vielleicht mitspielen, in den meisten Fällen hat man aber den Eindruck, dass die plattigen Gesteine schon verfestigt waren, als sie zusammengestaucht wurden.

Auch im Marbrettgraben (östlicher Quellast des Kneilgrabens mit Koten 954 und 1168) sind immer wieder Brekzienbänke zwischen die tiefen Oberalmschichten eingeschaltet, besonders in dem Ast, der zu P 1168 emporzieht. Die Schichten stehen hier mit zunehmender Annäherung an den oberrhätischen Riffkalk oft steil nach N geneigt. An dem Jagdsteig, der jetzt gegenüber der Kärteneintragung verlegt ist und etwas oberhalb Punkt 1168 den Graben quert, ist mächtiger, grober Blockschutt als harte Brekzie in die dünn-schichtigen Oberalmschichten eingelagert. Die Komponenten sind graue und braune, zum Teil auch ganz helle Kalke, die grösste Übereinstimmung mit den oberrhätischen Riffkalken und Dachsteinkalken sowie Kössenerkalken aufweisen; sie sind eckig oder nur kantengerundet und haben Durchmesser bis über $\frac{1}{2}$ m. Aber auch kopfgrosse gerollte Stücke sind vorhanden. Aus der Oberfläche der Brekzienbank ragt ein grosser Block mehrere Dezimeter hervor und die dünnplattigen Gesteine schmiegen sich an. Das Material dieses Blockschuttes muss der Steilküste des Trias-Riffkalkzuges stammen und über eine ziemlich steile unter-meerische Böschung herabgeschüttet worden sein.

Die Mächtigkeit der Tauglbodenschichten.

Günstige Vergleichsmöglichkeiten für die Mächtigkeitsbestimmung gewinnt man, wenn man die Längsprofile des Urangrabens, in dem auf weite Strecken die Adneterkalke angeschnitten sind, und des westlich benachbarten Gugelanrückens, der Aufschlüsse bis zu den tiefen Oberalmschichten hinauf zeigt, ineinander projiziert. Man kann diese Profilvergleichung noch ergänzen durch das noch weiter westlich gelegene Profil des Schmittensteins,

das bis zum Barmsteinkalkband B₁ hinaufreicht. Dabei muss man allerdings berücksichtigen, dass sich die Gesteinshorizonte gegen WSW etwas senken, wie man ja beim Anblick von S her deutlich sehen kann.

Die Mächtigkeit der Tauglbodenschichten von der Oberkante der Adneterschichten bis zum Beginn des Übergangshorizontes ist auf diese Weise mit etwa 350 m zu ermitteln. Der Übergangshorizont ist 40 - 50 m mächtig. Darüber bauen sich noch bis zur Basis von B₁ tiefe Oberalmschichten in etwa 300 m Mächtigkeit auf.

Gleichzeitig gestattet diese Profilverzahnung auch, die Lage des Radiolarithorizontes, nach den Aufschlüssen der Gräben an der Ostabdachung des Gugelanrückens, zu erkennen. Das mittlere Niveau des roten Radiolarits fügt sich in etwa 130 m über den Adneterschichten ein. Der obere schwarze Radiolarit wurde nur in einem dieser Gräben, etwa 2 m mächtig, rund 170 m über den Adnetern beobachtet.

Diese Zahlen gelten für den Nordflügel der grossen Juramulde der Taugl. Im Südflügel sind nirgends Adneterkalke angeschnitten, weshalb die Mächtigkeit der im Ramei- und Kneilgraben aufgeschlossenen Tauglbodenschichten nicht bestimmt werden kann. Jedoch gestatten Profile durch den rechten Hang des Kneilgrabens bis hinauf zum B₁ der Sommereckwand, den Übergangshorizont in einem Höhenintervall von 35 m festzustellen (genaue Mächtigkeitsbestimmung ist wegen einiger kleiner Brüche nicht möglich), während auf die tiefen Oberalmschichten 330 m entfallen würden.

Einen km südlich dieses Profiles aber transgradieren die Oberalmschichten unter gelegentlicher Zwischenschaltung von Basalkonglomeraten und -brekzien auf dem oberrhätischen Riffkalk der Gitscherwand und den ihn ersetzenden Kössenerkalken. Über der Transgressionsfläche folgen noch 50 - 80 m tiefe Oberalmschichten bis zur Unterkante des B₁. Zwischen Trias und Oberalmschichten klappt hier eine gewaltige Schichtlücke, die den Lias, die Tauglbodenschichten und noch etwa 250 - 280 m der tiefen Oberalmschichten umfasst. Zwischen der mutmasslichen Jurabasis im Taugltal und der Jurabasis bei der Vordertrattbergalm ist ein relativer Höhenunterschied von fast 700 m, der zum Teil auch am Boden des Jurameeres bestanden haben muss.

Die vom Trattberg beschriebene Transgression der Oberalmschichten unmittelbar auf Trias gilt auch, wie ich im Sommer 1955 feststellte, für den weiter östlich gelegenen Hochwieskopf. Die klotzige S-Wand dieses so scharf heraushebenden Gipfels besteht zwar aus oberrhätischem Riffkalk; über den weniger steilen N-Grat aber reichen die Oberalmschichten bis auf den Gipfel, wo sie den Riffkalk ziemlich flach überlagern. Durch den Nordgrat gehen allerdings grosse Störungen, und die Schichten sind hier oft steil aufgerichtet, wie am Verlauf der Barmsteinkalkbänder schon von Ferne deutlich zu erkennen ist. Sowohl aus dem

Jahre 1953 stammendes Profil (Nr. I der Profiltafel in der zitierten Veröffentlichung), als auch das Profil Plöchingers (im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1953), sind in dieser Hinsicht zu berichtigen.

Die Entstehungsbedingungen der Tauglbodenschichten.

Nach dieser eingehenden Beschreibung der Tauglbodenschichten bleibt noch als Aufgabe, den Versuch zu unternehmen, einiges über die Bedingungen festzuliegen, unter denen diese Gesteine entstanden sein müssen. Die oben durchgeführte Betrachtung über die Mächtigkeit hat gezeigt, dass die Tauglbodenschichten gegen S auskeilen. Sie sind dem steilen Nordabhang des Triaszuges Hochwieskopf-Gitschenwand-Fagerwand angelagert. Dieser Triaszug begrenzt also das Ablagerungsbecken der Tauglbodenschichten gegen S. Er macht sich nicht nur in den Tauglbodenschichten, sondern auch in den tiefen Oberalmschichten als Lieferant klastischen Materials bemerkbar. Ein Grossteil der Komponenten der geschilderten Brekzien stimmt ja mit den bräunlichen Riffkalken, den grauen Kössenerkalken und den Dachsteinkalken dieses Triaszuges überein. Gerade die grössten Gesteinsblöcke, deren eckige Beschaffenheit die Annahme eines weiten Transportes ausschliesst, stimmen mit dem Trias-Riffkalk überein. Auch die Tatsache, dass die Brekzienbänke gegen S, also mit Annäherung an den Riffkalk häufiger, mächtiger und gröber werden, deutet den S-Rand des Ablagerungsbeckens an. Ebenso sind die zum Teil von grobem Blockschutt abzuleitenden Brekzienkörper in den tiefen Oberalmschichten des Kneißlgrabens zu deuten. In den tiefen Oberalmschichten des Nordflügels der Tauglmulde fehlt gröberes klastisches Material.

Die Frage, ob der Triaszug nur eine untermeerische Barre oder Festlands - beziehungsweise Inselküste war, möchte ich zu Gunsten der Inselküste entscheiden. Erstens halte ich es für unwahrscheinlich, dass so mächtiger Blockschutt, dem übrigens auch Gerölle beigemischt sind, untermeerisch entstanden ist. Zweitens besteht, wie schon eingangs bemerkt die Vermutung, dass die Strubberschichten ein zeitliches Äquivalent der Tauglbodenschichten sind. Meine Vermutung stützt sich auf petrografische Übereinstimmung wie z.B. das häufige Auftreten von Kieselkalken, Kalkzügen die mit Brekzien in Verbindung stehen und schliesslich auch die Brekzien selbst. Auch die dunkelbraune Verwitterungsfarbe ist ähnlich. Ebenso ist die unmittelbare Unterlagerung durch bunte Liaskalke gemeinsam. Wegen der starken tektonischen Beanspruchung der Strubberschichten ist es natürlich nicht möglich zu entscheiden, ob alle von Cornelius und Plöchinger unter der Bezeichnung Strubberschichten aufgezählten Gesteinsarten den Tauglbodenschichten entsprechen, da ja manche tektonisch eingeschaltet sein können. Die von Cornelius und Plöchinger vorgenommene

Einstufung als Oberlias und Dogger wird nur durch Wahrscheinlichkeitsbeweis begründet und kann daher einer Parallelisierung mit den malmischen Tauglbodenschichten nicht widersprechen. Sind aber beide Gesteinsgruppen gleichaltrig, so muss der Triaszug am Südrand der Osterhorngruppe im tiefen Malm eine Inselbarre gewesen sein, über die erst die Oberalmschichten transgredierte.

