

1. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 24. Jänner 1952.

Dr. Therese Pippan zeichnete in einem Nachruf auf den kürzlich verstorbenen Dr. Th. Ohnesorge ein Bild von Wesen und Werk des Geologen, der für Salzburg vor allem durch die Erforschung der Grauwackenzone grosse Verdienste erworben hat.

Neue geologische Forschung in Salzburg.

Vortrag von Doz. Dr. Walter Del-Negro

Seit der Drucklegung der "Geologie von Salzburg" sind zahlreiche Arbeiten erschienen, die wichtige Ergänzungen und Berichtigungen des dort gegebenen Überblickes brachten.

In einer Berichtigung zu den dem Buche beigegebenen Profilen konnte noch kurz vermerkt werden, dass die von Götzinger als pliozäne Flussablagerungen gedeuteten Schotter beiderseits des Oichtentales sich als marine Miozänsedimente erwiesen haben. Unabhängig voneinander konnten der bayrische Geologe Traub und die österreichischen Geologen Aberer und Braumüller diesen Nachweis erbringen. Die Fauna erlaubt eine Eingliederung ins untere Helvet. Die Schotter sind den Sanden bzw. Sandmergeln des Miozän in mehreren Horizonten eingelagert und fallen im Süden steil, nach Norden hin immer flacher nach Nordwesten ein.

Nahe der Grenze der Molasse gegen die Alpen stehen sehr steil nach NW einfallende Geröllmergel des basalen Burdigal an, die von Traub mit den Augensteinen auf den Kalkplateaus parallelisiert werden. Auch Winkler stellt die Augensteinfelder jetzt ins Burdigal und hält einen Zusammenhang mit den Geröllmergeln der Molasse für möglich.

Was die (steilstehende) Grenze zwischen Molasse und Alpen betrifft so differieren die Ansichten: Aberer und Braumüller deuten sie als Überschiebung mit nachträglich verstellter Überschiebungsfläche u. fassen den schmalen Eozänstreifen an der Front der helvetischen Zone, der z.B. bei Nussdorf zwischen der Molassegrenze und der helvetischen Oberkreide angetroffen wird, als eine am Überschiebungsrand über die Molasse vorgeschleifte Schuppe auf; Traub hingegen denkt an eine vertikale, flexurartige Störung mit Hebung der helvetischen Zone, wodurch die einst ihr auflagernde Molasse der Abtragung zum Opfer fiel. Dass im Wachtbergsschotter (marines Miozän) Gesteine aus der helvetischen Zone fehlen, wird damit erklärt, dass damals die helvetische Zone noch von Molasse bedeckt war; erst später erfolgte die erwähnte Hebung und die Abtragung der Molasse südlich der heutigen Alpen-Molassegrenze ("Alpenrandstörung"). Den dieser Grenze entlangziehenden Eozänstreifen, der zur Adelholzener Fazies gehört, hält Traub nicht für eine heraufgeschleifte Schuppe,

vielmehr sei das Eozän den Pattenauer Mergeln der Oberkreide transgressiv aufgelagert.

Über die helvetische Zone selbst berichtet Traub im II. Jahrgang d. Mitteilungen. Wichtig ist der Nachweis des komplizierten Schuppenbaues südlich der Mulde bei der Frauengrube. Ferner der Wegfall d. Leistmergel am Südrand der helvetischen Zone: die betreffenden roten Mergel haben sich als Flyschmergel herausgestellt. Faziell ergibt sich eine Reihe von Anzeichen wachsender Landnähe nach Süden hin; doch kann es sich dabei nur um Inseln im helvetischen Meer selbst, nicht um die südliche Randschwelle dieses Meeres handeln, da die Fensterklippe des Hochstein am Heuberg, die Nummulitenkalk und Lithothamnienkalk aufweist, noch einem landfernen Bereich der helvetischen Sedimentation angehört.

Aus diesen Feststellungen Traubs ergeben sich weittragende Folgerungen, besonders wenn man noch hinzunimmt, dass nicht nur die freiliegende helvetische Zone verfaultet und verschuppt ist, sondern auch unter der gesamten Flyschzone noch die helvetische Decke anzunehmen ist, u. zw. gemeinsam mit der Flyschdecke verfaultet (Deckenfaltung im Sinne von M. Richter). Es ergibt sich daraus, dass der Sedimentationsraum der heutigen helvetischen Decke ursprünglich - bei Ausglättung der Falten und Schuppen und unter Berücksichtigung des Umstandes, dass am Heuberg keine Anzeichen von Landnähe sichtbar sind - viele Kilometer südlich der heute aufgeschlossenen südlichsten helvetischen Vorkommen am Heuberg und bei der Kirche Gnigl seinen Südrand gehabt haben muss. Dann erst ist die Schwelle zwischen helvetischem Meer und Flyschmeer anzusetzen, sodass man für den Nordrand des Flyschmeeres in ein Gebiet kommt, das mitten in den heutigen Kalkalpen, wenn nicht schon nahe ihrem Südrand liegt. Da ferner die Kalk-Flyschgrenze nicht mit dem Südrand der Flyschdecke identisch ist und auch die Falten innerhalb der Flyschzone ausgeglättet gedacht werden müssen, muss die Breite des Flyschmeeres ein Vielfaches der Breite des heute freiliegenden Teiles der Flyschdecke betragen haben, das bedeutet aber, dass man mit dem Südrand des Flyschmeeres bis in die Gegend der heutigen Tauern kommt. Dann erscheint aber die Hypothese eines Ferntransportes der Salzburger Kalkalpen aus dem Raum südlich der Tauern keineswegs so phantastisch wie es zunächst den Anschein hat. Damit soll natürlich nicht behauptet werden, dass diese Erwägungen für den Ferntransport über die Tauern hinweg beweisend sind, denn die gesamte Raumverzehrung könnte sich ja auch zwischen Alpenvorland u. Tauern abgespielt haben; aber die Möglichkeit jener Vorstellung erscheint doch in einem helleren Licht, da unsere Überlegungen auf alle Fälle grossdimensionale Deckenbewegungen allerersten Ranges erweisen.

In Verbindung m. d. paläogeographischen Annahme eines Hineinreichens des Flyschmeeres bis in den heute von den Tauern eingenommenen Raum ist auch darauf zu verweisen, dass die weit verbreitete Eingliederung des ostalpinen Flysches in die "ultrahelvetische" Deckengruppe nicht unbedingt gesichert ist; M. Richter denkt an hochpenninisch-unterostalpine Zugehörigkeit und verweist auf die Zusammenhänge mit der Schweiz. Tatsächlich greift der ostalpine

Flysch in Liechtenstein um das Westende der Nördlichen Kalkalpen (Rätikon) herum und verbindet sich dort nach übereinstimmender Angabe aller Beobachter mit dem penninischen Prättigauflysch. Sollte auch der Salzburger Flysch penninisch sein, so würde dies gut zu einem einstigen Zusammenhang zwischen Flyschmeer und Tauern - sofern diese mit den Deckentheoretikern als penninisch abgesprochen werden dürfen - passen.

In der Flyschzone selbst wurde am Tannberg (auf oberösterreichischem Boden) das schon von M. Richter und Müller-Deile angeführte Neokom durch Fossilfunde (reichliche Aptychen, auch Belemniten) belegt (durch Janoschek, Braumüller und Aberer nach Angaben von Trauth). Die von M. Richter und Müller-Deile am Nordfuss des Haunsberges angegebenen eozänen "Untermoggschichten" sind (nach mündl. Mitteilung von F. Traub) zu streichen, sie gehören zum Gaultflysch; auch die sonstigen Angaben von Richter und Müller-Deile über Eozänflysch im Salzburger Bereich haben keine Bestätigung gefunden.

In den Kalkvoralpen glaubt Plöchingner eine eigene "Sparberdecke" zwischen die tirolische Osterhorngruppe und die (nach seiner Annahme) juvavische Gamsfeldecke einschalten zu müssen. Zu ihr rechnet er ausser dem Sparber selbst auch den Einberg, der tektonisch und stratigraphisch mit dem Sparber zu parallelisieren sei. Hier wie dort zeigt sich ein Fazieswechsel vom gebankten Dachsteinkalk und den Kössener Schichten zum rätischen Riffkalk. Die Riffkalkmasse des Einberges ist von Süden der Osterhorngruppe aufgeschoben. Der Einberg bildet die Wurzelzone einer einst zusammenhängenden Decke, die später durch die Osterhornantiklinale zerrissen wurde. Der Sparber gehört also nicht, wie früher angenommen, zur Schafberggruppe - dagegen spricht auch seine gegen Nordwesten gerichtete Stirn - sondern stammt aus dem Ablagerungsbereich zwischen Tirolikum und Juvavikum.

Die Aufschiebung des Einberges auf die Osterhorngruppe erfolgte nach Plöchingner vorgosauisch, wurde aber nachgosauisch wiederbelebt. Die Einbergüberschiebung erzeugte nach seiner Ansicht den grossen Ost-Westbruch am Südrand der Osterhorngruppe (wenigstens in seinem östlichen Anteil), dessen gesenkter Südflügel unmittelbar nördlich unter dem Einberg liegt. Der relativ gehobene Nordflügel besteht aus Triaskalken, die auch gegenüber dem nördlich anschliessenden Juragebiet herausgehoben sind, ebenso wie dies weiter westlich im Trattberggebiet der Fall ist. Es liegen also im Süden der Osterhorngruppe drei grosse Störungen vor: die südlichste ist die Einbergüberschiebung, nach Norden folgt zunächst der grosse Bruch, an dem die Triaskalke gehoben sind, und noch weiter nördlich eine Störung, an der die Triaskalke, wie Plöchingner annimmt, an die Juragesteine angepresst sind, die sie z.T. auch überschoben haben (u.zw. habe diese Bewegung schon während der jungkimmerischen Phase begonnen).

Im Trattberggebiet nimmt Plöchingner an, dass das Neokom des Seewaldsees über die durch den grossen Südbruch im südlich absinkenden Gelände entstandene Mulde transgrediere, dass daher diese Mulde bereits vorneokom entstanden sei; eine Annahme, der doch wohl die Tatsache entgegensteht, dass das Neokom von St. Koloman

von dem der Seewaldseemulde deutlich durch den grossen Bruch geschieden wird (eine Verbindung beider Neokomvorkommen über den Bruch hinweg ist undenkbar), dass also der Bruch nachneokom sein muss.

Was die juvavischen Deckschollen betrifft, so ergänzte W.E. Petraschek seine Forschungen über die Hallstätter Decke des Dürnberges. Nördlich von Hallein, westlich des Auwirthshauses, stellte er Haselgebirge unter dem Jura-Neokom, das den Hallstätter Deckschollenstreifen von Cutratsberg trägt, fest. Er erklärt es als Ausbiss einer tieferen Hallstätter Schuppe, die durch sekundäre Verschuppung gebildet wurde.

Ausserdem beschäftigte er sich mit dem gipsführenden Juvavikum von Grubach, wo schon Bohrungen aus den Jahren 1912/13 den Beweis lieferten, dass es sich nicht um Salzaufbruch, sondern um eine Deckscholle handelt. Dass die Kalke und Mergel der unteren Kreide über-all unter die Trias einfallen, wäre nicht beweisend, weil sich Salzaufbrüche pilzartig verbreitern können. Die Bohrungen zusammen mit den obertägigen Aufschlüssen zeigen jedenfalls, dass es sich um eine an Grabenbrüchen steil eingeklemmte, muldenartige Deckscholle der Hallstätter Decke (mit Einschlüssen von Hallstätter Kalk) handelt. Die Ähnlichkeit mit der Dürnberger Deckscholle ist gross: hier wie dort liegt tiefe Einklemmung in der tirolischen Unterlage vor, auch sekundärer Haselgebirgsaufstieg aus der Tiefe ist gemeinsam.

In der juvavischen Zone des Lammergebietes kam Plöchinger im Anschluss an Cornelius zur Auffassung, dass nicht nur der Vordere, sondern auch der Hintere Strubberg zur Hallstätter Decke gehört. Bisher war angenommen worden, dass die Werfner Schiefer zwischen beiden Strubbergen samt den ihnen auflagernden anisischen Gesteinen des Hinteren Strubberges zur hochjuvavischen Decke gehören. Schon Cornelius hatte jedoch an der Nordostseite des Vorderen Strubberges steilstehende anisische Schichten gefunden, die mit denen des Hinteren Strubberges über die Werfner Schiefer hinweg zu verbinden sind. Daraus ergibt sich das Bild einer gegen Südwesten überschlagenen Antiklinale zwischen den Synklinalen der beiden Strubberge. (+ Nachtrag)

In der juvavischen Zone der Vordügel des Tennengebirges südlich der Lammer konnte Plöchinger die Schichtglieder der Hallstätter Decke von Anis bis zum Kor feststellen. Eine auffallende Tatsache

+ Nachtrag: In Raum südlich Oberscheffau, wo Pia Hallstätter Decke u. i. ihrem jüngsten Werfener Schiefer der hochjuvavischen Decke angenommen hatte, gibt es nach Cornelius keine Hallstätter Kalke; d. Werfener Schiefer gehören zur Hallstätter Decke u. liegen im Hangenden der tirolischen Dachsteinkalke. Damit fällt Pias Beleg für die Trennung der beiden juvavischen Becken fort; doch konnte Plöchinger nördlich Oberscheffau das Einfallen von Gesteinen des Vd. Strubberges unter die Serie des Gollinger Schwarzenberges (hochjuvavisch) beobachten.

stellt das mit der O - W - gestreckten Morphologie nicht im Einklang stehende NW-SO-Streichen in diesem Bereich dar; Plöchinger bringt es mit der NO-gerichteten Tennengebirgsaufwölbung in Zusammenhang.

Die von Plöchinger durchgeführte Zuweisung der Zwieselalmschuppe zur oberen Hallstätter Decke wird von Sabata (nach mündlicher Mitteilung) bezweifelt; er schliesst die Zwieselalm mit dem Gosaukamm als Bestandteil der Dachsteindecke zusammen.

Im südlichen Teil der Kalkalpen und in der Grauwackenzone arbeitete Heissel. Er fand im nordöstlichen Anteil des Hochkönigstockes Lias in starker Verbreitung (rote Kalke, vereinzelt Fleckenmergel, Hornsteinschichten). Im östlichen Vorgelände des Hochkönigsmassivs glaubte er sich gegen Trauths Vorstellungen von der Ausdehnung der Hochalpenüberschiebung über das Werfener Schuppenland wenden zu müssen: sowohl an den obertägigen Aufschlüssen als auch im Eisenbergbau der Imlau kann von einer ebenflächigen Auflagerung der Dolomite auf die Werfner Schiefer keine Rede sein, der Flächenberg gehört nach Heissel zur Werfner Schuppenzone (im Gegensatz zur Auffassung Trauths, der ihn als Deckscholle gedeutet hatte).