Es ist sehr wichtig festzuhalten, dass die Tauglbodenschichten und die untere Abteilung der tiefen Oberalmschichten schon ursprünglich durch Sedimentation neben die oberrhätischen Riffralke und Kössener Kalke zu liegen kamen. Eine ähnliche Einlagerung der Oberalmschichten in eine kliffartige Aushöhlung des Dachsteinkalkes hat Kühnel in der schon zitierten Arbeit vom Eckerfirst am Göll beschrieben, der ja gerade in der westlichen Fortsetzung des Südrandes der Osterhorngruppe liegt. Selbstverständlich ist es in der Folgezeit an dieser diskordanten Gesteinsgrenze infolge der Ungleichartigkeit der Gesteine zu Bewegungen gekommen. Die Faltung und Steilstellung der Oberalmschichten gegen N in der Nähe des Kontaktes mit den Triaskalken ist Beweis dafür, dass der Triaszug von S her gegen die Juragesteine angepresst und heraufgepresst wurde, wodurch es natürlich zu starken Störungen des ursprünglichen Sedimentationsverbandes kam. Jedoch waren im Bereich der Tauglberge diese Bewegungen nicht so weitgehend, wie dies Plöching im Hochwieskopffprofil angenommen hat. Das wird durch die Oberalmschichten am Gipfel und am Nordgrat des Hochwieskopfes bewiesen. Da am Zimmeräckrücken auch noch die Schrambachschichten von der Steilstellung erfasst wurden, müssen solche Bewegungen noch nach der Unterkreide stattgefunden haben; dass sie aber auch schon Vorläufer in der Jurazeit hatten, soll durch einige noch folgende Betrachtungen zu beweisen versucht werden.

Nach E setzen sich die Tauglbodenschichten in das Gebiet des oberen Zinkenbaches fort, wo sie von Professor Vortisch eingehend studiert und beschrieben wurden. (Vortisch: Geologie der Inneren Osterhorngruppe, IV. Teil, Hangendgebirge. Neues Jb. f. Geol. u. Paläontol. Abhandlungen Bd. 98, S 125 - 148, 1953). Die Profile Vortischs zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit den von mir in den Gräben des Tauglbodens aufgenommenen.

Auch nach W hin ist eine Fortsetzung, allerdings mit manchen Veränderungen, in das Gebiet von Berchtesgaden wahrscheinlich. Die von Kühnel mit Vorbehalt in den Dogger gestellten Gesteine (von denen er selbst zugibt, dass sie auch in den Malm gehören können), werden ebenfalls von roten Liaskalken unterlagert, aus denen Kühnel sogar eine Fauna von Lias ^E sammeln konnte; in ihrem Hangenden aber folgen die Oberalmschichten. Roter Radiolarit, dunkle plattige Kieselkalke, Schiefermergel und Brekzien sind Schichtglieder, die mit den Tauglbodenschichten übereinstimmen. Die Brekzien scheinen dort allerdings polygener







zu sein, so wie das ja auch bei den Basalkonglomeraten der Oberalmschichten am Kehlstein der Fall ist. Bemerkenswert ist, dass Kühnel Anzeichen fand, die den roten Radiolarit im unmittelbar Hangenden des Oberlias vermuten lassen; Der Kontakt war allerdings nirgends direkt aufgeschlossen.

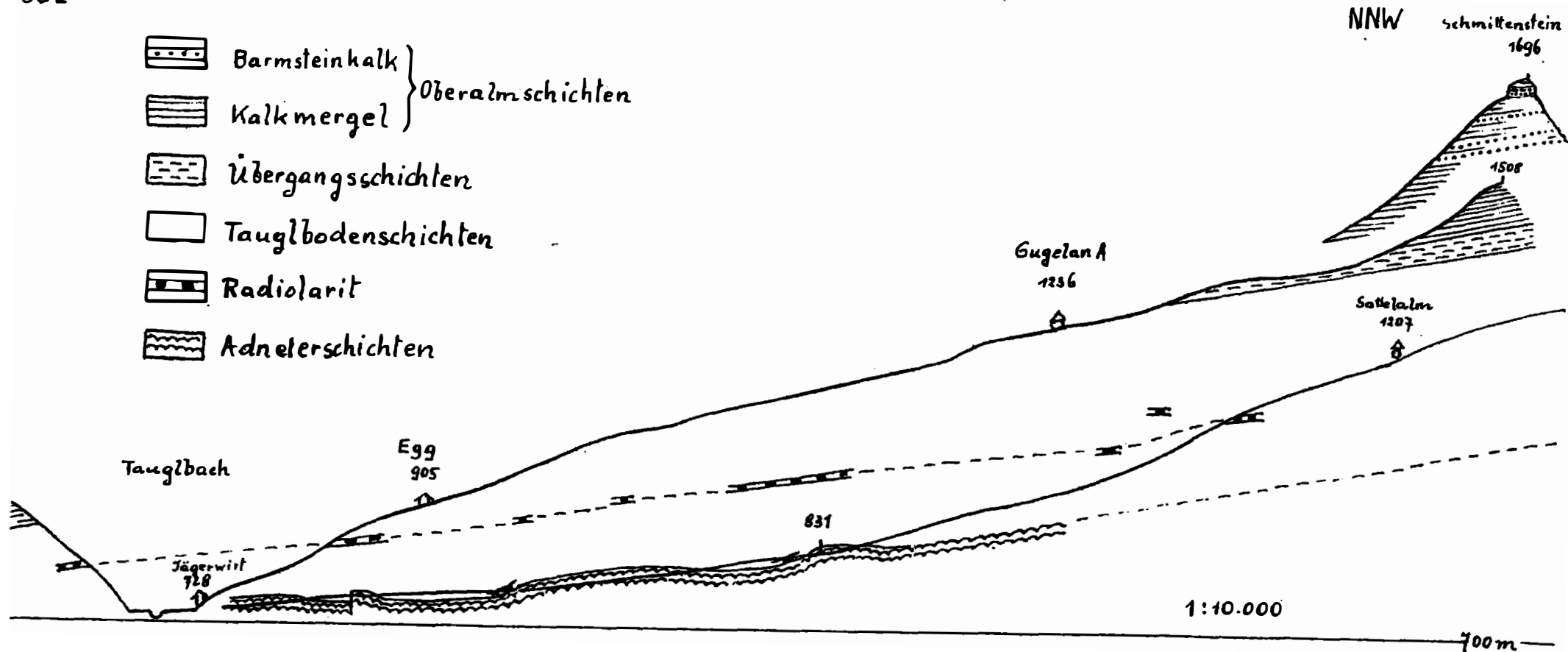
Wie ebenfalls schon in der Einleitung erwähnt wurde, fehlen die Tauglbodenschichten in der Glasenbachklamm und am Mühlstein. Dort folgt auf den reich gegliederten Lias ein Radiolarithorizont und dann die Oberalmschichten. In welcher Form die Tauglbodenschichten gegen N zu enden, muss erst die Kartierung des Spumberges und Wimberges bei Krispl ergeben.

Was nun die Schichtfolge der Tauglbodenschichten selbst betrifft, so ist die rhythmische Aufeinanderfolge bestimmter Gesteinstypen besonders auffallend. Vor allem die wiederholte Einschaltung der oft sehr groben Brekzienbänke in die sonst feinkörnigen Sedimente deutet darauf hin, dass die normalen Ablagerungsbedingungen zeitweise in bestimmter Art gestört wurden. Der Umstand, dass die Brekzien sehr häufig mit grobem Korn unvermittelt einsetzen und nach oben zu immer feiner werden, bis schliesslich die ursprünglich feine Sedimentation weiter fortgesetzt wird, legt es nahe, an tektonische Ursache für die plötzliche Anlieferung groben klastischen Materials zu denken. Da die Bedeutung der Triaskalkbarre als Schuttlieferant deutlich erkennbar ist, würden in erster Linie ruckartige Bewegungen dieser Zone das auslösende Moment für die Brekzienbildung gewesen sein. Durch sie werden die, ursprünglich durch die Bildung der oberrhätischen Riffe entstandenen, Niveauunterschiede im Malmmeer immerwieder verstärkt worden sein. Mit der Vorstellung eines steilen untermeerischen Abhanges und der Häufigkeit von tektonischen Stössen in der Triasbarre würde auch verständlich werden, dass es während der Bildung der Brekzien auch immer wieder zu Sedimentgleitung kam.

Zum Schluss sei noch auf den häufigen Farbwechsel in den Tauglbodenschichten verwiesen. Die vorherrschende Farbe ist ein oft sehr dunkles Grau, was auf eine schlechte Durchlüftung des Meeresbeckens hinweist, aus der vielleicht auch der Fossilmangel abzuleiten wäre. Jedoch wurde auch dieser Zustand wiederholt unterbrochen, wie die Einschaltung roter Sedimente beweist, die ja den sauerstoffreichen Eisenverbindungen ihre Farbe verdanken. Sowohl im Radiolarit als auch in den roten Mergeln ist Übergang in grüne Farbtöne häufig. Auf tonigen Schichtflächen im Tauglbett nahe der neuen Schule im Tauglboden fand ich z.B. Rot als Grundfarbe, während die Wurmröhren und Kriechspuren sich durch grüne Färbung davon abhoben. Die Ursache dieses Farbwechsels ist mir unbekannt. Die Wurmröhren in den Mergeln zeigen im übrigen den starken Schwund mergeliger Ablagerungen in der Vertikalen bei der Diagenese. An einer solchen Spur mass ich

SSE

-  Barmsteinkalk
 -  Kalkmergel
 -  Übergangsschichten
 -  Tauglbodenschichten
 -  Radiolarit
 -  Adneterschichten
- } Oberalmschichten



den Horizontaldurchmesser mit 25 mm, den vertikalen mit nur 7 mm; da die Spur ursprünglich wohl kreisrunden Querschnitt besass, war der Schwund in der Vertikalen 3.5 mal so gross als in der Horizontalen.

Dieser Bericht über die Arbeiten im Tauglboden muss als vorläufig betrachtet werden. Die genaueste Aufzeichnung von Grabenprofilen, besonders im Bereich des Gugelangrabens, wird im Sommer 1956 fortgesetzt werden.

Von dem Vortrag, den ich am 5. Mai 1955 in der Geologischen Arbeitsgemeinschaft über das selbe Thema hielt, unterscheidet sich der vorliegende Bericht dadurch, dass noch die Ergebnisse der Arbeiten die im Sommer 1955 durchgeführt wurden, mit verarbeitet sind.

(Abgeschlossen am 22.1.1956)

D i s k u s s i o n zum Vortrag Schlager (5.5.)

Seefeldner: Die Parallelisierung Tauglbodenschichten-Strubberg-schichten stösst auf Schwierigkeiten, wenn jene Oberjura sind, da letztere nach Cornelius und Plöchingen Lias-Dogger sein sollen.

Schlager: Die Beweise dafür sind nicht überzeugend, da die Schichten, die Lias-Dogger-Fossilien führen, nicht die Strubberg-schichten selbst, sondern in fraglicher Weise mit ihnen verbunden sind, ausserdem das Alter der Fossilien nicht ganz gesichert ist. Die Strubberg-schichten sind eine tektonische Fazies, daher können auch Späne von anderem Alter in sie hineingeraten sein.

Haiden: Der Radiolarit kann, da er mit Breccien verbunden ist, wohl nicht unbedingt als Tiefseesediment aufgefasst werden?

Schlager: Zweifellos kann Radiolarit auch in seichten Meeren entstehen.

Del-Negro: Auffallend ist die Tatsache, dass die über 300 m mächtigen Tauglbodenschichten weiter nördlich zu fehlen scheinen. Kann die Mächtigkeit nicht doch tektonisch vorgetäuscht sein? Das Fehlen sichtbarer Deformationen an der Basis des höheren Radiolarits im Klemmseeckgraben spricht nicht dagegen, da Vortisch immer wieder schichtparallele Überschiebungen bei scheinbarer Konkordanz ohne Bewegungsspuren feststellen konnte.

Nachtrag zu Seite 33: W.Vortisch, Geologie der Inneren Osterhorngruppe, I. Teil N.Jb.Abh.Bd.102, Seite 77
Mitteilungen der Geol.Arb.Gem.am Haus der Natur in Salzburg,
6.Jg.1955, Seite 26

4. Diskussionsabend am 2. Juni 1955

Referat Dr. Walter Del-Negro über

Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe (Wissensch. Alpenvereinshefte 15) von O. Ganss, F. Kümel und E. Spengler mit Beiträgen von A. Meier u. O. Schaubberger; mit geolog. Karte 1:25.000 aufgenommen 1936/40 unter der Leitung von E. Spengler, von O. Ganss, F. Kümel und G. Neumann; Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1954

Die Karte reiht sich würdig an die Ampfererschen Bearbeitungen von Alpenvereinskarten an. Zu bedauern ist nur, dass die schon 1940 abgeschlossene Aufnahme aus äusseren Gründen erst so spät veröffentlicht werden konnte.

Die Deutung folgt den bekannten Ansichten Spenglers. Danach wurde die "Dachsteinmasse" (nicht "Decke") nachgosauisch an der südgerichteten "Hochalpinen Überschiebung" über die Werfener Schuppenzone geschoben. Zu dieser gehört auch der Mandlingzug, der allerdings an der Berührung mit der Dachsteinmasse an diese etwas an- und aufgeschoben wurde (Ganss). Im Bereich der Schuppenzone treten auch mehrere Schollen der Hallstätter Decke auf, vor allem der Rettenstein, dessen Gipfelkuppe keine Deckscholle der Dachsteinmasse ist, sondern aus Plassenkalk besteht und somit zur Hallstätterserie hinzugehört.

Die Überschiebung der Hallstätter Decke erfolgte vorgosauisch, ihr Ablagerungsgebiet denkt sich Spengler jetzt südlich der Werfener Schuppenzone, obwohl schon am Südrand der Dachsteinmasse fazielle Anklänge an die Hallstätter Entwicklung zu sehen sind (ladinische Reduktion in einem Teil des Bischofsmützensgebietes; Band von Schreyeralmkalk in den mittleren Südwänden Hallstätter Entwicklung im Dachsteinkalk der Grafenbergalm).

In der Dachsteinmasse ist das Ladin im Westen durch Ramsaudolomit, sonst durch Wettersteinkalk vertreten. Der Dachsteinriffkalk des Gosaukamms setzt sich auch noch örtlich der Gosauseen fort, erst dann wird er durch gebankten Dachsteinkalk abgelöst. Die Zlambachschichten des Törleckbereiches werden nicht mit Sabata als fensterartige Unterlagerung der Zwieselalmserie, sondern als stratigraphische Einlagerung in Dachsteinriffkalk aufgefasst. Den Radiolarit der Luserwand hält Ganss entgegen Winkler nach wie vor für primär aufgelagert, ausserdem hält er gegen Winkler an der "Gosau" auf dem Niederen Gjaidstein fest, obwohl es sich dort nur um eine Dachsteinkalkbreccie handelt.

Beim Hinteren Gosausee und im Langtal gibt es Fenster von Liasfleckenmergel unter Dachsteinkalk.