Auch in der Grauwackenzone stimmt Heissel mit Trauths Annahmen nicht überein; die von diesem Forscher durchgehends angenommene enggepresste Faltung besteht nur zonenweise, im übrigen herrscht Schuppenbau. Das Vorkommen grüner Werfner Quarzite auf der Südseite des Hochkail scheint für tiefgehende Verschuppung zwischen Kalkalpen und Grauwacken sprechen.

An der Grauwacken-Tauerngrenze fand Heissel eine sehr mächtige, stark vertonte Mylonitzone, die z.B. am Weg zur Liechtensteinklamm in über 100 m Mächtigkeit ansteht (blaugraue Tone mit zahlreichen verstürzten Klammkalkblöcken). Im Wagreiner Tertiär, das dieselbe tektonische Position zwischen Grauwacken und Radstätter Tauern besitzt, gibt es analoge vertonte Mylonite. Aber auch Konglomerate und Breccien des Wagreiner Tertiärs lassen sich in einzelnen Schollen nach Westen hin bis löstlich oberhalb der Liechtensteinklamm verfolgen. So kommt Heissel zu dem Schluss, die Mylonite nördlich der Liechtensteinklamm als Äquivalente des Wagreiner Tertiärs anzusprechen. Dieselben vertonten Mylonite fand er auch im Bergbau von Hollersbach und nördlich der Gerlesplatte.

Eine Reihe von Arbeiten (grossenteils der Kober-Schule) befassten sich mit den von den Deckentheoretikern als unterostalpin angesprochenen Gebieten. Hatte eine noch während des Krieges erschienene Abhandlung von Exner die Katschbergzone dargestellt, in ihr die Vertretung der unteren und (hypothetisch) auch der oberen Radstädter Decke ausgeschieden und aus der vorwiegend ost-westlichen Orientierung der tektonischen B-Achsen die meridionale Hauptschubrichtung (im Gegensatz zu Schwinnners Vorstellung eines ost-westlich gerichteten Hauptschubes) für dieses Gebiet erwiesen, so arbeitete neuerdings Oszusky in der unteren Radstädter Decke des Bereiches Weissheck - Hochfeind, wo er Bewegungsrichtung nach NO feststellte und sich der Meinung Kobers von der kretazischen Über-

fahrung des Tauernfensters anschloss; Reissner in den westlichen Radstädter Tauern, deren Bau nach seiner Ansicht durch grosse nach N getriebene Liegendfallen beherrscht wird, wobei drei Decken: die untere Radstädter Decke, die Lantschfelddecke (mit stark reduziertem Mittelschenkel) und die Pleisslingdecke unterschieden werden; ferner Wiebols, der die westliche Fortsetzung der Hochfeinddecke (= untere Radstädter Decke) bis nahe an das Grossarlthal, südlich Grossarl, verfolgte. (Südl. anschl. ausgedehnte Obere Schieferhülle v. Gasteinertal z. Murtal). Die Klammkalke werden von Exner als unterostalpin und wahrscheinlich jurassisch bezeichnet.

Am Ausgang des Stubachtales glaubt Fischer Radstädter Mesozoikum nachweisen zu können. Das Vorkommen befindet sich auf der orographisch linken Talseite, 500 m südlich des Talausganges in 960 m Höhe. Fischer erwähnt skythischen weissgrauen bis graugrünen Quarzit ähnlich dem Radstädter Quarzit, anisoladinischen Marmor, karnischen Phyllit, norischen Dolomit, Liasbreccie mit gestreckten Dolomitgeröllen wie in den Radstädter Tauern. Tektonisch deutet er diesen Komplex als eine nach Norden fallende Tauchfalte.

Das von Frasl entdeckte Vorkommen von Krimmler Trias südlich Neukirchen und seine Bedeutung für die grosstektonischen Probleme des Tauernnordrandes wurde bereits in der "Geologie von Salzburg" diskutiert.

Die Bearbeitung der östlichen Hohen Tauern durch Exner machte weitere Fortschritte. Wir folgen im wesentlichen seiner zusammenfassenden Darstellung anlässlich der Hundertjahrfeier der Geologisch. Bundesanstalt 1951. Danach ist zwar eine variskische Gebirgsbildung aus Geröllhorizonten (nach Sander) abzulesen, doch wurden die alten Strukturen durch die alpidische Gebirgsbildung verwischt. Im Gegensatz zum Aarmassiv liegen homoachsiale Diskordanzen vor. Die Fuscher Phyllite sind wohl nicht zur Gänze paläozoisch, z. T. auch mesozoisch. Die Riffelschiefer gehören in die Trias. Was die Kontaktverhältnisse der Granite betrifft, so liegt am Granatspitzkern Verschleifung vor, dagegen am Venediger wenigstens teilweise Intrusionskontakt, freilich nicht in dem von Kölbl und Cornelius angenommenen Ausmass (so auch Fischer: an der Habachzunge keine Kontaktbildungen und keine Diskordanz, tektonischer Kontakt). In der Hochalmgruppe herrscht ein Übergang von verschleiftem Kontakt zu primären Migmatisationskontakt.

Stärkstes Gewicht wird auf die Granitisation von Sedimenten gelegt. Durch Alkalimobilisation wurden die zentral gelegenen Teile der Schieferhülle erfasst und granitisiert. Die genaue Abgrenzung der alten variskischen Granite und der Produkte der alpidischen Granitisation ist noch zu untersuchen; doch besteht die Möglichkeit, dass die Tauerngranite überhaupt nicht auf magmatische Intrusion, sondern auf metasomatische Granitisation zurückzuführen sind.

Von den eigentlichen Zentralgneisen sind die B-Gneise (Migmatite, Amphibolite, Paragneise) zu unterscheiden.

Die alpidische Grossüberschiebung wird als vorgosauisch angenom-

men. In den tieferen Teilen der Tauern gibt es mächtige Querstrukturen mit Nord-Süd-Streichen, in den höheren Teilen der Schieferhülle west-Ost, bzw. Südwest-Nordost-Streichen im Sinne der klassischen Deckenlehre. Vor allem am Ostende der Tauern streichen die Faltenachsen W-O., wodurch die Annahme eines seitlichen Aufschubes auf die "Tauernnische" widerlegt wird. Ebenso erweist das Bewegungsbild der Silbereckmulde eindeutig den meridionalen Bewegungssinn.

Im einzelnen ergibt sich zur Tektonik der östlichen Tauern: Der Sonnblickkern bildet eine nach NO konvexe Stirnzone, die in der Mallnitzer Mulde brandet. Die von Winkler angenommene Diskordanz zwischen Sonnblick und Knappenhausgneisen einerseits, Neubaugneis andererseits besteht nicht, es liegt einfache Stirnprägung vor wie Kober annahm. Nordöstlich der Mallnitzer Mulde folgt ein stockwerkförmig gegliederter Bau, dessen tiefste Einheit der Hölltor-Rotgülden-Gneiskern (=Ankogeldecke Kobers) bildet; darüber bzw. darum legt sich, durch die Woiskanmulde getrennt, die aus granosyenitischen Gneis bestehende Romate Gneisdecke (als westlicher Lappen der Hochalmdecke), über die sich die Siglitz-Gneisdecke (mit B-Gneisen) legt.

Über dem Sonnblickkern lassen sich nach Prey verschiedene Gneis-lamellen unterscheiden: die Sandkopf-, Modereck-, Rote Wanddecke. Die Trias der letzteren ist mit der Seidlwinkldecke identisch.

Auf dem Gebiete der Glazialgeologie sind zu nennen:

1. die Entdeckung eines Rinnensystems im Bereiche des Salzachgletschers durch Weinberger, der diese Vorstellung auch auf das Oichtental übertrug (vergl. diese Mitteilungen, Band II);
2. die Erforschung der Lokalmoränen des Untersberggebietes sowie des Tauglgebietes durch Schlager (vergl. diese Mitteilungen Bd. II);
3. Die Erforschung der Lokalmoränen des Hochköniggebietes durch Heissel, der dort sehr wenig Daunmoränen, sehr viel Gschnitzmoränen in ganz verschiedenen Höhenlagen (bis in die Täler herunter) und ausserdem Schlernmoränen z. B. an der Mündung des Höllngrabens unterschied;
4. die Erforschung der Lokalmoränen des Gasteiner Tales durch Jaksch, der zu anderen Ergebnissen als Senarclens - Grancy kam (Daunmoränen im Nassfeld, die Moränen bei Bad Gastein Gschnitz, eine älteste Gnschitzmoräne halbwegs Bad Gastein - Hofgastein, Schlernmoräne am Laidachbach; ausserdem Morämenterrassen beiderseits des Gasteiner Tales, die auf einen Talgletscher zwischen Würmhochstand und Schlernvorstoss hinweisen, ähnlich den von Schlager im Tauglgebiet festgestellten Moränen);
5. Die Erklärung der Salzachöfen durch postglaziale Hebung (Seefeldner, vergl. diese Mitteilungen Band I), womit die postglaziale Aufschüttung im Tal südlich der Öfen in Zusammenhang gebracht wird.

Literatur:

- F. Aberer und E. Braumüller. Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. Jb.d.Geol.B.A.1947, ausgeg.1949
- Chr.Exner. Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. Mitt.d.Geol.Ges.wien 35,1942
- " " Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrb.d.Geol.B.A.1948, ausgeg.1949
- " " Aufnahmsbericht Bl.Gmünd-Spittal. Verh.d.Geol.B.A.1948 ausgeg.1949
- " " Beitrag in: Geolog.Führer zu den Exkursionen aus Anlass der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier. Verh.d.Geol.B.A. Sonderheft A 1950/1
- " " Geologische Probleme der Hohen Tauern. Vortrag bei der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier d.Geol.B.A.1951 (Verh.d.G.B.A.1952, S.H.C.)
- " " und E. Pohl: Granosyenitischer Gneis und Gesteinsradioaktivität bei Badgastein, Jb.d.G.B.A. 1949/51
- H. Fischer. Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. Verh.d.Geol.B.A.1947, ausgeg.1949
- W. Heissel, Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. Jahrb,d,G.B.A. 1947 ausgeg. 1949
- " " Aufn.Ber.Bl.St.Johann.i.P., Verh.d.G.B.A. 1950/1
- " " Beitrag in: Geolog.Führer zu den Exkursionen ... (wie oben)
- K. Jaksch. Vortrag über die Vergletscherung des Gasteiner Tales, gehalten in der Geogr. Arbeitsgem. Salzburg 1952
- L.Kober. Bericht über Arbeiten des Geol.Inst.d.Univ.Wien, Verh.d.G.B.A. 1948, ausgeg.1950 (darin u.a.: Oszuszy, Reissner, Frasl)
- W.E.Petraschek. Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. Verh.d.G.B.A. 1947, ausgeg. 1949
- " " Die geologische Stellung der Lagerstätte von Hallein, Berg- und Hüttenm. Monatsheft 94,1949
- " " Aufn.Ber.Verh.d.G.B.A.1948, ausgeg. 1949
- B.Plöchinger. Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Jb.d.G.B.A.1948, ausgeg.1949
- " " Aufn-Ber.Bl.Hallein-Berchtesgaden u. Ischl-Hallstatt, Verh.d.G.B.A. 1950/1
- " " Beitrag in :Geolog. Führer zu den Exkursionen (wie oben)
- S.Prey. Beitrag in : Geol.Führer zu den Exkursionen (wie oben)
- M.Schlager. Die Lokalvergletscherung im Untersberg- und Tauglgebiet. Mitt.d.naturw.Arbeitsgemeinschaft v. Haus der Natur in Salzburg, Geol.-Min.Arbeitsgruppe II. Jahrgang 1951
- E.Seefeldner. Die Entstehung der Salzachöfen. Mitt.d.nat.A.G.v.H. d.Natur in Salzburg. Geol.Min.A.O. Jahrg.1950

- F. Traub Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates. N.J.f.Min.usw.Monatshefte 1945-48, ausgeg. 1949 Abt.B.
- " " Die Schuppenzone im Helvetikum von St.Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg. Mit .d.nat.A.G.v.H.d.Natur, in Salzburg Geol.min.A., II. Jahrg. 1951
- F. Trauth Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. Verh.d.G.B.A. 1948, ausgeg. 1950
- L. Weinberger. Ein Rinnensystem im Gebiete des Salzach-Gletschers, Zeitschr.f.Gletscherkunde u. Glazialgeolog. II. 1952
- " " Diskussionsbeitrag zur Entstehung des Oichtentales. Mitt.d.n.A.G.v.H.d.Natur in Salzburg, Geol.min.A., II. Jahrg. 1951
- J. Wiebols. Zur Tektonik des hinteren Gross-Arl-Tales. Jb.d.G.BA 1948 ausg. 1949
- A. Winkler v. Hermaden. Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales des Enns, Sitz.Ber.d.Ak.d.Wiss.Wien, math.nat.Kl. 159, 1950
- Nachtrag.
- H.P. Cornelius u. B. Plöchinger. Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales Jb.d.G.BA. 1952
- H. Hagn. Zur Kenntnis der obersten Kreide am Nordfuss des Untersberges. N.Jb.Geol.Paläont.Mh. 1952
- H. Holzer. Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe. Sitz.Ber.d.Ak.d.Wiss.Wien.math,nat.Kl, 161 1952
- B. Plöchinger. Aufn.Ber.Bl.Hallein-Berchtesgaden u. Ischl-Hallstatt. Verh.G.BA. 1952
- E. Seefeldner. Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungertiär. Mitt.d.Geogr.Ges.Wien 94, 1952
- E. Spengler Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Verh.G.BA. 1952
- F. Traub. Die Schuppenzone im Helvetikum von St.Pankraz am Haunsberg, nördl.v.Salzb. Geol.Bavar. 15, 1953

D i s k u s s i o n
zum Vortrag Del-Negro am 24.I.

Dr. Aberer: Die Grenze der oberen Süßwassermolasse gegen die marinen Miozänschichten liegt südlich St. Georgen und nördlich des Lielonberges. Papp stufte die obere Süßwassermolasse ins Helvet ein. Traub ins Torton, wofür auch die Lagerung spricht.