Die Plassenscholle ist eine Deckscholle der Hallstätter Decke, was durch Einfallen der Dachsteinserie mit ihren jüngsten Gliedern unter die ältesten Schichtglieder der Hallstätter Serie (an 6 Stellen) bewiesen wird. Sie muss von Süden her eingeschoben sein, da am Südrand des Dachsteins die erwähnten Anzeichen des Faziesüberganges zu sehen sind. Das Haselgebirge des Salzberges gehört nach Spengler zur Plassenscholle; die Aufschlüsse im Erbstollen zeigen freilich, dass der Haselgebirgsstreifen sehr tief hinabreicht und sich in der Tiefe gegen Süden verbreitert; die Deckscholle ist tiefer eingesenkt als früher angenommen. (Referent bezweifelt ein so tiefes Hinabtauchen des Haselgebirges von oben her, umsomehr als man bei Hallstatt im Dachsteinkalk nichts von einer so tiefen Mulde sieht, und verweist auf den Umstand, dass nicht nur im Hallstätter Erbstollen Liasfleckenmergel und andere Juragesteine angetroffen wurden, sondern auch beim Hinteren Gosausee und im Langtal Liasfleckenmergel in Fenstern vorkommt; das spricht doch alles für eine Hallstätter Decke unter der Dachsteinserie, aus der das Haselgebirge des Salzberges aufgestiegen ist und die mindestens bis zum Hinteren Gosausee zurückreicht; sei es dass die ursprünglich über den Dachstein geschobene Hallstätter Decke soweit eingewickelt wurde, sei es dass zwei Hallstätter Decken unterschieden werden müssen, nämlich eine südlich des Dachsteins beheimatete, der die Plassenscholle angehört, und eine nördlich des Dachsteins beheimatete, die von diesem überschoben wurde.)

In einem Beitrag über den Hallstätter Salzberg entwickelt Schaubberger seine Vorstellungen über die Erhaltung der primären Schichtfolge im Haselgebirge (vgl. diese Mitteilungen. Vortrag Schaubberger am 31.2.1955).

Über neue Altersbestimmungen in der Gosau des Beckens von Gosau auf mikropaläontologischer Grundlage berichtet Ganss; danach setzen die Nierentaler Mergel schon im unteren Campan ein, wogegen allerdings H. Hagn Stellung genommen hat.

In morphologischer Hinsicht bestreitet Ganss die von Seefeldner vorgenommene Aufgliederung der Raxlandschaft in mehrere altersverschiedene Landoberflächen und meint, es handle sich nur um eine tertiäre Landoberfläche, die durch junge Bruchtektonik zerstückelt wurde (wobei er die Möglichkeit vormorphologischer Alters der Brüche ausser Acht lässt).

Dagegen bezieht sich A. Meier in seiner Arbeit über die Augensteine auf die Landoberflächen Seefeldners und stellt fest, dass die Augensteine meist auf diesen Flächen vorkommen wie Winkler nachwies, sind sie mehrfach umgelagert. Unterschiede der Korngrösse weisen auf grosses Relief der Ursprungslandschaft.

Die Höhlen sind nach Schaubberger meist auf Seefeldners Gotzenniveau zu beziehen; die Röhrenprofile weisen auf Erosion und Korrosion unter Druck hin. Aus der Umlagerung von Augensteinsand und Kalkkonglomerat innerhalb der Höhlen erschliesst Schaubberger drei Phasen stärkerer Durchströmung: die primäre im Jungtertiär und zwei sekundäre während der Eiszeit, die er auf Plombierung der Mündungen durch das Eis der Talgletscher, Rückstau der Schmelzwasser und Niederabfluss beim Rückgang der Talgletscher zurückführt.

Referat Dr. Erich Seefeldner über

Erwin Wilthum, Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe (Mitt.d.Geogr.Gesellsch.Wien 96/9-12. Wien 1954)

Wilthum unterscheidet zwei alte Landoberflächen F_1 und P_2 , von denen erstere z.T. mit Seefeldners Hochkönigsniveau, letztere mit dem Tennen- und Gotzenniveau zusammenfällt. Mit Recht vertritt er eine domförmige Aufwölbung der höchsten Fläche, die nach Norden flach, nach Süden steil abfällt dadurch entstehenden radiale Täler und breit ausladende Kare im Norden, kleine Kare im Süden. Im Zusammenhang mit der Aufwölbung kam es zur Relieffaltung, die von lauter kleinen Brüchen begleitet war; ein mosaikartiges Netz von Schollen entstand dabei. Es bildeten sich Reliefantiklinalen wie im Gosaukamm und Modereckgebiet und Reliefsynklinalen wie im Lammertal und Gosautal; diese Synklinalen waren bei der späteren blockförmigen Hebung Anlass für die Ausbildung der tieferen Niveaus.

Abweichend von Wilthum muss sein P_2 in zwei Landoberflächen aufgegliedert werden. Zwar besteht² zwischen Gotzen- und Tenneniveau meist keine so scharfe Grenze wie zwischen Tennen- und Hochkönigniveau, aber es gibt Stellen mit Verzahnung, so beim Hallstätter Gletscher, im Landfriedtal und im Koppenkar, was für Aufgliederung spricht. Der Schnitt zwischen Relieffaltung und blockförmiger Hebung liegt bei Wilthum nach P_2 bei Seefeldner vor dem Gotzenniveau.

Modereckgebiet, Hierlatz, Plankensteinplateau und Plassengipfel stellt Wilthum zu P₁. Damit übertreibt er aber das Prinzip der Relieffaltung: das Modereck und der Hierlatz haben anderen Formcharakter, das Plankensteinplateau rechnete schon Machatschek zu seinem oberen Talniveau (dagegen darf nicht eingewendet werden, dass ein Talniveau nicht Plateau sein kann: Loferer Alm, Postalmgebiet?), das Gipfelplateau am Plassen ist zu klein, um als sichere Fläche bezeichnet zu werden.

Diskussion zum Bericht Del-Negro - Seefeldner.

Pippan: Wegen der Faziesbeziehungen sind kurze Überschiebungsweiten wahrscheinlich.

Del-Negro: In diesem Zusammenhang ist darauf zu verweisen, dass die von Spengler jetzt angenommene Beheimatung der Hallstätter Decke südlich des Werfener Schuppenlandes in einem gewissen Widerspruch zu den Hallstätter Faziesanklängen am Dachsteinsüdrand steht, die doch gerade von Spengler als Argument für die Herkunft der Hallstätter Decke aus dem Gebiet südlich des Dachsteins benützt wurde.

Seefeldner: Für das Ausmass der Hochalpinen Überschiebung dürfte wohl der Abstand vom Hochkönig-Südrand bis zum Südrand des Hagengebirges ein Mass darstellen.

Schlager bezweifelt, dass es eine südgerichtete Hochalpine Überschiebung gab und denkt eher an Unterschiebungen nach Norden.

Haiden: Der Mandlingzug dürfte wohl - trotz der von Ganss beschriebenen örtlichen An- und Aufschiebung - primär ebenso wie die übrigen Schuppen ins tektonisch Liegende des Dachsteins gehören.

Pippan: Wilthums Prinzip der Aufwölbung mit kleinen Brüchen ist zu billigen; ähnliches lässt sich in Cumberland feststellen, auch arbeitet Arnberger mit kleinen Schollenbewegungen zur Erklärung der Bildung von Höhlengängen. Beim Plankensteinplateau müsste untersucht werden, ob es überhaupt ein Erosionsniveau und nicht einfach eine Denudationsfläche im Bereich der Gosau ist. Bei verschiedenen hoch gelegenen Flächen muss immer die Möglichkeit der Verstellung durch Brüche offen gelassen bleiben; aus der Form kann verschiedenes Alter nicht erschlossen werden, weil auch bei Verstellung einer ursprünglich einheitlichen Landoberfläche infolge verschiedener Verkarstung der verschieden hochgeschalteten Flächenteile

morphologische Unterschiede entstehen können.

Schlager: Die Verstellung erfolgte aber nicht in der heutigen Höhenlage, sondern viel tiefer unten, wo die Verkarstung keine Rolle spielte.

Seefeldner: Die Verkarstung betrifft nur die Kleinformen, nicht die Grossformen, die jeweils für ein Flächensystem kennzeichnend sind.

Del-Negro: Verstellung einer Landoberfläche durch Brüche ist schwer nachweisbar, da die Brüche **vormorphologisch** und durch spätere Denudation und Erosion nachträglich freigelegt sein können.

Schlager: Morphologische Wirksamkeit von Brüchen ist nur durch jungtertiäre Schichten zu beweisen.