Die roten Mergel an der Grenze der helvetischen Zone von St. Pan-
kraz gegen den Flysch sind durch Fossilfunde als Gaultmergel des
Flysch gesichert. Auch Neokom ist in diesem Bereich im Flysch nach-
gewiesen; weiter südlich am Haunsberg cenomaner Reiselsberger Sand-
stein. Die Fortsetzung der helvetischen Zone nach Osten ist am
Tannberg bei Lassberg, ausserdem noch nordwestlich Strasswalchen
zu finden. Der Nordrand des Flysch weist überall starke Verschup-
pfung der Unterkreide auf, südlich darüber folgt die Oberkreide.

Die Grenze der Molasse gegen die helvetische Zone ist als ein Ue-
berschiebungskontakt aufzufassen, da die helvetische Zone zwischen
der bayrischen Traun und dem Raum von Bad Hall bogenförmig vor-
dringt; bei Siegsdorf liegt nördlich der verschuppten helvetischen
Zone die Molasse-Serie vom Rupel bis zum Helvet geschlossen vor,
nach Osten zu versinkt das Oligozän, dann auch der Grossteil des
Burdigal, von dem nördlich von Teisendorf nur mehr ein schmaler
Streifen am Rande der helvetischen Zone freiliegt. In Oberösterr.
aber treten bei Bad Hall wieder die oligozänen Elemente hervor.
Das Oligozän geht also offensichtlich unter der helvetischen
bzw. Flyschzone hindurch. Die Bohrungen bei Lukasöd und Mattsee
erbohrten unter dem Burdigal noch das Oligozän. Traub sucht seine
Annahme, dass die Molasse nicht unter, sondern über der helveti-
schen Zone lag und später durch vertikale Bewegungen dort abgetra-
gen wurde, damit zu beweisen, dass im miozänen Wachtbergkonglome-
rat kein Eozän der nahe gelegenen helvetischen Zone von St. Pan-
kraz vorkommt. Aber eine Reihe von Gesteinen der helvetischen Zo-
ne wie Stockletten, Oberkreide und Paleozän kommen wegen ihrer
Beschaffenheit als Geröll-Lieferer nicht in Betracht. Schwarzerz
wird leicht aufgelöst, das Roterz ist tektonisch stark beansprucht,
was sein Fehlen im Wachtbergkonglomerat erklären mag.

Dr. Pippan: Ergänzend zu Heissels Nachweis der Fortsetzung des
Wagreiner Tertiärs nach Westen kann angeführt werden, dass Ohne-
sorge eine Lettenzone nördlich des Klammkalkes bei Embach fand.

Dr. Müller: Nahe dem Kraftwerk an der Mündung der Rauriser Ache in
die Salzach gibt es einen Mylonit, dessen anstehender Charakter
allerdings nicht gesichert ist, da er von grobem Blockwerk unter-
lagert wird, das offensichtlich von der Rauriser Ache verfrachtet
wurde.

Dr. Seefeldner: Sind die Vorkommen von Wagreiner Tertiär an Decken-
grenzen gebunden?

Dr. Del-Negro: Im Bereich der Liechtensteinklamm scheint dies der
Fall zu sein. Man könnte dabei an Nachbewegungen an alten Decken-

grenzen denken, durch die das Wagreiner Tertiäre eingeklemmt wurde.

Dr. Pippan: Wie ist der von Exner hervorgehobene Unterschied zwischen Aarmassiv und Tauern zu erklären?

Dr. Del-Negro. Über das Aarmassiv gingen nur die helvetischen Decken und eventuell unterostalpine Einheiten hinweg, während die Tauern nach Annahme der Deckentheoretiker von viel mächtigeren Deckenkomplexen überschritten wurden.

2. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 28. Februar 1952.

Beitrag zur Geologie des Trattberges.

Mit einer Kartenskizze 1:25.000 und einer Profiltafel als Beilage.

Vortrag von Prof. M. Schlager

Im folgenden soll ein vorläufiger Bericht über eine noch nicht abgeschlossene Kartierung des Tauglgebietes und seiner Gebirgs-umrahmung gegeben werden. Es wurde jener Teil des Arbeitsgebietes herausgegriffen, dessen Bearbeitung schon am weitesten vorge-schritten ist, nämlich das Südoststück des Bergkranzes, welcher das Einzugsgebiet des Tauglbaches umschliesst. Ungefähre Grenzli-nien des behandelten Gebietes sind: das Taugltal und der Sattel der Berghüttenalm im N; der Wiesberggraben im E; die Seewaldsenke mit dem Seewaldsee im S; die Linie St. Wilhelm-Sommerau im W. Ge-legentlich werden aber auch Erfahrungen aus den angrenzenden Ge-bieten mitgeteilt. Das behandelte Gebiet ist auf der Österrei-chischen Karte 1:25.000, Aufnahmeblatt 94/2 Süd (Trattberg) darge-stellt; die verwendeten Ortsbezeichnungen sind grösstenteils die-ser Karte entnommen.

Geologische Gesamtsituation des Trattberges und seiner Umgebung.

Das bearbeitete Gebiet liegt am Südrand der Osterhorngruppe, die zur Gänze der Tirolischen Decke angehört. Südlich anschliessend folgt die Senke der Weitenau und des Lammertales, in der tiroli-sche Jura- und Neokongesteine von juvavischen Deckschollen ü-berlagert werden. Die Grenze zwischen Osterhorngruppe und Weite-nauer Senke bildet eine Bruchzone, längs welcher der Südflügel abgesunken ist; sie verläuft auf der Strecke Grubach-St. Wilhelm NE und biegt dann nach E gegen den Seewaldsee um. Der an diesen Bruch nordwärts anschliessende Teil der Osterhorngruppe hat im Bereich des Taugltales im grossen und ganzen den Bau einer Mul-de aus Jura- und Neokongesteinen, mit annähernd W-E streichender Achse. Die Berge nördlich der Taugl, Schlenken, Schmitenstein und Regenspitz bilden den Nordflügel der Synklinale; das Gebiet

grenzen denken, durch die das Wagreiner Tertiäre eingeklemmt wurde.

Dr. Pippan: Wie ist der von Exner hervorgehobene Unterschied zwischen Aarmassiv und Tauern zu erklären?

Dr. Del-Negro. Über das Aarmassiv gingen nur die helvetischen Decken und eventuell unterostalpine Einheiten hinweg, während die Tauern nach Annahme der Deckentheoretiker von viel mächtigeren Deckenkomplexen überschritten wurden.

2. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 28. Februar 1952.

Beitrag zur Geologie des Trattberges.

Mit einer Kartenskizze 1:25.000 und einer Profiltafel als Beilage.

Vortrag von Prof. M. Schlager

Im folgenden soll ein vorläufiger Bericht über eine noch nicht abgeschlossene Kartierung des Tauglgebietes und seiner Gebirgs-umrahmung gegeben werden. Es wurde jener Teil des Arbeitsgebietes herausgegriffen, dessen Bearbeitung schon am weitesten vorge-schritten ist, nämlich das Südoststück des Bergkranzes, welcher das Einzugsgebiet des Tauglbaches umschliesst. Ungefähre Grenzli-nien des behandelten Gebietes sind: das Taugltal und der Sattel der Berghüttenalm im N; der Wiesberggraben im E; die Seewaldsenke mit dem Seewaldsee im S; die Linie St. Wilhelm-Sommerau im W. Ge-legentlich werden aber auch Erfahrungen aus den angrenzenden Ge-bieten mitgeteilt. Das behandelte Gebiet ist auf der Österrei-chischen Karte 1:25.000, Aufnahmeblatt 94/2 Süd (Trattberg) darge-stellt; die verwendeten Ortsbezeichnungen sind grösstenteils die-ser Karte entnommen.

Geologische Gesamtsituation des Trattberges und seiner Umgebung.

Das bearbeitete Gebiet liegt am Südrand der Osterhorngruppe, die zur Gänze der Tirolischen Decke angehört. Südlich anschliessend folgt die Senke der Weitenau und des Lammertales, in der tiroli-sche Jura- und Neokongesteine von juvavischen Deckschollen ü-berlagert werden. Die Grenze zwischen Osterhorngruppe und Weite-nauer Senke bildet eine Bruchzone, längs welcher der Südflügel abgesunken ist; sie verläuft auf der Strecke Grubach-St. Wilhelm NE und biegt dann nach E gegen den Seewaldsee um. Der an diesen Bruch nordwärts anschliessende Teil der Osterhorngruppe hat im Bereich des Taugltales im grossen und ganzen den Bau einer Mul-de aus Jura- und Neokongesteinen, mit annähernd W-E streichender Achse. Die Berge nördlich der Taugl, Schlenken, Schmitenstein und Regenspitz bilden den Nordflügel der Synklinale; das Gebiet

südlich der Taufl, besonders Trattberg und der westwärts anschließende Höhenrücken des Zimmereckwaldes den Südflügel. In ihm erscheinen an der südwärts blickenden Steilstufe, die an den Bruch Grubach-St. Wilhelm-Seewaldsee geknüpft ist unter dem Jura noch Gesteine der Obertrias.

Das Baumaterial der Trattberggruppe.

Obertrias. Die Südabstürze des Trattberges gegen die Seewaldsenke bestehen grossenteils aus gebanktem Dachsteinkalk, der schon dem Rhät angehören dürfte. In den Waldhängen N u. NE des Seewaldsees (zwischen den Koten 1320, 1000 und 1099) sind die Bänke meist grau, bituminös, auf Anwitterungsflächen nicht selten feinkreidig und häufig mit gelblichem Mergelbelag auf den Schichtflächen. Weiche Mergelschieferzwischenlagen zwischen den Bänken kommen vor.

An dem Steig der aus der Gegend der Wallinghütte (W Seewaldsee) zum Fusse der Gitschenwand (P 1527) emporführt, liegen unten Bänke hellbräunlichen Kalkes, die aber gegen oben allmählich grau und bituminös werden. In 1440 m Höhe werden sie von den hellen, oberrhätischen Riffkalken der Gitschenwand überlagert, die mit lotrechter, etwa 80 m hoher Wand abstürzen. Dieser Riffkalk scheint jedoch ostwärts an Mächtigkeit zu verlieren und östlich der Kote 1527 durch graue, bituminöse Kalke mit Mergelzwischenlagen ersetzt zu werden; diese sind an den letzten, zur Vordertrattbergalm emporführenden Weg unter den Basalkonglomeraten der Oberalm-schichten zu sehen.

In dem Waldhang NE des Seewaldsees scheint oberhalb des Jagdsteiges, der vom Bärloch gegen P 1099 führt, eine mächtige Bank hellen Riffkalkes in den bituminösen Dachsteinkalk eingeschaltet zu sein.

Oberrhätischer Riffkalk bildet weiter westwärts und in tieferer Lage noch die steilen S-Abstürze der Fagerwand, während zwischen Gitschen- und Fagerwand wieder der gebankte Dachsteinkalk hervortritt. Die Riffkalkplatten der Gitschen- und Fagerwand bewegen sich nordwärts gegen das Kneilloch herab. In der Gegend der Kote 1208 E Kneilloch erscheinen dünnschichtige, bituminöse, mergelige Gesteine anscheinend im Liegenden der Riffkalke und könnten als Äquivalente der Kössener Schichten gedeutet werden.

Gebankte, hellbräunliche, riffkalkartige Gesteine bilden auch einen Teil der steilen Südabstürze von Fuchsreith westl. von St. Wilhelm und sind von hier, westwärts immer tiefer absinkend, bis in die Gegend von Grubach zu verfolgen.

Die Riffkalke zeigen manchmal Anwitterungen von Korallen. Ästige Korallen sah ich in bituminösen Kalken bei St. Wilhelm.

Abseits von diesem Obertriaszug am Südrand der Trattberggruppe fand ich noch an 2 Stellen, unter Juragesteinen auf kleinem Raum hervorblickend, helle, riffkalkartige Gesteine; bisher konnte ich jedoch nicht entscheiden, ob sie als Oberrhätkalk oder als massige Kalke des unteren Jura anzusprechen sind.

1. In der Tiefe des Sommereckgrabens (in der Karte als Kneilgraben bezeichnet) an der Einmündung des vom Kneilloch herabkommenden Grabens. Der Bach durchschneidet sie in einer kurzen Klamm. Der Kalk wird überlagert von Mergeln und Kalkmergeln mit Brekzienlagen, die dem Lias-Dogger-Bereich angehören.
2. Im Bett der Taugl, in der sogenannten Strub (P 682), einer schönen, kurzen Klamm. Hier sieht man Überlagerung durch buchte Liaskalke und Kieselschiefer.

Oberlias-Dogger. Gesteine, denen vorläufig aus Analogie mit anderen Gebieten diese Altersstellung zugeschrieben wird, unterlagern die Oberalmschichten im Bereich des oberen Taugltales. Ihr Verbreitungsgebiet lässt sich im grossen und ganzendurch folgende Linie begrenzen: Sattelalm (E Schmitenstein); Mündung des Sommereckgrabens in die Taugl; unterer Teil der Südhänge des Taugltales, etwa bis zur 900 m - Schichtlinie; Schafkesselgraben; Lethenkessel, Storchenalm, Berghüttenalm.

Der ganze Komplex zeigt im allgem. flaches Südfallen. Die Gesteinsgesellschaft ist ziemlich mannigfaltig und bedarf einer genaueren Untersuchung die bisher noch nicht vorgenommen wurde. Auch die eindeutige Abgrenzung gegen die hangenden Oberalmschichten ist noch nicht gelungen. Vorläufig wurden folgende Gesteinsarten festgestellt:

1. Rote, knollige, tonige Kalke vom Adneter Typus an der Mündung des Urbangrabens in die Taugl. (NE Jägerwirt, P 728 der Karte.)
2. Blaugraue, harte, dünnplattige Kieselschiefer.
3. Brekzienlagen, schon knapp über den Adneter Kalken beginnend und in verschiedenen Horizonten bis zur Untergrenze der Oberalmer auftretend; häufig in Mergel eingeschaltet.
4. Graue und bunte Mergel, anscheinend sehr verbreitet, aber mit einer dicken, lehmigen, an Hornsteinsplittern reichen Verwitterungsschicht überdeckt und auch infolge Bewuchses selten schön aufgeschlossen.
5. Roter Radiolarit; bisher nur am Weg von der Sattelalm zur Gugelalm in einem hohen Niveau, nicht weit unter den Oberalmern des Schmitensteins beobachtet.
6. Massiger, feinkristalliner, bläulich-grauer Kalk, bei der Jagdhütte am S - Hang des Taugltales SW Struber.
7. Dünnplattige Mergelkalke, kieselig, mit viel Mergelzwischenlagen; stellenweise Brekzienlagen eingeschaltet; anscheinend den Übergang zu den Oberalmern bildend. Diese Gesteine sind z. B. im Sommereck- und Rameigraben zu beobachten.

Ein Teil dieser Schichtfolge, z. B. der rote Radiolarit, soll nach Vortisch bis in den unteren Malm reichen.

Oberalmschichten. Dieser mächtige Schichtkomplex, der in den Malm gestellt wird, bildet das Hauptbaumaterial der Trattberggruppe und muss daher eingehender geschildert werden. Besonders die Art der Auflagerung auf ältere Gesteine ist wechselnd und verdient besondere Beachtung: im Süden transgredieren die Oberalmschichten, zum Teil mit Basalkonglomeraten, auf Obertrias; im N überlagern sie

den eben geschilderten Lias-Donpler Komplex.

Die Basis der Oberalmschichten. Im Bereich des Zuges der Obertrias, der vom Hochwieskopf (P 1754) über Gitschen- und Fagerwand bis in den Südabfall der Zimmereckhöhe (P 1130) bei Grubach hinein zu verfolgen ist, sowie im Bereich der Seewaldzone liegen die Oberalmschichten ohne Zwischenschaltung anderer Gesteine auf Trias. Dabei sind stellenweise Basalkonglomerate oder Brekzien entwickelt, die zuerst von Del-Negro an dem Steig entdeckt wurden, der von St. Wilhelm zum Trattberg führt. (Bei P 1099). Von hier kann man sie abwärts gegen die Teufelsmühle verfolgen. Sie enthalten mässig bis schlecht gerollte Stücke von hellbräunlichem Kalk (wahrscheinlich oberrhätischer Riffkalk) und nur selten ein graues Gerölle (Kösse-ner Kalk?). Weitere Vorkommen sind: 2. Im sogenannten Gampertal (unmittelbar N der Schrift "Fagerwand"); 3. Am Trattbergweg NE Kote 1208 beim Kneilloch (hier ziemlich verquetscht); 4. Östlich Vordertrattbergalm, am Weg zum Hintertrattberg, bis in die Gegend der Merchenhütte, wo es auszukeilen scheint; 5. Nördlich der Auerhütte am Seewaldsee. Das in die Karte eingetragene kleine Felswändchen genau N der Auerhütte, in 1160 m, besteht aus 6 - 8 m mächtigen Konglomerat, in dem sich Blöcke bis zu Kopfgrösse befinden. Neben Triaskomponenten findet man hier vereinzelt auch rötliche Gerölle, die wahrscheinlich aus tieferem Jura stammen. 6. Südlich des Seewaldsees liegen die Oberalmschichten mit besonders mächtigen Konglomeraten und Brekzien auf dem Dachsteinkalk des Amasecks. Die sich nordwärts zum Seebecken senkenden Hänge zeigen die Schichtflächen dieser grobklastischen Basalbildungen sehr schön; ihre 50 m übersteigende Mächtigkeit erkennt man an dem wandförmigen Südabsturz der Kote 1164 gegen den Marchgraben. Die schlecht gerollten Stücke hellbräunlichen Riffkalkes erreichen über 1 m Durchmesser. Demgegenüber tritt das rote oder gelbrote Bindemittel, welches das Gestein sehr fest verkittet, ganz zurück. Eingeschlossene Hornsteintrümmer stammen vielleicht aus den Lias-Dogger Gesteinen. Die grosse Mächtigkeit stimmt mit den Erfahrungen Plöchingers am Astegg-Abbruch überein, wo ähnliche Bildungen 70 m Mächtigkeit erreichen. 7. Ähnliche Basalbildungen sind W von St. Wilhelm an den Südabfällen der Wildmooshöhe und von Fuchsreith zu beobachten; jedoch scheint die Mächtigkeit hier 10 m nicht zu übersteigen. Die Komponenten und Korngrösse gleichen der vorher geschilderten Bildung.

Zusammenfassend kann man sagen, dass das Verhalten der Oberalmschichten zur Unterlage in der südlichen Trattberggruppe jenem am GÖLL gleicht, wo es von Kühnel untersucht wurde. Nur fehlen am Trattberg die ortsfremden Komponenten der Basalkonglomerate.

So wie im Göllgebiet (z. B. Kehstein) die Oberalmschichten auch ohne Basalkonglomerat dem Dachsteinkalk auflagern können, wobei sie vom Dachsteinkalk oft schwer zu trennen sind, kommt dasselbe auch am Trattberg vor, z. B. zwischen Merchenhütte u. P 1550 (bei Hintertrattberg) oder in manchen Teilen von Fuchsreith und Wildmooshöhe.

In dem Gebiet nördlich des Obertriaszuges entwickeln sich die Oberalmschichten aus den Lias-Dogger-Gesteinen. Radiolarit konnte in ihrem Liegenden südlich der Taufl bisher nicht beobachtet werden. Dagegen sind harte Brekzienlagen, die kein aus grösserer Entfernung zugeführtes Material enthalten, nicht selten, besonders im Sommereck- und Rameigraben. Im Sommereckgraben sind sie südostw. fast bis zum P 954 zu verfolgen und nähern sich an dieser Stelle am meisten den auf Rhätkalken aufruhenden Basalkonglomeraten der Oberalmschichten. Die Horizontalentfernung beträgt etwa 750 m. Der Höhenunterschied ist bedeutend, da die Brekzienlagen etwa 900 m die Basalkonglomerate 1200 - 1500 m hochliegen; die Basis der Oberalmsch. muss sich also ziemlich stark herabbeugen. Der Übergang von den Brekzien zu typischen Oberalmschichten wurde noch nicht genauer studiert. Dünnplattige Mergelkalke mit + feiner Verteilung der Kieselsäure (häufig feine Bänderung!) und reichlich weichen Mergelzwischenlagen zwischen den harten Platten scheinen den Übergang zu bilden. Die Schichtflächen dieser Übergangsschichten sind nicht selten gelblichgrau und feinsandig.

Wenn man die Strubberschichten am Nordrand des Tennengebirges als Äquivalente der Lias-Doggergesteine der Osterhorngruppe betrachtet, so fällt auf, dass diese beiden Gesteins-Serien durch einen Gebietsstreifen getrennt sind, in dem sie schon vor Ablagerung der Oberalmschichten fehlten, so dass diese unmittelbar auf Rhätkalken transgredieren konnten. Der Obertriaszug Hochwies-Gitschen- und Fagerwand- Zimmereckrücken trennt wie eine Barre die beiden Verbreitungsgebiete der Lias-Dogger-Gesteine. Zwei Deutungen sind möglich: 1. Die Barre bestand schon im Sedimentationsraum des Lias-Doggermeeres und auf ihr wurde kein Sediment abgelagert. 2. Der Riffkalkzug wurde nach Ablagerung der Lias-Dogger-Gesteine als starre Masse emporgepresst und die eben abgelagerten Sedimente wurden auf ihm abgetragen, so dass die Oberalmschichten unmittelbar auf Rhät transgredieren konnten. Die Konglomeratlagen an der Basis der beiden tieferen Barmsteinkalkhorizonte, die fast ausschliesslich aus Riffkalkgeröllen bestehen und von denen die tiefere, zu B 1 gehörige, auf der Wildmooshöhe mit den Basalkonglomeraten in Verbindung zu treten scheint, könnten auch als Stütze für die Annahme früher Bewegungen des Riffkalkzuges herangezogen werden. Allerdings müsste diese Emporpressung auch noch nach Ablagerung der Oberalm- und Schrambachschichten wiederholt worden sein, wie im Abschnitt Tektonik erläutert werden soll.

Gesteinsausbildung der Oberalmschichten.

In diesen mächtigen Gesteinskörper sind 2 Haupttypen der Gesteinsausbildung zu unterscheiden, die miteinander wechsellagern. Die Hauptmasse bilden dünnplattige, hornsteinführende, graue Mergelkalke, die häufig dunkel gefleckt sind (Fleckenmergelkalke). In sie sind in 4 Horizonten massige, könnige, ebenfalls hornsteinführende Kalke (Barmsteinkalke) eingelagert.

Die Fleckenmergelkalke treten in Platten von 5 - 40 cm Stärke auf, manche Bänke erreichen aber auch 60 - 70 cm Stärke; am häufigsten

sind sie 30 - 40 cm dick. Der Bruch ist dicht, flach muschelartig. Die Farbe ist fast immer hell bis mittelgrau; meist treten aber dunkelgraue Flecken und Schlieren auf, manchmal scharf begrenzt, häufig aber auch unscharf. Die Hornsteine sind fast immer dunkelgrau bis schwarz, in dünneren oder dickeren Bändern oder in Knollen auftretend, die manchmal selbst wieder lagenförmig angeordnet sind. Die Hornsteinbänder keilen seitlich meist rasch wieder aus. Durchlaufende Hornsteinbänder findet man häufig nahe der Auflagerungsfläche auf Rhätkalke, z. B. am Weg von der Vorder- zur Hintertrattbergalm. Deutlich erkennbare organische Struktur konnte ich in diesen Hornsteinen nicht beobachten. Zwischen den Platten sieht man meist dünne Mergelzwischenlagen, deren Stärke wenige Millimeter bis Zentimeter beträgt. Die Bänke und Platten scheinen fast ganz fossillos zu sein; nur auf den Schichtflächen findet man stellenweise Aptychen, die manchmal in Nestern auftreten.

Auf den mergelig-sandigen Schichtflächen sind in manchen Horizonten, besonders in der Nähe der Barmsteinkalke, Wülste zu beobachten. Es handelt sich um eine typische Schlammfazies.

Barmsteinkalke. Diese braunen Kalke sind in dem behandelten Gebiet in 4 Hauptniveaus den Mergelkalken eingelagert und lassen sich durch das ganze Gebiet durchverfolgen; nur ihre Mächtigkeit ändert sich häufig und schwankt zwischen 5 m und 20 bis 30 m. In steilem Gelände treten sie als Wandstufen hervor, die weithin sichtbar durchziehen und vielen Bergen der Osterhorngruppe ihre charakteristische Form geben. Besonders steil und glatt sind diese Wandstufen, wenn an ihnen Brüche entlangziehen. Es ist mir aber auch gelungen, diese Barmsteinkalkhorizonte durch flaches, lewachsenes Gelände hindurchzuverfolgen; freilich schimmern sie hier oft nur mit ihrer Oberkante durch. Für die Auflösung der Tektonik sind sie von ausserordentlicher Bedeutung.

Der typische Barmsteinkalk hat braune Farbe, ist am Bruch fast immer feiner oder gröber körnig, manchmal sogar von der Struktur einer homogenen kalkigen Feinbrekzie oder eines Kalksand. Nicht selten ist er auch spätig und lässt + deutlich Echinodermenreste erkennen. Die Anwitterungsfläche ist rau und zeigt die geschilderten Strukturen deutlich. Die braunen, meist ziemlich hellen Hornsteine sind meist in Knollenform oder "Brotlaib"form eingelagert und erreichen manchmal Kopfgrösse. Aber auch durchlaufende Hornsteinbänder kommen vor, meist in der Stärke von etwa 5 cm. Daneben ist aber Kieselsubstanz mit + gut erhaltener organischer Struktur erhalten, die in Form von Würzchen oder Splintern auswittert. Sie scheinen grösstenteils von Kieselschwämmen herzuführen. Besonders schön sind solche Spongienkalke E und SE des Seewaldsees ausgebildet. Die braunen Kalke sind hier dicht und dem Dachsteinkalk ähnlich. An ihrer Verwitterungsfläche sind sie aber ganz übersät von Hornsteinwürzchen, die meist Kugelgestalt von 1 - 2 mm Durchmesser haben. Ausser den Kieselschwämmen fand ich in Barmsteinkalken noch Krinoidenreste sowie (am Südhang des Schmittensteins) einen kleinen Seeigelrest(?) von 1 cm Durchmesser. Jedenfalls muss betont werden, dass die Barmsteinkalke

reich sind an Zerreibsel von Organismenresten.

Wegen des hohen Kalkgehaltes bildet der Barmsteinkalk bei Verwitterung Karren, die aber meist etwas seichter sind als im Dachsteinkalk. (Schöne Karrenfelder beim Seewaldsee und auf der Hintertrattbergalm)

Das Gestein erscheint teils in massigen Bänken (die aber doch meist Andeutung von Schichtung erkennen lassen), teils in Platten geschichtet. Die plattige Ausbildung scheint das beständige Element zu sein; dagegen zeigen gerade die massigen Bänke vor allem die grossen Schwankungen der Mächtigkeit und keilen manchmal zwischen den plattigen Gesteinen ganz aus. Die massige Gesteinsart ist meist grobkörniger als die plattige. Die Platten sind hauptsächlich i. Hergenden von massigen Bänken fast immer zu sehen und leiten mit graubraunen Abarten zu den nächstfolgenden dichten, grauen Mergelkalcken über.

Es kann aber auch zu Wechsellagerung zwischen braunen Kalcken und grauen Mergelkalcken kommen, so dass daraus auch eine Zweiteilung des Barmsteinhorizontes entsteht. Die Horizonte 2 bis 4 neigen besonders dazu. Jedoch können die Mergelkalkzwischenlagen auskeilen, so dass der Barmsteinkalkhorizont wieder einheitlich wird.

Die Basis der beiden tieferen Barmsteinkalkhorizonte ist meist fein konglomeratisch und zeigt dann auf der Anwitterungsfläche die Struktur eines groben Mörtels. Die schlecht gerollten Komponenten sind braune Kalke (wie sie auch in den Basalkonglomeraten erscheinen), selten sind auch graue Kalkgeröllchen eingestreut. Durchschnittlich Erbsen- bis Haselnussgrösse der Gerölle. In diesen Konglomeraten treten in manchen Gebieten weiche, graugrüne bis schwärzliche Mergelschmitzen auf.

Sind die Barmsteinkalkhorizonte in voller Mächtigkeit erschlossen, so kann man sie voneinander durch charakteristische Merkmale in ihren Aufbau unterscheiden. Der unterste Horizont B 1 besitzt einen meist etwas weniger steil geböschten, ja manchmal sogar (besonders in Bächen) ausgehöhlten Sockel, der aus 2 - 4 m mächtigen, grobknollig-luckigen Gesteinen von vorwiegend feinkonglomeratischer Struktur besteht. Darüber folgen erst die körnigen Kalke. Als Beispiel eines ideal aufgeschlossenen Profiles soll jenes aus dem Kolomangraben bei der Arzgrube (etwa 650 m) angeführt werden: 4 m knollig-luckiges Basalkonglomerat (hier ausgehöhlt), darüber weit überhängend 6 - 8 m brauner körniger Barmsteinkalk mit zunehmender Schichtung gegen das Hangende.