5. Diskussionsabend am 13. Oktober 1955

A. Referat Dr. Therese Pippan über

Die Geologische Karte Bl. S a l z b u r g

Heuer im Sommer (1955) erschien das Blatt Salzburg der Geologischen Karte der Republik Österreich im Masstab 1:50.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Das Blatt wurde in den Jahren 1929-1930, 1933-1938, 1948 und 1949 von G.Götzingen aufgenommen. Mitarbeiter für kleinere Randgebiete waren F.Aberer, E.Braumüller, F. Traub (Oichten- und Obertrumerseengebiet), K.Götzingen (ebenda), (ferner Umgebung von Salzburg und Südrand), W.Erhardt (Staufen) und G.Geyer (Umgebung von Salzburg und Südrand); während der Korrektur 1952 erfolgte eine Ergänzung für den bayerischen Anteil des Blattes durch das Bayerische Geologische Landesamt. Der Bearbeiter dieses Anteiles war O. Ganss. G.Götzingen hat auch die ältere Aufnahme Blatt Salzburg von E.Fugger herangezogen.

Die sehr präzise Kartierung gibt ein der neuen Forschung entsprechendes Bild des aufgenommenen Gesamtgebietes. Die Überschiebung des ostalpinen über den helvetischen Flysch und der tirolischen Decke auf den Flysch kommt klar zum Ausdruck. Das Miozän des Alpenvorlandes wurde sorgfältig detailliert. Eine reicher gegliederte Ausscheidung wäre auch für den Flyschanteil wünschenswert. Erfreulich ist, dass die Steinbrüche und Bohrungen verzeichnet und die Erratika gesteinsmässig ausgeschieden sind. Die Streichrichtung der Drumlins bringt das fächerförmige Ausstrahlen des Würm-Salzachgletschers gut zum Ausdruck. Auch die Toteislöcher und Gletscherschliffe sind verzeichnet und spätglaziale Ablagerungen weitgehend berücksichtigt. Ebenso wurden Rutschungen eingetragen.

Die vorliegende Karte muss als weiterer wesentlicher Fortschritt in der geologischen Aufnahme Österreichs bezeichnet werden. Wie es der Natur des Gebietes entspricht, bietet sie besonders dem Glazialgeologen eine wichtige Forschungsgrundlage. Aber auch der Techniker, Architekt und Lehrer sowie jeder Heimat- und Naturfreund wird sie mit Nutzen verwenden können.

B Vortrag Dr. Walter Del-Negro

Probleme der Eiszeitgliederung (stark gekürzt).

1) Grossgliederung

Die erste bedeutende Abweichung vom klassischen Schema ergab sich in der Schweiz, wo Mühlberg die Hochterrasse einer Eiszeit zwischen Mindel und Riss zuwies, weil die Rissmoränen auf Erosionsflächen der Hochterrasse liegen. Beck schaltete zwischen Mindel und Riss sogar zwei Eiszeiten (Kander und Glütsch) ein.

Im Allgäu werden von den Neubearbeitern die meisten "Mindel-schotter" für jünger als das grosse Interglazial gehalten; während nämlich die eigentlichen jüngeren Deckenschotter mächtige braune und rostfarbene fossile Böden (aus dem grossen Interglazial) tragen, ist dies bei vielen der von Penk als Mindel angesprochenen Schotter nicht der Fall, diese sind daher als Alt-Riss anzusprechen und von Mittel- und Jung-Riss-Schottern zu trennen (Weidenbach). Riss ist mindestens in zwei selbständige Eiszeiten zu zerlegen (I. Schäfer). Auch Büdel trennt Alt- und Jung-Riss durch ein echtes Interglazial.

Dazu kommen die in Schwaben aus den Schottern erschlossenen Prä-Günz-Eiszeiten: schon Eberl sprach von einer Donaueiszeit mit drei Stadien, I. Schäfer nimmt sogar mehrere Prä-Günz-Eiszeiten an.

In Norddeutschland besteht nach Woldstedt kein Anhaltspunkt für eine Aufspaltung der Riss-Eiszeit, denn das Warthestadium entspricht nur einem kurzen Vorstoss im Abklingen der Saale-Eiszeit, von deren Hochstand nur durch ein Interstadial getrennt.

Am Niederrhein wird die Tegelenstufe von manchen Forschern auf ein Prä-Günz-Interglazial bezogen.

Auch im österreichischen Alpenvorland lässt sich eine Teilung der Riss-Eiszeit nicht begründen, es fehlen sichere Hinweise auf eine Jung-Riss-Eiszeit (die überhaupt östlich des Lech noch nicht belegt werden kann); es gilt also hier noch das klassische Schema. Doch glaubt Weinberger neuerdings, die Eichwaldschotter östlich des Mattigtals mit einer Prä-Günz-Eiszeit in Zusammenhang bringen zu können (Kyroturbationen, Eiskeile, Steinversetzungen). Komplikationen bringt das Wiener Becken (Küpper, Fink-Maydan) wo einerseits Isnerberg-, Wienerberg- und Arsenalterrasse als altpleistozän, andererseits die Praterterrasse als würmzeitlich erkannt wurden, dazwischen aber noch drei Terrassen - die "Höhere Terrasse westlich Seyring" (Grill), die Simmeringer

und die Gänserndorfer Terrasse - einzuschalten sind. Alle diese Schotter sind zwar nicht glazifluviatil, aber doch kaltzeitlich (Blockpackungen an der Basis z.T. mit Kritzern, Kryoturbationen), woraus sich nun doch wiederum eine reichere Gliederung des Pleistozäns als im österreichischen Alpenvorland zu ergeben scheint.

2) Würmgliederung

Penck hatte seine interstadiale Laufenschwankung später wieder aufgegeben, Eberl und Knauer betrachteten aber die inneren Würmendmoränen als überfahrene Würm I-moränen, woraus sich wieder die Annahme eines Interstadials ergab. Weinberger schloss sich dem an. Dagegen hatte Troll nur drei Phasen (von aussen nach innen: Kirchseeon, Ebersberg und Oelkofen) anerkannt, mit abnehmendem Alter von aussen nach innen die höheren Würmschotter seien mit den äusseren Endmoränen verknüpft, die tieferen aber nicht mit den inneren, vielmehr gehen sie unter sämtlichen Würmendmoränen durch, B. bis Rosenheim. Die verschliffenen Formen, die nach Eberl und Knauer für überfahrene Moränen sprechen, erklärte Troll aus geringfügigen Oszillationen. Neuerdings wandten sich auch Weidenbach und Büdel gegen die Annahme eines Würm-Interstadials. Dagegen kennt Spitzner im Murgebiet ein Würminterstadial und E. Ebers kombinierte die Ansichten von Troll und Knauer, indem sie von den Moränen der Oelkofener Phase überfahrene Würm I-moränen trennt und zwischen diese und den Würmhochstand das Aurignac-Interstadial, dem sie die Laufener Schotter zuweist, einschiebt.

Im niederösterreichischen Löss stehen sich heute die Deutungen von Brandtner und Fink gegenüber:

Alte Gliederung	Brandtner	Fink
Paudorfer Zone	W III/II Interstadial	"Stillfried B" = Alleröd
Göttweiger Zone	"Fellabrunner Zone" = W II/I Interstadial m. Aurignacien i. Willendorf	"Stillfrieder Komplex" = R - W - Interglazial
Kremszer Zone	R - W - Interglazial	

Brandtner begründet seine Deutung z.T. mit prähistorischen und faunistischen Argumenten; doch ist die Parallelisierung der Zone mit den Kulturschichten 1 - 4 in Willendorf, die dem mittleren Aurignacien angehören, mit dem Fellabrunn - Stillfrieder Komplex etwas unsicher, da in Willendorf nur eine geringmächtige und schwach gefärbte Verlehmungszone vorliegt.

Fink stellt seinen Stillfrieder Komplex in das R-W-Interglazial, weil er eine sehr ausgeprägte Bodenbildung darstellt und der grossen Erosionsleistung (20 m) zwischen Gänserndorfer und Praterterrasse entsprechen dürfte. Stillfried B hingegen ist eine blasse Bodenbildung ohne Verlehmung, nur mit schwacher Humusbildung und entspricht vielleicht schon der spätglazialen Allerödschwankung.

Im ganzen muss festgestellt werden, dass vor allem die Probleme der Teilung der Riss-Eiszeit in 2 - 3 selbständige Eiszeiten sowie der Teilung der Würm-Eiszeit in 2 - 3 Stadien (im Sinne getrennter Vorstösse) noch der Lösung harren.