Zu bemerken ist noch, dass in die grauen Mergelkalke im Liegenden von B 1 noch einzelne weniger mächtige braune, feinkörnige splittig brechende Kalkbänke eingeschaltet sein können, die aber nicht so deutlich hervortreten wie B 1.

Der zweite Barmsteinkalkhorizont, B 2, hat an der Basis eine feinere und weniger mächtige Konglomeratlage, manchmal auch nur eine Hornsteinbrekzie von wenigen cm Mächtigkeit. Er zeigt häufig die Tendenz zur Zweiteilung durch Einschaltung grauer Kalkmergel.

Als Beispiel eines gut aufgeschlossenen Profils sei jenes vom Gmainergraben unterhalb Sommerau gegeben:
 5 m plattiger, feinkörniger brauner Kalk, graue Fleckenmergel des Hangenden.

3 - 3.5 m massiger brauner Kalk mit ca $\frac{1}{2}$ m Basalkongl. von Erb-sengrösse

6 m graue Mergelkalke

2.15 m brauner, körniger Kalk mit 6 cm Hornsteinband

Graue Fleckenmergel des Liegenden.

Der dritte Barmsteinkalkhorizont ist nicht so massig gebaut und tritt im Gelände meist weniger deutlich hervor. Seine geringer mächtigen körnigen braunen Kalke wechsellagern mehrmals mit grauen Mergelkalcken. Im Hangenden tritt eine charakteristische Schicht besonders dünnschichtiger Hornsteinbänderkalke auf, die stark zu leichter Faltung neigen. Als Idealprofil sei jenes aus dem Maiergraben oberhalb Sommerau gegeben

	graue dünnplattige Mergelkalke
	dünnplattige, bräunliche Mergelkalke mit Hornsteinbändern
	3m brauner, splittriger Kalk mit Hornstein
	1m grauer Fleckenkalk
15 m	0.75 brauner Kalk
	graue Mergelkalke
	0.25m grauer feinkörniger Kalk mit Hornstein
	0.35m brauner Kalk mit Hornstein
	1.5 m grauer Mergelkalk
	0.6 m brauner Kalk mit Hornstein
	1.5 m graue Kalkmergel
	0.5 m brauner Kalk mit Hornsteinknollen

Der vierte Barmsteinkalkhorizont B 4 besteht aus 2 Bänken körnigen braunen Barmsteinkalkes von je 2 m Mächtigkeit, die durch ein 8 - 10 m mächtiges Schichtpaket hellgrauer Mergelkalke getrennt sind. Dieser Horizont ist sehr charakteristisch und im Gelände meist leicht zu verfolgen, da die beiden Barmsteinkalkbänke auch im bewachsenen Gelände fast immer durchspiessen. Er ist auch insofern von grösster Bedeutung, als 10 m über seiner Oberkante die Schrambachschichten des Neokom beginnen. In den B 4 begleitenden Mergelkalcken fand ich einen Belemniten.

Der charakteristische Gesteinsunterschied zwischen Fleckenkalk- und Barmsteinkalkfazies der Oberalmschichten deutet einen mehrmaligen Umschwung in den Zuständen des Ablagerungsraumes an. Graue Farbe und Fossilarmut der tonreicheren Fleckenmergelkalkfazies könnten im Sinne von Sauerstoffarmut gedeutet werden die braune Farbe und der Reichtum an organischen Resten in der kalkreichen Barmsteinfazies würden auf Sauerstoffreichtum hinweisen, während die Konglomeratlager mit mehrmaligen, ruckweisen Bodenbewegungen in Zusammenhang stehen dürften.

Mächtigkeit der Oberalmschichten. Der Abstand zwischen B 1 und B 2 ist rund 50 m, zwischen B 2 und B 3 etwa 120 - 150 m, zwischen B 3 und B 4 wieder rund 50 m. Man kann also vom B 1 bis zur Unterkante des Neokom rund 250 m rechnen. B 1 liegt verschieden hoch über der Basis der Oberalmschichten. Am Trattberggipfel ist es 60 - 80 m über den Basalkonglomeraten. Auf der Wildmooshöhe liegt B 1 wahrscheinlich unmittelbar über den Basalkonglomeraten. Dagegen scheinen unter dem B 1 der Sommereckwand noch etwa 300 m Fleckenmergelkalke mit Einschaltung einzelner dünner brauner Kalkbänke zu liegen. Die Gesamtmächtigkeit der Oberalmschichten kann also maximal auf 250 + 300 m, also 550 m veranschlagt werden.

Die vollständigsten Profile durch die Oberalmschichten sind in folgenden Gebieten zu sehen:

1. In der nördlichen Schulterfläche des Trattberges (P 1663) wo die Schichtfolge gerade bis zum oberen Barmsteinkalkband von B 4 reicht.
2. Auf der Linie Fagerwand, Brunner Köpfl (P 1211) Grosshorn, wo noch der Übergang in die tieferen Schrambachschichten zu sehen ist.
3. In zahlreichen Profilen an der Nordseite des Höhenrückens St. Wilhelm - Zimmereck reicht ebenfalls die Schichtfolge bis in das Neokom.

Neokom. Innerhalb des eingangs abgegrenzten Trattberggebietes ist nur an 2 Stellen Neokom vorhanden: in der Seewaldmulde und zwischen Brunnerköpfl und Grosshorn.

Das Brunnerköpfl (P 1211) selbst wird durch die beiden B 4 - Bänke aufgebaut, die hier steil bis mittelsteil N einfallen. Nordwärts ermässigt sich das Fallen aber rasch, so dass bei Grosshorn bereits fast schwebende Lagerung herrscht. Oberhalb B 4 werden die Fleckenmergelkalke heller und hornsteinärmer; es ist ihnen noch eine etwa 20 m starke Schicht braunen Barmsteinkalkes eingelagert; nach etwa 10 m gehen sie in die hornsteinfreien Kalkmergel und Mergelkalke der unteren Schrambachschichten über, in der gleichen Weise wie das in dem Profil Purtschellerhaus-Eckersattel im Göllgebiet zu sehen ist. Im Plateau von St. Koloman ist noch zu beobachten, wie sich auf diese etwa 10 - 20 m mächtigen tieferen und härteren Schrambachschichten sehr dünn-schichtige weiche Mergel legen, die grössere Mächtigkeit zu besitzen scheinen. Damit schliesst die Schichtfolge im Kolomanplateau.

In der Seewaldmulde ist die Lagerung stärker gestört. Der Übergang der Oberalmschichten in die Schrambachschichten ist daher weniger schön zu sehen. Die Zweiteilung in tiefere kalkreiche und höhere kalkärmere Schrambachschichten ist aber auch erkennbar. Durch den Südteil der Seewaldmulde zieht dann noch ein harter, als Rippe hervortretender Zug von blaugrauen Rossfeldsandsteinen (Koten 1172, 1022, 1009, 987), der beim Bauerngut 967 und bei Krauteck auch mit knolligen, kieseligen Gesteinen in Verbindung tritt. Es ist jedoch nirgends ein wirklich klarer und ungestörter Verband mit den Schrambachschichten aufgeschlossen. Am ehesten hat man noch

an der Nordseite der Kote 1172 (Blatt 94/4, Lammeröfen) in Richtung auf P 1082 (Blatt Trattberg) den Eindruck eines Überganges der Rossfeldsandsteine in Schrambachmergel.

Die Gesteine des Neokom sind viel fossilreicher. Neben Aptychen sind hier häufig Ammonitenreste zu erkennen. Kohlige Reste auf Schichtflächen z. B. bei St. Koloman lassen die Einschwemmungen von Pflanzenmaterial erkennen.

Tektonik.

Tektonisch kann man 3 Einheiten unterscheiden .

1. Die Jura-Neokommulde des Tauglgebietes
2. Den Triaskalkzug Hochwies, Gietschen- und Fagerwand, Zimmer-
eck.
3. Die Seewaldmulde.

Die Jura-Neokommulde des Tauglgebietes.

Der Kern dieser Mulde fällt nicht zusammen mit der Klamm der Taugl, sondern liegt südlich davon. Die Muldenachse streicht WSW-ENE. Die Oberalmschichten des Schlenken und Schmittenstein sowie die Lias-Doggergesteine der Sattel- und Berghüttenalm bilden den Nordflügel und fallen sanft, aber an einzelnen Brüchen auch staffelförmig absinkend gegen S und SSE ein. S der Tauglklamm liegen die Platten der Oberalmschichten sehr flach bis schwebend. Noch weiter nach S stellt sich dann flaches NNW-Fallen ein. In dem Grenzsaum gegen den Triaskalkzug folgt dann in einem schmalen, aber lang hinziehenden Streifen steiles NNW-Fallen; ja stellenweise stehen die Schichten saiger oder sind sogar überkippt. Kleinfaltung ist nicht selten. Diese Zone der Schichtsteilstellung ist aus der Gegend W der Vordertrattberg Alm bis zum Kolomangraben zu verfolgen und verläuft im einzelnen folgendermassen: Trattbergweg W Vordertrattberg Alm (P 1497); Gegend nördlich Kneimloch; Ostseite des Brunnerköpfels südl. P 1104; Brunner Köpfl (P1211) und südl. davon; P 996 im Fagergraben; Gegend N Teufelsmühle; P 988; Bauernhof Reitl; Südrand des Rohrmooses. Auch an der N-Seite des Zimmerecks ist noch eine mässige Lagerungsversteilung festzustellen. Man hat den Eindruck, dass diese Zone der Schichtversteilung dadurch entstand, dass der Zug der starren Riffkalke des Oberrhät emporgepresst und an die Jura-Neokommulde angepresst wurde. Dieser Vorgang müsste natürlich nach dem Neokom stattgefunden haben, da Jura und Unterkreideschichten dadurch steilgestellt wurden.

Die Muldenachse sinkt teils allmählich, teils an Staffelbrüchen gegen SW immer mehr ab. Auf der nördlichen Trattbergschulter liegt die hangendste Schicht der Oberalmschichten, nämlich B 4 in 1663 m, 10 m darüber müsste die Untergrenze des Neokom angenommen werden. Am Nordhang des Brunnerköpfls hat die Untergrenze des Neokom in nördlichen Muldenschenkel nur mehr eine Höhenlage von 1050, während sie im steilge-

stellten S-Schenkel in 1200 ausstreicht. An der Nordseite des Zimmereckwaldes streicht die Basis des neokomen Muldenkernes in 860 und 980 aus; an der Westseite des Kolomanplateaus unterhalb Wegscheid ist die Basis des Neokom in 820 zu finden.

Ausser dem Achsengefälle gegen WSW ist das auf Brüche zurückzuführen, die quer zur Achse gegen NNW oder NW verlaufen und an denen jeweils der Westflügel absinkt. Ein solcher Bruch ist in der Gegend des Kneilloches spürbar und macht sich auch im Triaszug bemerkbar; denn wenn die Fagerwand mit ihrem Riffkalk um rund 200 m tiefer liegt als die Gitschenwand, so ist das keineswegs nur eine Folge einer westlichen Fallkomponente. Die Bruchfläche scheint steil W zu fallen und südwärts gegen den Seewaldbauer zu ziehen. In den S-Abstürzen der Fagerwand sind noch mehrere kleinere Brüche dieser Art zu sehen; ebenso auch an der Westseite.

Eine bedeutendere Störung ist jene, die von St. Wilhelm NNW gegen das Ketzloch zieht und dann nach NW umbiegend über Sommerau gegen die Tauglklamm verläuft. Sie bringt N von St. Wilhelm den Oberrhätischen Riffkalk seitlich in Kontakt mit tieferen Oberalmschichten des Niveaus zwischen B 1 und B 2. Aus dem Höhenunterschied der Neokombasis zwischen Grosshorn einerseits und südlich der Fagerbauern andererseits, kann man auf eine Gesamtsprunghöhe von etwa 150 m schliessen, diese verteilt sich aber auf mehrere parallele Brüche, wie man an der Wiederholung des B 2 - Bandes beim Reitbauern (Brücklwirth der Spezialkarte) sowie östlich der S-Kurve des Horngüterweges erkennen kann. NE von Sommerau biegt sich B 2 flexurartig nach W herab, so dass sein Schichtkopf am Osthang des Gmäinergrabens zweimal angeschnitten wird. Schon diese Abbeugung erreicht den Betrag von 60 m. An dem W folgenden Bruch sinkt B 2 noch um weitere 30 m ab.

Die St. Wilhelmstörung, die sich also als Staffelbruch erweist, bildet die Grenze zwischen dem Trattberg und dem Plateau von St. Koloman. Sie tritt also auch als Grundlage der Morphologie deutlich hervor. Auffallend ist in ihrem Verlauf die Richtungsänderung aus N auf NW, deren Ursache infolge reichlicher Bedeckung mit Quartär nicht ergründet werden kann.

Der Querschnitt durch die Mulde längs der Kammlinie Regenspitzen-Gruberhorn-Trattberg ist besonders gut aufgeschlossen und zeigt einige Störungen. Im ganz flach SE fallenden N-Flügel der Mulde besteht der Nordgipfel des Regenspitzen (P 1675) aus tiefsten Fleckenkalkmergeln der Oberalmschichten, während der Felsturm des Südgipfels aus B 1 aufgebaut ist, der längs einer kleinen Verwerfung gegen den Nordgipfel abgesetzt ist. Der Verbindungsgrat zum Gruberhorn sinkt aber wieder unter das Niveau von B 1 ab. (P 1605) Der Aufschwung zum Gruberhorn (P 1734) zeigt in einer unteren Stufe B 1 (1620 - 1640) während der Gipfelaufbau (1700 - 1720) dem B 2 entspricht. Am Dürlestein (P 1697), wo B 2 infolge des SE Fallens nur mehr 1660 m hochliegt, schneidet eine Verwerfung durch, die vom Moosangerl durch die Ostflanke des Ber-

ges heraufzieht und im Bogen auf die Westflanke übertritt, wo sie in den Lethenkessel hinabsteigt; an ihr sind B 1 und B 2 südwärts um etwa 60 m abgesenkt, so dass am First (P 1718) bei ganz flacher Lagerung noch B 3 einsetzt. Auch Ebenfeld und Hintertrattbergalm haben flache Lagerung, wobei aber kleinere Brüche durchschneiden und die Schichten leicht wellig verbogen sind.

Erst südlich der Hintertrattbergalm beginnt dann das Nordfallen des Südflügels der Mulde, das sich südwärts rasch versteilt. In der Nordschulter des Trattberges (P 1663) ist der Muldenkern erreicht, in dem die Schichtfolge bis B 4 reicht.

Der Trattberggipfel, der aus tieferen Oberalmschichten bis etwas über B 2 hinaus aufgebaut ist, wurde an einer etwa 55 Grad SW fallenden Störungsfläche dieser Mulde aufgeschuppt. Der Höhenunterschied gleicher Schichten beiderseits der Schuppungsfläche beträgt 60 - 80 m, die Horizontalkomponente der Verschiebung etwa 275 m. An der Ostflanke des Trattberges sieht man, dass B 1 und B 2 stirnartig gegen die Schuppungsflächen abgewölbt sind. Dabei kommt das B 2 - Band des Trattberggipfels fast in die selbe Höhenlage wie B 3 in der nördlichen Trattbergschulter, so dass der Eindruck eines durchlaufenden Kalkbandes entsteht. An der Schuppungsfläche ist das Gestein in 2 - 3 m Breite mylonitisiert.

Der Ausstrich der Schuppungsfläche endet in E knapp östlich der Kote 1550 an einem Bruch, der aus der Gegend der Wallinghütte NE streicht und den DK der Kote 1320 (Schöberl) gegen E absenkt. Nach W verliert man die Störung im mächtigen Verwitterungslehm und Grasland des Trattberg-Gipfelgeländes. Vielleicht hängt sie aber zusammen mit einer deutlich sichtbaren Störung im Verlaufe des B 2 an der W-Seite des Trattberges und weiterhin mit der geschilderten Zone der Schichtsteilstellung.

Während der Süflügel der Taugl-mulde schon vom Trattberggipfel westwärts gegen das Salzachtal allmählich abzusinken beginnt, hält sich der Nordflügel im Schlenken noch in bedeutender Höhe und bricht erst am Westhang des Schlenken gegen das Salzachtal ab. B 2 liegt an der Nordseite des Schlenkengipfels noch in einer Höhe von 1600 m, während es in dem gegenüberliegenden Teil des Südflügels der Mulde in Fuchsreith in nur mehr 1080 m zu finden ist.

Der Triaskalkzug und der Südabbruch der Trattberggruppe

Auch der Triaskalkzug zeigt so wie die Jura-Neckommulde das teils allmähliche, teils staffelförmige Absinken gegen WSW. Der oberrhätische Riffkalk liegt am Hochwieskopf zwischen 1700 und 1750m; an der Gitschenwand in 1440 - 1520; an der östlichen Fagerwand in 1200 - 1280 m; an der westlichen Fagerwand 1120 - 1200 m; westl. d. St. Wilhelmbruches ist nur die Oberkante des Riffkalkes zu sehen und zwar zunächst noch in etwa 1050 m, an der Südseite des Zimmerecks in 950 m und an der Stelle des Untertauchens nördl. von Grubach in 800 m.

Das Einfallen der Bänke ist fast überall unter mittleren Winkeln gegen N oder NNW gerichtet.

An seiner Südseite zeigt der Triaszug den grossen Abbruch zur Neokomsenke der Weitenau längs der allgemeinen Linie Grubach-St. Wilhelm-Seewaldsee. Zahlreiche Beobachtungen zeigen, dass es sich auch hier nicht um einen einzigen Bruch, sondern um eine ganze Bruchzone handelt.

Nördlich des Seewaldsees reicht der Dachsteinkalk fast bis zum See herab und östlich der verfallenen Jagdhütte am Steig zum Bärloch tritt er an den Abfluss des Sees heran. Vom Bärloch verläuft die Grenze zwischen Dachsteinkalk und den Oberalmschichten der Seewaldmulde im allgemeinen W mit etwas N. Im einzelnen sind aber mehrmals Knickungen im Verlaufe der Grenze zu sehen, an denen jeweils gegen NE in den Dachsteinkalk einspringende Winkel entstehen, in denen Juragesteine in teilweise verdrücktem Zustand keilförmig eingeklemmt sind.

Ein grosser Jurakeil dieser Art dringt N der Auerhütte gegen P 1320 vor. In ihm scheint ein Teil der Oberalmschichten mit Basalkonglomeraten einer Dachsteinkalkscholle aufzulagern. Dieses Basalkonglomerat in einer Höhe von 1160 - 1180 m liegt um rund 350 m unter jenem, das östlich der Vordertrattbergalm in 1500 - 1520 aufgeschlossen ist, wodurch ein erster Anhaltspunkt über das Ausmass der Abbruchsbewegung gegeben ist. Zweifellos ist aber das Basalkonglomerat nördlich der Auerhütte an einen NE verlaufenden Staffelbruch etwas emporgeschleppt. Die Basalbildungen der Oberalmschichten in der Mitte der Seewaldmulde liegen um mindestens 100 - 150 m tiefer, sodass man hier mit einer Gesamtsprunghöhe des Bruchsystems von etwa 500 m rechnen kann.

Der bis 1.300 m reichende Jurakeil nördlich der Auerhütte setzt sich in einer Bruchlinie fort, die ungefähr längs des Steiges von der Wallinghütte zur Hintertrattbergalm schräg aufwärts zieht und SE von P 1550 auf die an der Ostseite des Trattberggipfels beschriebene Schuppungsfläche trifft. Von hier ist der Bruch steil in den Graben hinabzuverfolgen, der von Hintertrattberg über P 1099 zum Marchgraben verläuft. An dem erwähnten Steig zur Hintertrattbergalm sind in ungefähr 1370 m Konglomeratpartien auf Dachsteinkalk zu sehen, die als Basalbildungen von Oberalmschichten gedeutet werden können. Die Absenkung des SE Flügels an diesem Bruch ist auf 160 bis 180 m zu schätzen.

Ähnliche, aber kleinere, nordostwärts in die Dachsteinkalke einspringende Jurakeile zeigen sich noch mehrmals bei der Verfolgung des Bruchsystems gegen W; so zum Beispiel an den untersten Windungen des zur Gitschenwand emporstrebenden Weges; zwei kleine Keile S. von St. Wilhelm, oberhalb des Mahdhiasl. Sie weisen darauf hin, dass von der Hauptstörung einseitig-fiederförmig Nebenbrüche in den gehobenen Flügel hineinstrahlen; an den Nebenbrüchen ist jeweils der Ostflügel abgesenkt. Auffallend erscheint mir, dass dieses eigenartige Bruchsystem jenseits der

Weitenau-Lammersenke am Nordrand des Tennengebirges sein ungleich grossartigeres, aber spiegelbildliches Gegenstück hat. Dort schieben sich Jurakeile südostwärts zwischen halb abgelöste Späne von Dachsteinkalk ein. (Siehe Cormelius - Plöckinger, Jb.Geol. B. A.1952) Vielleicht wird man einmal aus diesen Verhältnissen auf die besondere Richtung und Eigenart der Kräfte schliessen können, welche die Bildung der Lammersenke verursachten.

Die Sprunghöhe des Hauptbruches scheint gegen W immer geringer zu werden. Die Triasstufe zwischen den Oberalmschichten des Nordflügels und jenen der Seewald-Weitenau-mulde wird immer niedriger. Besonders W der St. Wilhelm-Störung ragen zwischen den Basalkonglomeraten der Oberalmschichten auf der Höhe des Zimmer-eckrückens und den Oberjura-Neokongesteinen der Seewaldmulde bei den Höhen Mahdhiasl und Hinterlienbacheck nur mehr Dachsteinkalkwändchen von rund 50 m Höhe auf. Die Sprunghöhe ist allerdings nicht genau zu bestimmen, da die stark beanspruchten Oberalmschichten nördlich der genannten Bauernhöhe am Bruch emporgeschleppt sind und nirgends ihre Basis zeigen. Die Rossfeldsandsteine der Seewaldsenke nähern sich dem Dachsteinkalk stellenweise bis auf etwa 75 m und nur in der schmalen Zwischenzone kann man die verdrückten, steil S und SSE fallenden Reste der Schrambach- und Oberalmschichten sehen. Etwa 100 m NNW des Gasthauses Grubach verschwindet die letzte Triaskalkbank unter den sich gegen die Kärterererschluft herabbeugenden Oberalmschichten.

Die Seewaldmulde. Diese tektonische Einheit wurde nur mehr teilweise untersucht. Der Muldenbau mit W-E streichender Achse ist im Gebiet des Seewaldsees besonders deutlich erkennbar. Den südlichen Flügel der Mulde bilden rhätische Dachsteinkalke und z.T. auch oberrhätische Riffkalke des Amasecks (P 1326, Blatt Lammeröfen). Sie grenzen längs eines annähernd W-E streichenden Bruches der aber keine sehr grosse Sprunghöhe haben dürfte, an mächtige, NW fallende Basalbrekzien und Konglomerate der Oberalmschichten. Diese sind um das Ostende des Sees herum zu verfolgen und verbinden sich mit jenen, die am Fusse der Bruchlinienstufe lagern. Sie werden von zahlreichen Brüchen durchsetzt. Gegen E hebt sich die Mulde an kleinen Brüchen heraus und streicht hoch über dem Marchgraben aus; unter ihr erscheint Dachsteinkalk. Die Begrenzung des Jura durch Brüche ist besonders schön am Ostrand der grasigen Geländemulde nördlich P 1164 und östlich P 1083 zu sehen, wo Dachsteinkalk scharf an Jura grenzt. Am Abfluss des Seewaldsees sind S des Bärloches noch stark verdrückte Juragesteine an einer Störung eingeklemmt zu sehen. Tiefer hinab wurde der Graben noch nicht untersucht.

Westlich des Seewaldsees stellen sich im Muldenkern Schrambachschichten ein, welche, flach W fallend, den Hügelrücken mit P 1122 aufbauen. Das Gelände ist zu stark bewachsen und mit Moränen- und Verwitterungslehm bedeckt, als dass man die zahlreichen Brüche verfolgen könnte, welche die Mulde zweifellos durchsetzen und grosse Unregelmässigkeiten im Kontakt der Schrambachschichten mit dem liegenden Oberalmschichten hervorrufen.

Die Lagerung die man in den wenigen und weit auseinanderliegenden Aufschlüssen messen kann, ist uneinheitlich und weist auf Faltung und Brüche hin.

Während im Seebecken die Oberalmschichten breite Flächen einnehmen, schrumpfen sie westlich der Wallinghütte auf einen schmalen Streifen zusammen, der am Fuss der Dachsteinkalkhänge der Gitschenwand hinstreicht und sich dann unter Blockhalden verliert. Westlich der Wallinghütte stehen die Schrambachschichten mit W oder SW-Fallen auch am Weg zum Seewaldbauern an. Am Oberrand der steilen Bergwiesen des Seewaldbauern sind stark gefaltete Schrambachschichten bis nahe an den Fuss der Dachsteinkalkwändchen heran zu verfolgen. Weiter westwärts ist alles begraben unter dem riesigen Blockwerk des Bergsturzes, der von den oberrhätischen Riffkalken der Fagerwand sich ablöste und die ganze Talmulde westlich des Seewaldbauer abriegelte, so dass der Bach sich unterirdisch seinen Weg suchen musste.

Südlich des Seewaldbauern erhebt sich die Rippe der Rossfeldsandsteine, die mittelsteil SW fallen und von zahlreichen NE verlaufenden Störungen durchsetzt werden, die bewirken, dass die Streichrichtung der Gesteine mit dem Verlauf der Rippe einen spitzen Winkel bildet. E des Punktes 1172 bricht diese Rippe der Rossfeldsandsteine an einer anscheinend N-S streichenden Störung scharf ab. Südwestwärts lässt sie sich aber über Krauteck zur Kote 987 verfolgen, wobei das Einfallen entsprechend der Richtungsänderung des grossen Grubach-St. Wilhelm-Seewaldsee-Bruches nach S und SE dreht. Die Rossfeldschichten der Kote 987 nähern sich dem Dachsteinkalk sehr stark bis auf einen manchmal weniger als 100 m breiten Streifen, in den Fetzen von Schrambachmergeln und hornsteinführenden Oberalmschichten heraufgeschleppt sind. Diese sind anscheinend gefaltet, fallen aber doch überwiegend unter mittleren Winkeln gegen SE ein, was ganz den Bewegungen am grossen Bruchrand entspricht.

D i s k u s s i o n

zum Vortrag Schlager am 28.II.

Dr. Jaksch: Auch Quenstedt, der im Achenseegebiet in stratigraphisch analogen Räumen arbeitet, stellt den Radiolarit in den Malm; Dogger fehlt dort.

Dr. Del-Negro: Ähnlich fasst auch Trauth neuerdings den Radiolarit wenigstens als oberjurassisch auf; die liegenden Partien rechnet er freilich nach wie vor zum Dogger. Können die Riffklke an der Taugl nicht zum Dogger gehören?

Prof. Schlager: Diese Möglichkeit ist zuzugeben; die grössere Wahrscheinlichkeit dürfte, aber für die vorgebrachte Deutung sprechen.

Dr. Jaksch: Könnte das steile Einfallen der Oberalmer Kalke bei der Gitschenwand nicht sedimentär sein?

Prof. Schlager: Dafür ist es zu steil (60°). Plöchingers Annahme eines vorneokomen bruches an der Südseite der Trattberggruppe

muss zurückgewiesen werden, da dieser Bruch das gesenkte Neokom der Seewaldmulde vom gehobenen Neokom bei St. Koloman absetzt.

3. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 27. März 1952.

Das alpine Jungtertiär
und seine Bedeutung für die Alpenmorphologie.

Mit einer Tabelle (Beil. III).

Vortrag von Dr. Erich Seefeldner

Das vorliegende Referat wurde angeregt durch eine geologisch-morphologische Exkursion, die im vergangenen Sommer unter der Führung von Professor A. Winkler v. Hermaden ins Dachsteingebiet, in das Ennstal und die Gesäuseberge stattfand und an der der Referent teilnehmen konnte. Doch wird im folgenden nicht nur über die auf dieser Exkursion gemachten Beobachtungen berichtet, sondern darüber hinaus auch der Frage nachgegangen, ob bzw. inwieweit die Vorstellungen über die geologisch-morphologische Entwicklung der Alpen, zu denen Winkler hauptsächlich auf Grund seiner eingehenden Beobachtungen am Alpenostrand gelangt ist +), auch im hiesigen Bereich Geltung besitzen.

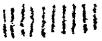
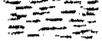
I.