Anschliessend werden die Ergebnisse der Deuqua-Exkursion im September 1955, soweit sie das Gebiet des Salzachgletschers betraf, kurz besprochen (5. September 1955, Führung Weinberger):

1) Ein Aufschluss bei Habersdorf nördlich Moosdorf (Abb. 1) zeigte über einer etwa 12 m mächtigen Moräne mit schön gekritzten Geschieben, die im nördlichen Teil des Profils schräg geschichtete sandig-tonige Bänder, im südlichen Teil deutliche Stauchung aufwies, etwa eine 1 m mächtige horizontale Lage grober Blöcke, darüber eine 3 - 4 m mächtige junge Schottermoräne mit verwaschen gekritzten Geschieben. Die Liegendmoräne ist örtlich leicht verfestigt.

In der Diskussion wurde von mehreren Seiten betont, die Diskordanz beweise keinen Altersunterschied im Sinne einer überfahrenen W I-Moräne, es könne sich um eine blosse Oszillation innerhalb ein und derselben Phase handeln, die Liegendmoräne sei eine gestauchte Grundmoräne; dagegen verwies Weinberger auf die leichte Verfestigung der Liegendmoräne, die für einen Altersunterschied spreche. I. Schäfer bestritt dies, da auch ganz junge Quartärbildungen verfestigt sein könnten. Woldstedt stellte aber eine solche Möglichkeit für junge Moränen in Abrede. Del-Negro erwähnte, dass der Aufschluss in einem ausgesprochenen Wall stecke, dass diese Wallform bei der Mächtigkeit der Liegendmoräne auf deren Konto gehe, dass daher diese nicht gestauchte Grund-, sondern Endmoräne sein müsse. Auch Ebers erklärte, es wäre eine unzulässige Übertragung norddeutscher Verhältnisse,

wollte man hier den hohen Wall auf Stauchung von Grundmoräne zurückführen. Die Diskussion widerlegte also zum mindesten die Möglichkeit nicht, dass die Liegendmoräne eine überfahrene W I-Moräne sein könnte; ein sicherer Beweis dafür konnte freilich auch nicht erbracht werden.

2) Bei Webersdorf (nördlich Geretsberg) wurde die Teilung der Niederterrasse in eine höhere und eine niedere gezeigt.

3) Im Handenberger Durchbruchstal zeigt ein grosser Aufschluss an der rechten Talseite vom Hangenden ins Liegende (Abb.2):

Mindelmoräne
Vorstoss-Schotter
Lehmband

Altmoräne..Schotter (von anderer Beschaffenheit als oben)
Weinberger interpretiert die Bildungen im Liegenden des Lehm-
bandes (Schotter und daraus weiter nördlich hervorgehende Alt-
moräne) als gänzlich. I.Schäfer meint, die Schotter im Han-
genden des Lehmbandes hätten ein auffallend frisches Aussehen,
seien daher samt der auflagernden Moräne nicht in Mindel, sondern
in Alt-Riss zu stellen, sodass also wie in Schwaben zwei Riss-
Eiszeiten zu unterscheiden und alle bisher als Mindel aufgefass-
ten Moränen und Schotter des Bereiches als Alt-Riss, die als
Günz gedeuteten als Mindel umzudeuten wären. Weidenbach schliesst
sich dieser Vermutung an. Dagegen betont Fink, dass in Öster-
reich die dem grossen Interglazial entsprechende Cäsur offen-
sichtlich zwischen Hochterrasse und Jüngere Decke liege, dass
also diese nicht in ein Alt-Riss gestellt werden könne.

4) Die ~~Löss~~ Aufschlüsse bei St.Georgen zeigen vom Hangenden ins
Liegende:

Rezenter Boden
Löss
Gleyhorizont
Löss
Fliesserde
Verlehmung
Hochterrasse

Fink stellt Verlehmungs- und Fliesserde hypothetisch zu seinem
Stillfrieder Komplex, den Gleyhorizont zu Stillfried B.

5) Lössaufschluss der Ziegelei Bösch:

Löss
schwach ausgeprägter Boden
Löss (sehr mächtig)
Gleyhorizont mit Kohle
Fliesserde
Marmorierter Boden mit Wurzelresten
Löss
Jüngere Decke

Ein früher sichtbar gewesener mittlerer Boden, der den mittleren Löss teilte, war nicht mehr nachweisbar, hatte also offenbar keine regionale Bedeutung.

Auch hier vermutete Fink, dass der ganze Komplex zwischen liegendem und mittlerem Löss dem Stillfrieder Komplex entspreche, der schwach ausgeprägte Boden in den höchsten Teilen des Profils Stillfried B. Der Liegendlöss wäre danach risszeitlich, der marmorierte Boden mit der Fliesserde darüber R/W-Interglazial, der mittlere (sehr mächtige) Löss würmzeitlich.

Von anderer Seite wurde eine Altersgliederung nicht versucht.

Zusammenfassend kann zu den Lössaufschlüssen wohl gesagt werden, dass der jeweils höhere Boden für die Annahme eines Interstadials nicht beweisend ist, die ausgeprägteren tieferen Böden dürften in beiden Fällen auf das R/W-Interglazial zu beziehen sein. Ähnlich stellt auch Kohl (im Exkursionsführer) für den Linzer Raum fest, dass dort in Lössaufschlüssen auf Hochterrasse bzw. Deckenschotter Kryoturbationszonen bzw. Gleyzonen auftreten, die mangels echter Verlehmung nicht ausreichen, um eine ausgesprochen warmzeitliche Unterbrechung innerhalb W zu begründen.

- . -

Dr. Pippan berichtete über die Exkursionen im Wiener Becken, wofür auf den Exkursionsführer der Geologischen Bundesanstalt verwiesen sei. (Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Exkursionen zwischen Salzach und March. (Verhdlg. der Geologischen Bundesanstalt Sonderheft D, Wien, August 1955)).

Dr. Walter Del-Negro, Bericht über die
Quartärgeologische Exkursion ins Gebiet
Henndorf - Kraiwiesen, am 23. Oktober 1955 (Führung Dr. Del-Negro)

vgl. Abb. 3 - 5

Zunächst wurde der Aufschluss unterhalb des Endmoränenwalles von Oberschönberg (Abb. 3) besichtigt, der im Liegenden schräggeschichtete verfestigte Sande und Schotter, darüber mit Erosionsdiskordanz und durch ein Nagelfluhbänkchen geschieden eine grobblockige Moräne, darüber wiederum durch ein Nagelfluhbänkchen abgesetzt eine stark lehmige Moräne mit bedeutend weniger grobem Geschiebematerial abgelagert zeigt; die Diskordanzfläche zwischen den beiden Moränen geht seitlich in einen Gehängeknick zwischen einem unteren flachgeböschten Hang und dem steileren Wall von Oberschönberg über, woraus sich die Deutungsmöglichkeit ergab, die grobblockige Liegendmoräne und die dazugehörigen flachen Formen seien überfahrene W I-Moränen, die lehmige Hangendmoräne, die zum frischen Wall gehört, Ufermoräne der Oelkofener Phase.

Gegen diese Deutung konnte eingewendet werden, dass zwischen den beiden Moränen eine eigentliche Bodenbildung fehlt und dass das Nagelfluhbänkchen auch rezent entstanden sein könnte. Die Exkursionsteilnehmer sprachen sich jedoch gegen die Möglichkeit rezenter Entstehung aus; es ist nicht einzusehen, dass die zirkulierenden Wasser, wenn sie überhaupt durch die lehmreiche Hangendmoräne hindurchgedrungen wären, gerade dort, wo die viel leichter durchlässige Liegendmoräne einsetzt, zur Kalkausfällung veranlasst worden wären.

Es wurde daher während der Begehung der Gedanke geäußert, dass die Verfestigung des Bänkchens während einer Schwankung erfolgt sein dürfte, als das Gebiet eisfrei war und durch Kohlendioxid-entzug aus dem Wasser durch irgendwelche Pflanzen - es konnten auch Algen in Eisnähe sein, sodass eine Oszillation genügen würde - die Kalkausfällung zustandekam.