Ehe auf diese Frage eingegangen werden soll, wird hier ein Überblick über das inneralpine Tertiär gegeben. Diesbezüglich ergibt sich nach Winkler folgende Gliederung:

- 1.) Kohleführende Tone und feinkörnige Sande, die stark gestört, bzw. hoch gehoben sind. Hierher gehören die liegenden Tone in der Lobenau bei Radstadt, die Tone und Sandsteine mit Kohle am Stoderzinken und am Gr. Buchstein, vielleicht auch, wie der Referent vermutet, die kohleführenden Schichten auf der Leisnitzhöhe.
- 2.) Die Ablagerungen vom Oberangerberg, von Wagrein, das Hangend-

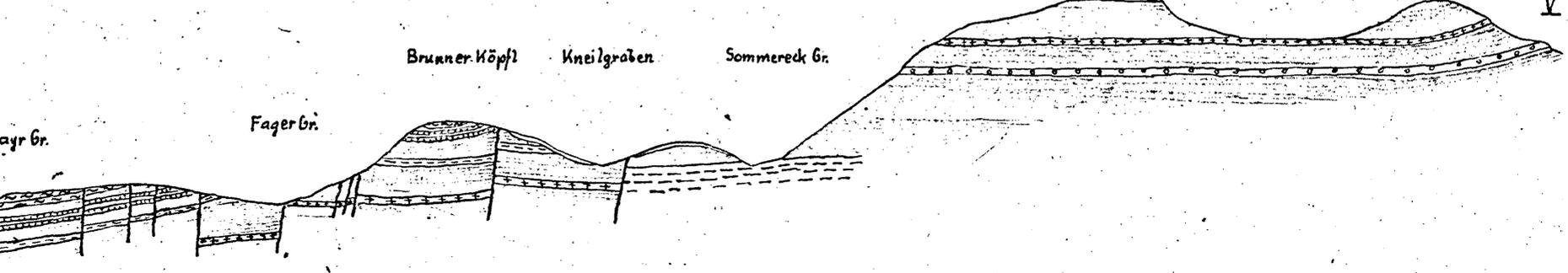
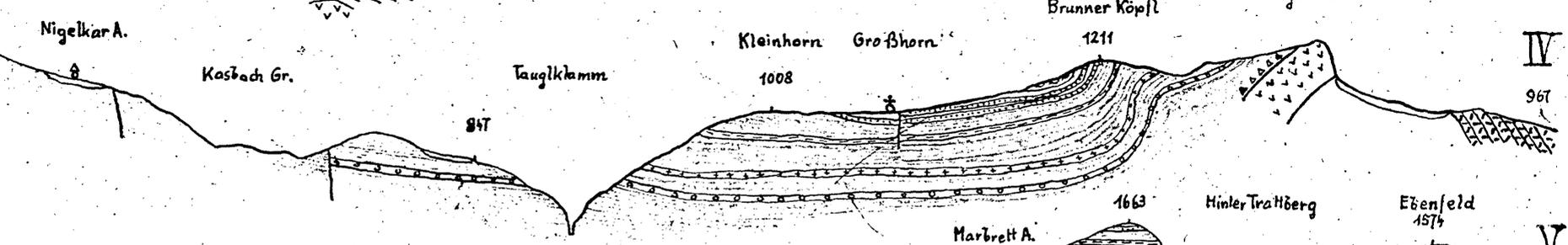
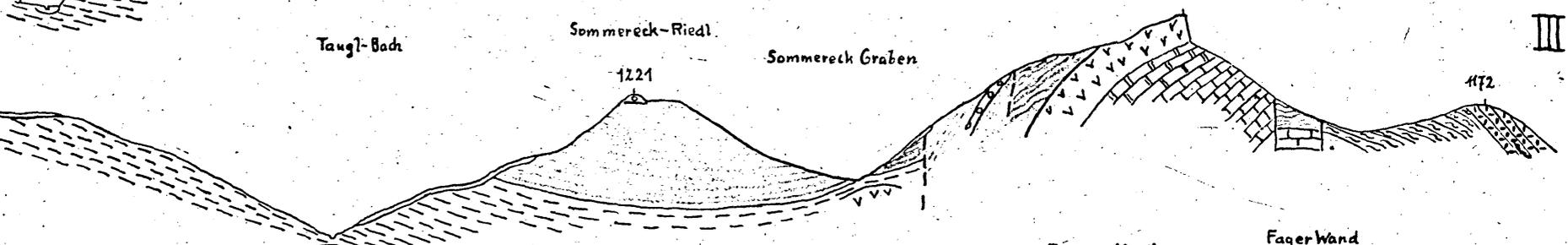
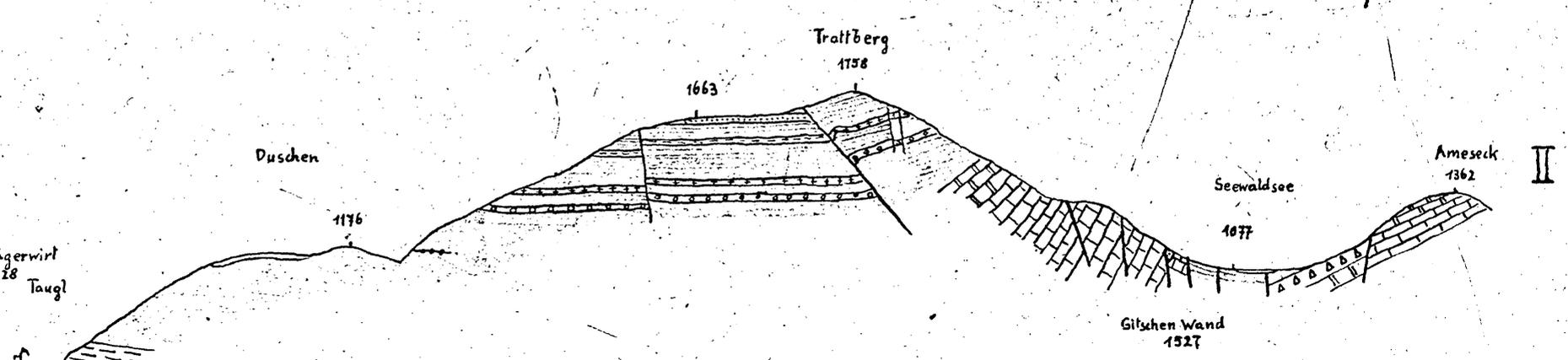
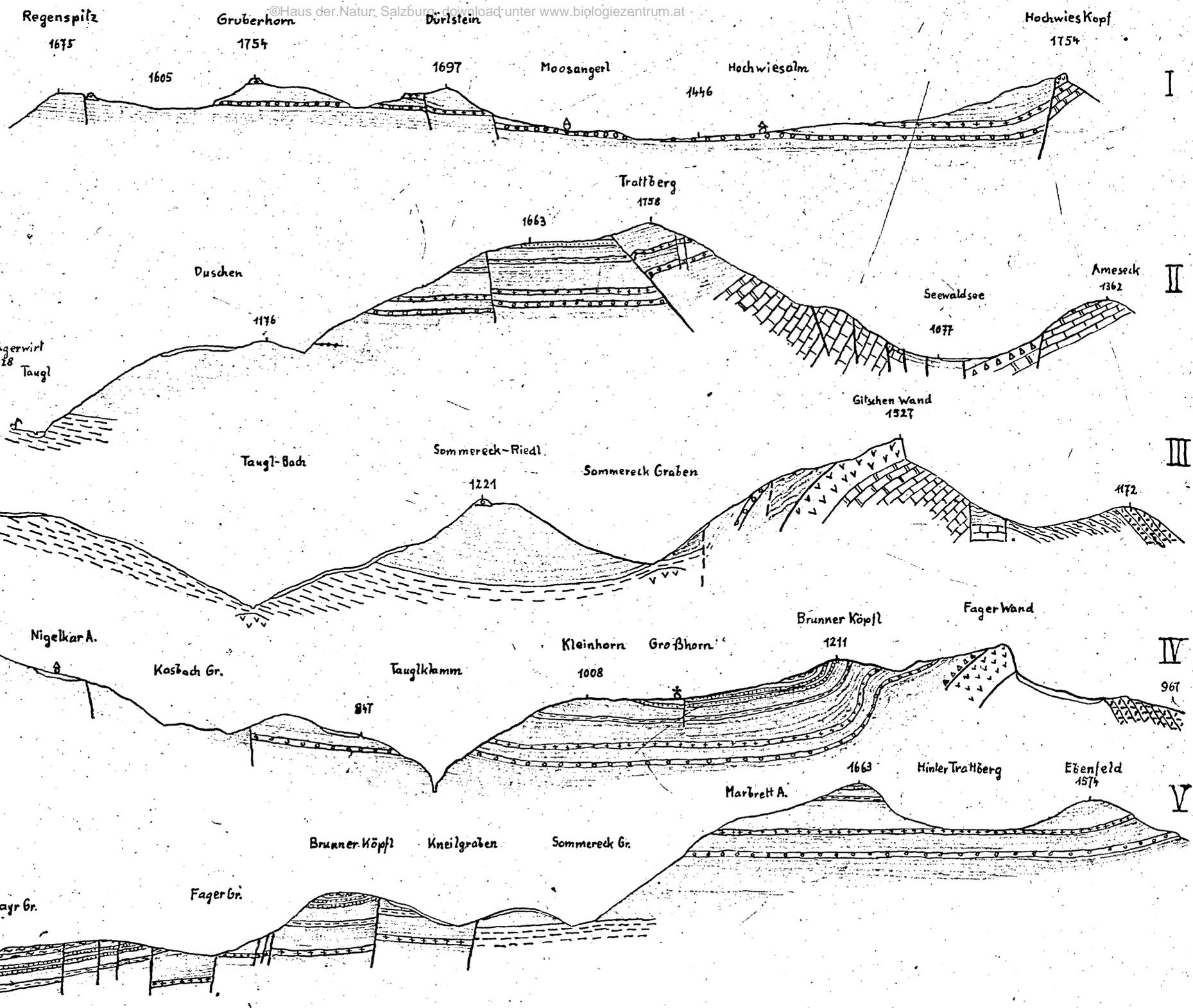
+) A. Winkler v. Hermaden Mitt. d. geogr. Ges. Wien 92. Bd. 1950;
Die jungtertiären Ablagerungen usw. in
F. X. Schaffer, Geologie von Österreich, 1951;
Sitz. Ber. d. Akad. d. W. math-nat. Kl. Abt. I
6. bis 10. Heft 1950

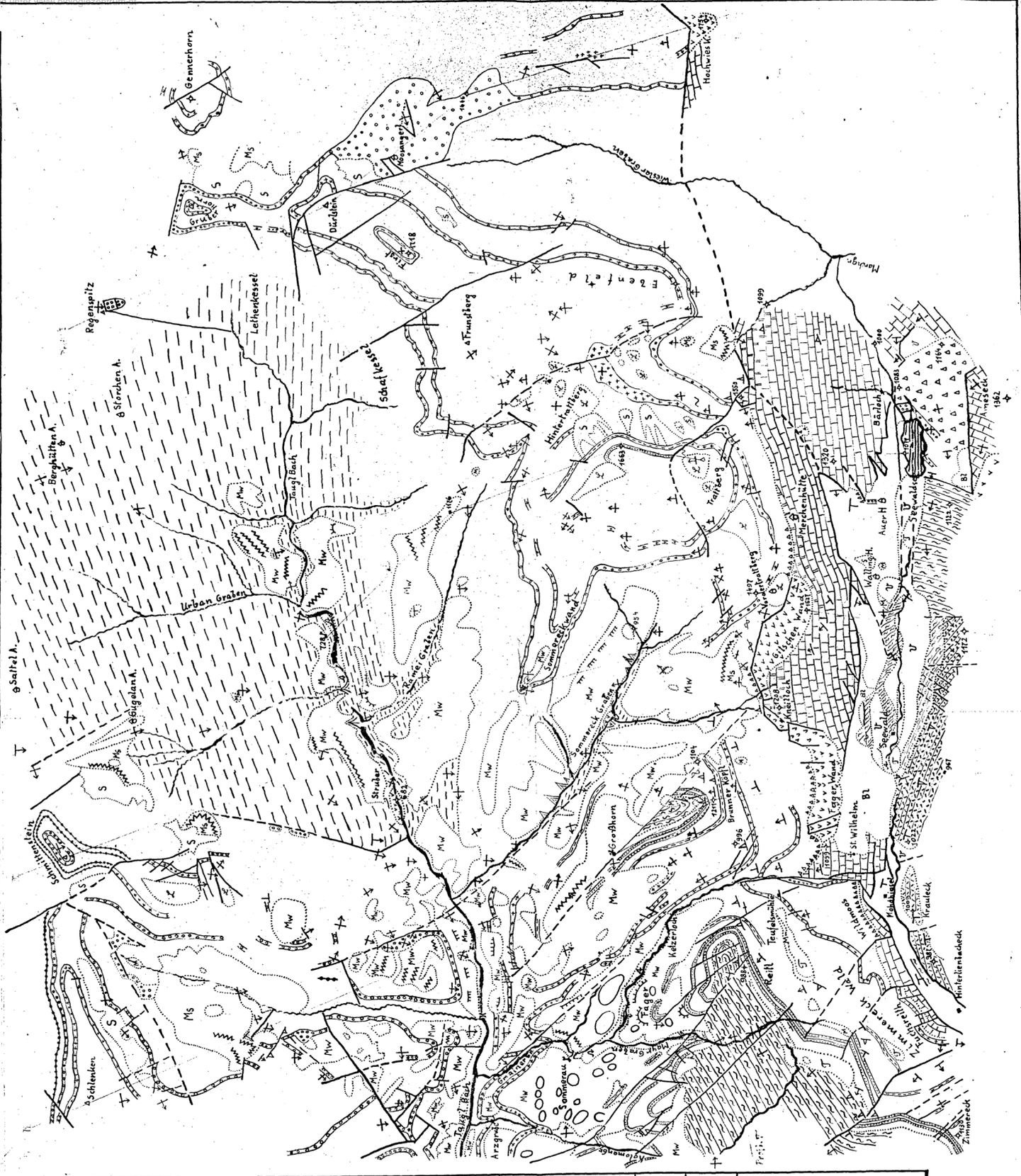
Zeichenerklärung:

	Erosionsdiskordanz	W	Wachtbergkonglomerat
	Schotter und Konglomerate	Ott.Schl	Ottnanger Schlier
	Kalke	A	Arnfelser Konglomerat
	Sande u. Sandsteine	L	Leutschacher Sande-Sch.
	Tone und Mergel	Kr	Kreuzbergschotter
	Kohlenflöze	Ki	Kirchberger Schichten
Ok	Okonina Schichten	Onc	Oncophora Schichten
u.MM	untere Meeresmolasse	U	Urler Blockschutt
Bst	Bausteinzone	Tr	Tortone Kohlensch. (Trimmelkam)
So	Sotzka Schichten	K D	Karinthisches Delta
St	Stoderzinken-etc.Tertiär	K M	Kongerienmergel
u.Sw M	untere Süßwassermolasse	o.Sw M	obere Süßwasser- (molasse - Flinz)
L-M S	Linzer- u.Melker Sande	H.K	Hausruckkohlensch.
u.Schl.	Oligozänschlier	Ka Sch	Kapfensteiner Schot- (ter)
St.L.	Schichtenv.St.Lorenzen	Pf	Breccie v.d.Pfarrmauer u.a.
La	Laarkirchner Schichten	pl.Sch	Plioziänschotter i. (Bayern)
R	Radelwildbachschutt	H Sch	Hausruckschotter
G Schl	Geröllmergelgruppe	Qu	pliozäne Quarzschotter i.d.Alpen ("Augensteine")
Ph S	Phosphoritsande	H H	ehemalige (heute zer- störte) Akkumulations- fl.d.Hausruckschotter
E M	Ennstaler Molasse (Augensteine)	K H	Kobernauserwald-Hochfl.
u.Eib	untere Eibiswalder Sch.	Si	Silberbergschotter
o.M M	obere Meeresmolasse	G V	Geiersbergverschotterung
Sst.Schl	Sandsteinschlier	F V	Federnbergverschotterung
H Schl	Haller Schlier	A V	Aichberg-Geinbergversch.
o.Eib	obere Eibiswalder Sch.	T Sch	Terassenschotter- und lehme.
nor.Sw	norisches Süßwassertertiär		

Anmerkung: Der den einzelnen Stufen und Schichtgliedern zugewiesene Raum steht in keiner Beziehung zu deren Zeitdauer bzw. Mächtigkeit.