Bedenkt man aber, dass das gleichartige Nagelfluhbänkchen zwischen der Liegendmoräne und den darunter anstehenden Schottern und Sanden an einer durch Eiserosion entstandenen Fläche gebildet wurde, so liegt es nahe, auch für das obere Nagelfluhbänkchen eine analoge Entstehung für möglich zu halten: der (nach Schwankung oder Oszillation) wieder vorstossende Gletscher erodierte die grobblockige Liegendmoräne, dabei kam es durch die an der Eissole zirkulierenden Schmelzwässer zur Nagelfluhbildung. Da es sich um Ufermoräne handelt, begegnet die Annahme einer Eiserosion zur Erklärung der beiden Diskordanzflächen wohl keiner Schwierigkeit.

Über das Ausmass der zwischen den beiden Moränenablagerungen anzunehmenden Schwankung lässt sich freilich auf Grund der bisherigen Erwägungen nichts Sicheres sagen. Beachtet man aber den sehr unterschiedlichen Habitus der beiden Moränen, ferner die Tatsache, dass die Liegendmoräne weniger Kritzer aufweist, ausserdem das Vorkommen eines grossen Blockes helvetischen Nummulitenkalkes in ihr (der im heutigen Einzugsgebiet des hier in Betracht kommenden Eislobus nirgends ansteht, also nur in sehr früher Zeit in die Moräne gelangt sein kann), so ist die Einschiebung einer interstadialen Schwankung zwischen den beiden Moränenablagerungen wohl als wahrscheinlich zu bezeichnen. Dagegen reicht der sichtbare Altersunterschied beider Moränen nach Ansicht der Exkursionsteilnehmer nicht für die Einschaltung eines Interglazials aus.

Sodann wurde das Gebiet der äusseren Würmmoräne aufgesucht. Beim Jagelbauer lassen sich die Kirchseeoner und Ebersberger Phase noch gut trennen. Ein Aufschluss in den Moränen der letzteren (Abb.4) zeigt die Verzahnung zwischen lehmiger Jungmoräne und anschliessender Schottermoräne mit sandigen Bändern sowie - im östlichsten Teil des Aufschlusses - Bändertone; im Bereich der Schottermoräne konnte man Kryoturbationen studieren, in Zusammenhang damit ist örtlich ein brauner Boden eingeschaltet.

Im Gebiet östlich Sulzberg nähern sich die beiden Moränen immer mehr und vereinigen sich schliesslich (worauf erstmalig Weinberger hingewiesen hat), sie ziehen dann gemeinsam um den Flysch des Zifanken herum, nur bei Aigenstuhl lassen sich auf kurze Erstreckung wieder zwei Wälle unterscheiden. Der dann wieder vereinigte Aussenwall zieht nicht, wie früher meist angenommen wurde, in den des Thalgauer Astes des Traungletschers weiter, sondern biegt östlich Plathuh zum Berger um, von wo an die Stirnberührung mit dem Traungletscher stattfand.

Gerade an der Stelle der Umbiegung zweigt vom Aussenwall ein kurzer Rücken gletscherwärts ab; an ihm ist ein Teil eines Os (seinerzeit von Weinberger festgestellt) mit Hangendmoräne aufgeschlossen.

In der Fortsetzung der gemeinsamen Stirnmoräne des Salzach- und Traungletschers kommt es zur Querung des Plainfelder Baches, wo im Liegenden der Moräne ausserordentlich mächtige Stausedimente der subglazialen Schmelzwässer aufgeschlossen sind, deren Abfluss durch die beiderseitigen Gletscherzungen behindert war. Der hohe Rücken südlich des erwähnten Baches wird zum grösseren Teil aus diesen Stausedimenten, zum kleineren Teil aus den Moränen aufgebaut.

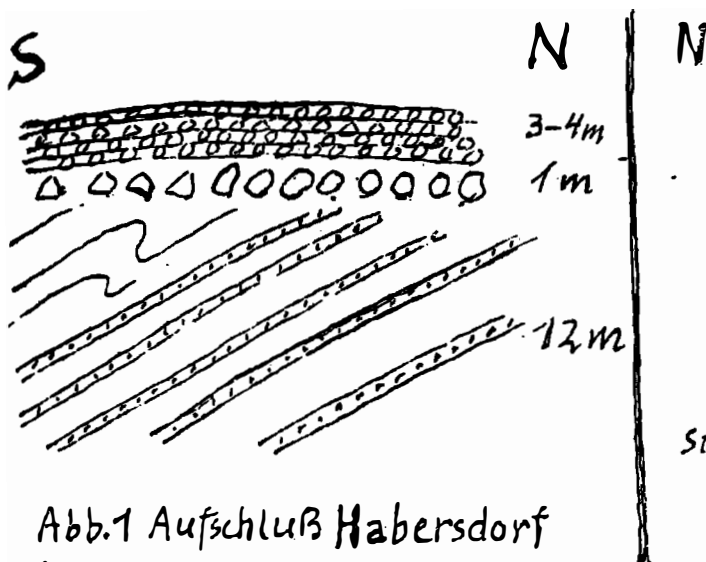


Abb. 1 Aufschluß Habersdorf
(Exkursion Weinberger)

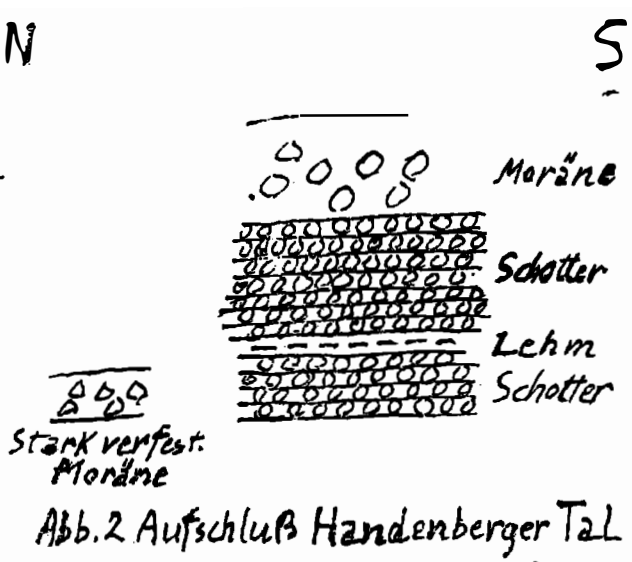


Abb. 2 Aufschluß Handenberger Tal
(Exkursion Weinberger)



Abb. 3
Aufschluß
Oberschönberg
(Exkursion Del-Negro)

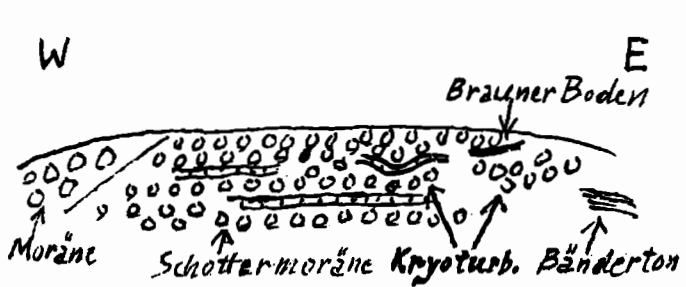
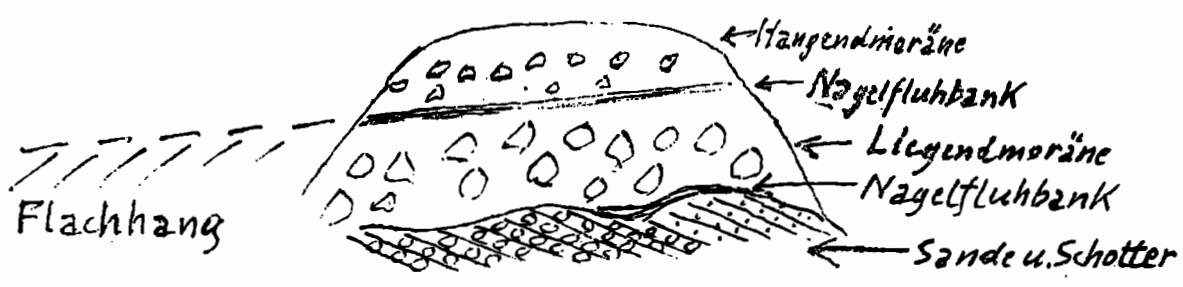


Abb. 4 Aufschluß Jagelbauer
(Exkursion Del-Negro)

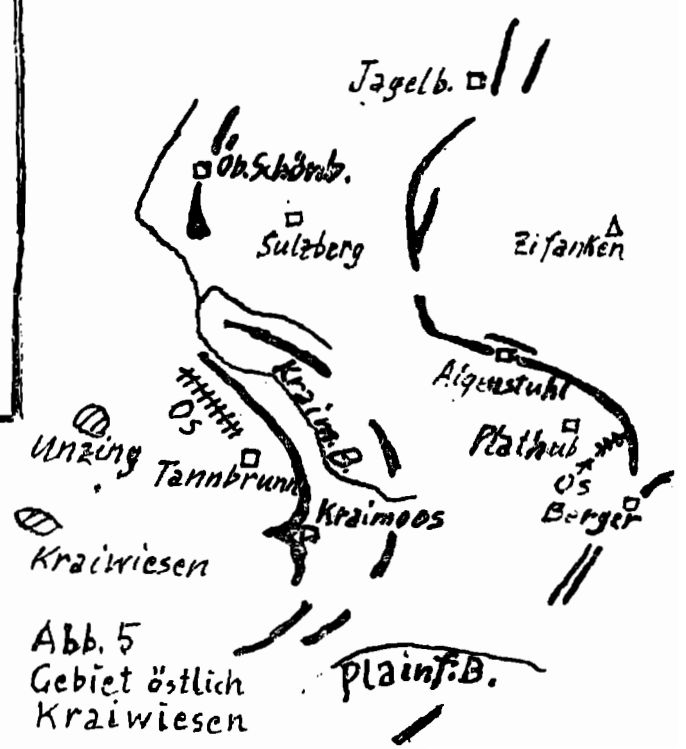


Abb. 5
Gebiet östlich
Kraiwiesen

Fig. zu den Exkursionen
Weinberger
und
Del-Negro

Während in diesem ganzen Bereich die Moränen der Kirchseeoner und Ebersberger Phase vereinigt sind, lassen sich in der Umrahmung des Zungenbeckens von Unzing-Kraiwiesen noch deutlich zwei Moränenzüge unterscheiden, die durch das periphere Tal des **Kraimooser Baches** geschieden sind. Da der Moränenbogen östlich dieses Tales verwaschene und überschliffene Formen aufweist, **kann er als W I** gedeutet werden, der frischer erhaltene Bogen von Kraimoos (mit Ansätzen zu Girlandenbildung) als Wall der Oelkofener Phase; es wären danach die weiter nördlich bei Oberschönberg einander superponierten Wälle von W I und Oelkofener Phase hier auseinandergetreten. Gegen Nordwesten zu nähern sie sich beträchtlich, womit der Übergang in die Verhältnisse von Oberschönberg angedeutet erscheint.

Parallel zum Oelkofener (?) Wall erstreckt sich von Tannbrunn nach Nordwesten ein zuerst von Weinberger erkanntes Os. In einem kleinen Aufschluss konnte die antiklinale Wölbung und Kreuzschichtung sehr schön beobachtet werden. Nordwestlich anschliessend zeigten sich eigentümliche Verbiegungen; es konnte keine volle Klarheit darüber erlangt werden, ob es sich um Stauchungserscheinungen oder um Kryoturbation handelt. Der schon länger bekannte Aufschluss weiter nordwestlich erweist sich als zusammengesetzt aus zwei z.T. übereinandergreifenden Antiklinalen, zwischen deren Scheiteln von oben her Moräne eingreift.

6. Diskussionsabend am 24. November 1955

Dr. Walter Del-Negro

Bericht über die österreichische Geologentagung
(stark gekürzt)

Dr. W. Del-Negro und Dr. Therese Pippan berichteten über die österreichische Geologentagung in Hermagor und über die Exkursion im Bereich der Karnischen Alpen, des Gailtaler Kristallins sowie des Unterkarbons von Nötsch.

Aus diesem Bericht seien hier nur jene Teile herausgegriffen, die eine Änderung gegenüber der Synthese von Franz Heritsch aus dem Jahre 1936 zum Gegenstand hatten.

Während Heritsch den variskischen Bau im Sinne einer komplizierten Deckentektonik aufgelöst und als Deckenscheider die zur Gänze als Unterkarbon aufgefassten Hochwipfelschichten benützt hatte, verwiesen Kahler und Metz darauf, dass seither das unterkarbone Alter d. Hochwipfelschichten zweifelhaft geworden sei; Metz erwähnte, dass eine zuerst für Unterkarbon gehaltene Fauna aus den Hochwipfelschichten sich als Ordovic erwiesen habe, wandte sich aber dagegen, eine Beteiligung von Unterkarbon deshalb völlig ablehnen zu wollen, und bezeichnete die Hochwipfelschichten als Mischserie von Alt- und Jungpaläozoikum. Allerdings gebe es in dem darin vielleicht steckenden Unterkarbon keine Fossilien und die Fazies sei jedenfalls sehr verschieden von der des fossilbelegten Unterkarbons von Nötsch. Die ganze Frage sei noch nicht befriedigend geklärt, jedenfalls könne man aber die Hochwipfelschichten nicht mehr ohne weiteres als Deckenscheider im Sinne von F. Heritsch benützen, wodurch aber auch dessen Ansichten über die variskische Deckengliederung einigermaßen erschüttert seien.

Thurner äusserte in diesem Zusammenhang, es handle sich vielleicht in manchen Fällen nicht um eigentliche Decken, sondern um Falten mit ausgequetschten Schenkeln.

Was den alpidischen Bau betrifft, so hatte sich F. Heritsch ebenfalls für Beteiligung grosser Deckenschübe ausgesprochen und insbesondere an ein Übergreifen der Koschuta-Einheit aus den Karawanken in Form einer weitreichenden flachen Überschiebung in das Gebiet des Gartnerkofels und weiter westlich gedacht. Die Neuaufnahme des Gartnerkofels durch Prey ergab jedoch, dass dort von einer flachen Überschiebung nichts

zu sehen ist. vielmehr vermochte Prey nur eine Reihe von Vertikaldislokationen festzustellen, z.B. an der Grenze der oberkarbonen Auernigschichten gegen die nördlich anschliessenden Hochwipfelschichten, ferner die Schwarzwipfelstörung, die Törlstörung, die Südrandstörung des Gartnerkofels. Nur im Südosten ist ein Aufschub der Trias nördlich des Kanaltales auf das Oberkarbon in nordwestlicher Richtung zuzugeben-

Die Nordrandstörung der Karnischen Alpen hatte F. Heritsch als Teil der alpin-dinarischen Grenze aufgefasst. Dagegen hatte schon H.P. Cornelius Stellung genommen, z.T. weil diese Linie dann den Winnebächer Zug, der zweifellos die Fortsetzung der Lienzer Dolomiten sei, von diesen schräg abschneiden würde. Kahler verweist auf der Tagung auf eine Reihe von Beziehungen zwischen Drauzug und Karnischen Alpen: So tritt im Drauzug Bozner Porphyry mehrfach auf, in den Grödner Schichten dieses Zuges gibt es überall Gerölle aus Porphyry, ebenso auch noch im östlichen Kärnten, z.B. in den Bergen von St. Paul, Der Gips von St. Daniel am Südfuss des Draufusses, den Kahler früher für skythisch gehalten hatte, ist vielleicht oberpermisch wie in den Bellerophonschichten südlich des Karnischen Hauptkammes. Anis und Ladin sind auf beiden Seiten des Gailtales faziell ähnlich entwickelt (nur fehlt auf der Nordseite der Vulkanismus dieser Stufen). Bedenkt man, dass über dem Karnischen Hauptkamm ursprünglich nicht nur im Osten, sondern auch weiter westlich Mesozoikum gelegen haben dürfte, so schrumpft der Unterschied weiter zusammen. All dies spricht gegen allzu grosse tektonische Annäherung: die Nordrandstörung der Karnischen Alpen ist wohl sehr wichtig, trennt aber nicht absolut.

Dazu kommt die Beobachtung von M. Furlani-Cornelius, dass in den Grödnerschichten nördlich des Lesachtales Gerölle aus Kalken des Karnischen Paläozoikums stecken.