Geologische Profile
 durch die
 Trattberggruppe.
 Allgemeine Richtung:
 Profile I bis IV: SSE-NNW
 V: WSW-ENE





Geologische Karte des Tralberggebietes
 1 : 25.000
 nach Aufnahmen in den Jahren 1950, 1951 u. 1952
 gezeichnet von Max Schler.

Zeichenerklärung:

Vegetationsdecke	u
Alluvialschotter	b
Mächtiger Verwitterungslehm	z
Moor	j
Schulthalde	s
Schwammkegel	v
Bergsturz	bl
Schlern-Moräne	Ms
Spät-Wärm-Moräne	Mw
Moränenwall	mm
Moränenterrasse	tt
Moränenhügel	dh
Rotfeldschichten	r
Schrambachschichten	z
Barmsteinkalke	B4, B3, B2, B1, B0
Fleckenmergelfazies u. Oberalmschichten i. allgem.	f
Basalkonglom. d. Oberalmsch.	ba
Lias-Dagger Gesteine	li
Oberhätischer Riffkalk	or
Kössener Kalk	ko
Dachsteinkalk	da
Schichtgrenzen	—
Brüche u. Schuppungsl.	—
Vermutete Brüche	—

Lagerung

0°
5°
10° 15'
20° 25'
30° 35'
40° 50'
55° 00'
70° 00'
85° 00'

Abkürzungen

Faltung

Oligoz.		Miozän		Pliozän		Formations- Stufe																		
Rupel	Blatt	Agul	Burd	Helv	Tort	Jarm	Rann	Dau	Ler	Altequart	Pliozän	oberstes Pliozän	Formations- Stufe	Stair	Becken	Janneralpin	Bayerisches Alpenvor- land	Obditer.	Zyklus	Phase	Tektonischer Vorgang	Morpholog. Vorgang	Morpholog. Korrelat	
OK	So	FL	R	u	u	u	u	u	u	u	u	u	T	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Si	Si

muss zurückgewiesen werden, da dieser Bruch das gesenkte Neokom der Seewaldmulde vom gehobenen Neokom bei St. Koloman absetzt.

3. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 27. März 1952.

Das alpine Jungtertiär
und seine Bedeutung für die Alpenmorphologie.

Mit einer Tabelle (Beil. III).

Vortrag von Dr. Erich Seefeldner

Das vorliegende Referat wurde angeregt durch eine geologisch-morphologische Exkursion, die im vergangenen Sommer unter der Führung von Professor A. Winkler v. Hermaden ins Dachsteingebiet, in das Ennstal und die Gesäuseberge stattfand und an der der Referent teilnehmen konnte. Doch wird im folgenden nicht nur über die auf dieser Exkursion gemachten Beobachtungen berichtet, sondern darüber hinaus auch der Frage nachgegangen, ob bzw. inwieweit die Vorstellungen über die geologisch-morphologische Entwicklung der Alpen, zu denen Winkler hauptsächlich auf Grund seiner eingehenden Beobachtungen am Alpenostrand gelangt ist +), auch im hiesigen Bereich Geltung besitzen.

I.

Ehe auf diese Frage eingegangen werden soll, wird hier ein Überblick über das inneralpine Tertiär gegeben. Diesbezüglich ergibt sich nach Winkler folgende Gliederung:

- 1.) Kohleführende Tone und feinkörnige Sande, die stark gestört, bzw. hoch gehoben sind. Hierher gehören die liegenden Tone in der Lobenau bei Radstadt, die Tone und Sandsteine mit Kohle am Stoderzinken und am Gr. Buchstein, vielleicht auch, wie der Referent vermutet, die kohleführenden Schichten auf der Leisnitzhöhe.
- 2.) Die Ablagerungen vom Oberangerberg, von Wagrein, das Hangend-

+) A. Winkler v. Hermaden Mitt. d. geogr. Ges. Wien 92. Bd. 1950;
Die jungtertiären Ablagerungen usw. in
F. X. Schaffer, Geologie von Österreich, 1951;
Sitz. Ber. d. Akad. d. W. math-nat. Kl. Abt. I
6. bis 10. Heft 1950

konglomerat in der Lobenau, sowie die gleichartigen Schichten bei Gröbming, Stainach-Wörschach, Hieflau und Tamsweg. Sie bestehen aus einem Wechsel von Konglomeraten, Sanden und Tonen, wobei in den basalen Teilen grobe Konglomerate vorherrschen, die gegen oben zu feiner werden und durch Wechsellagerung in Sande und schliesslich Tone übergehen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von mindestens 400 m; die Geröllgrösse schwankt im Mittel zwischen Nuss- und Faustgrösse, während kopfgrosse Gerölle nur ausnahmsweise auftreten. Die Zusammensetzung weist durch Quarze, Phyllite, Quarzite und verschiedenes Altkristallin auf die Grauwackenzone und die Zentralalpen (Gurktaleralpen und Seckauer Tauern) als Herkunftsgebiet hin, wobei jedoch die Tauerndecken noch nicht abgedeckt waren. Das völlige Fehlen, bzw. das selbst in unmittelbarer Nähe der Kalkalpen starke Zurücktreten kalkalpiner Komponenten weist auf nördliche Richtung der die Schotter und Sande ablagernden Flüsse und auf das Nichtvorhandensein der Längstäler hin.

Auch diese Ablagerungen sind mehr oder minder gestört und gegen ihre Umgebung durch Brüche oder steil stehende Überschiebungen begrenzt. Von besonderem Interesse ist die Ablagerung bei Hieflau, an deren Basis in Gestalt einer anstehenden Lage von Bauxit eine tertiäre Verwitterungsdecke in situ erhalten ist. Ausserdem ist hier der Übergang der geschlossenen Schotter- und Sandablagerung in ein Augensteinfeld zu beobachten.

Daraus ergibt sich die Parallelisierung der Ennstaler Molasse mit den Augensteinen, die in den Kalkalpen vom Kaisergebirge bis zum Schneeberg in zahlreichen Vorkommnissen nachgewiesen sind, hinsichtlich Zusammensetzung und Geröllgrösse durchaus dem Ennstaler Tertiär gleichen und sich von ihm nur durch eine gewisse Verarmung unterscheiden.

Somit bestand in der Augensteinzeit eine zusammenhängende Schotterdecke von mehreren hundert Metern Mächtigkeit, die aus dem Lungau über die damals noch nicht bestehenden Niederen Tauern quer über das Ennstal und über die Kalkalpen hinwegreichte und über die Kalkalpen hinwegreichte und die Aufragungen der letzteren in zunehmendem Masse zudeckte. Das etwa 30 bis 50 km südlich der heutigen Kalkalpen gelegene Ursprungsgebiet der der voralpinen Randsenke zustrebenden Flüsse jener Zeit ist als eine Mittelgebirgslandschaft zu denken. Somit sind die Augensteine die Überreste einer einst zusammenhängenden Schotterdecke und haben sich nur dort erhalten, wo sie in Spalten und Klüfte eingeschwemmt wurden, die bei nachträglicher Hebung des Gebirges entstanden sind. Durch Auswaschung aus diesen sind sie auch an die Oberfläche gekommen und dort vor allem in Dolinen erhalten. Sie liegen somit durchwegs auf sekundärer, meist wohl sogar auf tertiärer Lagerstätte, eine Beziehung zu irgendwelchen Altformen besteht nicht. Aus dem Vorkommen von gerollten und eckigen Radio-laritbrocken zusammen mit Augensteinen ergibt sich, dass zur Zeit der Augensteinlandschaft der jene liefernde Jura noch anstehend vorhanden war. Daraus lässt sich die Höhe der damaligen

Landoberfläche zu mehreren hundert Metern über den heutigen Kalkplateaus berechnen (aus einem solchen Radiolaritvorkommen am Rossboden im Dachsteinstock zu 750 m über demselben).

3.) Einen von der Ennstalmolasse und den Augensteinen durchaus verschiedenen Charakter trägt das Süßwassertertiär der norischen Senke. Hierbei handelt es sich um die Sandsteine, Mergel und Tone mit Kohlenflözen von Fohnsdorf, Seckau, St. Michael, Trofaiach, Leoben, Bruck, Aflenz Parschlug und St. Kathrein. Sie sind durchaus feinkörnig, ohne Einschaltung von gröberen Schottern und unterscheiden sich vom Ennstaler Tertiär auch dadurch, dass sie bereits Abtragungsschutt aus den nördlichen Kalkalpen enthalten. Das beweist, dass die Entwässerung damals infolge epirogenetischen Aufsteigens der Kalkalpen nicht mehr durchlaufend an den nördlichen Alpenrand gegangen ist. Es ergibt sich für diese Zeit das Bild einer an ein Einwalmungsgebiet geknüpften Reihe von vermutlich durch Flussstrecken miteinander verbundenen Seen, die sich später zu einer zusammenhängenden Seefläche vereinigten, welche aus dem oberen Murgebiet über den Obdacher Sattel ins brakische Lavanttaler Becken reichte und von dort mit dem Steirischen Becken in Verbindung trat. Auch das norische Süßwassertertiär ist tektonisch gestört, zumeist in asymmetrisch gebaute Faltenmulden mit steilerem oder überkipptem Südflügel gelegt.

Während das Alter dieser Ablagerungen der norischen Senke als helvetisch gesichert ist, ist jenes der unter 1.) und 2.) angeführten Ablagerungen auf paläontologischem Weg nicht festzustellen, da die aufgefundenen Pflanzenfunde durchaus untypisch sind. Doch kommt als terminus post quem der Abschluss der Deckenbewegungen im unteren Oligozän in Betracht. Denn dass die Kaisergebirgsdecke die Oberangerbergschichten nicht wie Ampferer glaubte, überfahren hat, ist nun wohl sicher, seit W. Heissel +) festgestellt hat, dass die von dersterem als frei schwimmende, dem Tertiär auflagernde Schubschollen gedeuteten Triaskalkpartien Bergsturztrümmer sind. Andererseits ergibt sich als terminus ad quem das Helvetikum. Denn damals hatte sich gerade im Herkunftsgebiet der Ennstaler Molasse die norische Senke ausgebildet und ist die seinerzeitige konsequente Entwässerung durch eine obsequente abgelöst worden. Darum verlegt Winkler die Ennstaler Molasse mit den Augensteinen ins Burdigal, das stärker gestörte Stoderzinkentertiär an die Oligozän-Miozänwende. Für ein burdigales Alter des Ennstaler Tertiärs spricht ausserdem auch die deutliche Verwandtschaft desselben mit den entsprechenden Ablagerungen im Alpenvorland. Denn die im Haller Schlier eingelager-

+) Jb.d.Geol.B.A. 94.Bd.1951

te "Geröllmergelgruppe" F. Traubs ++), bzw. der "geröllführende Schlier" Aberers und Braumüllers +++)) gleicht hinsichtlich Zusammensetzung und Geröllgrösse weitgehend der groben basalen Serie des Ennstaler Tertiärs, währenddessen feinkörniger Hangendkomplex sein Gegenstück im "Sandsteinschlier" (Traub), bzw. in der "Sand-Schottergruppe" (Aberer u. Braumüller) findet.

Wesentlich jünger sind zweifellos die nun noch zu beschreibenden Ablagerungen:

4.) Mehrfach, so am Prandriedel, an der Schildmauer, am Gr. Buchstein, am Zinödl bei St. Gallen und - - besonders instruktiv - - nördlich der Mödlinger Hütte treten alte Breccien auf. Bei dem letztgenannten Vorkommen handelt es sich um eine von 1550 - 1900 m reichende Breccie, die den Südhang der Pfarrmauer (der östlichen Fortsetzung des Reichenstein) bis hinauf zum Kamm bedeckt und dort, noch etwa 20 m mächtig, in die Luft hinausstreicht. Da sie nur im unteren Teil hauptsächlich aus dem dort anstehenden Dolomit, in den oberen Partien hingegen aus Dachsteinkalk, ja auch vereinzelt Liaskalken aufgebaut ist, lässt sie sich nur von einem um 300 - 400 m höheren, aus Dachsteinkalk mit Liasauflage aufgebauten Gipfel ableiten, der seither infolge der starken Rückerosion im Hintergrund der von der Enns zurückgreifenden Gräben zerstört worden ist. Da eine derartige Abtragungsleistung während des Quartärs undenkbar ist, schliesst Winkler zweifellos mit Recht, dass die Ablagerung der Breccie noch ins Pliozän zu setzen ist. Zu dem gleichen Schluss zwingt nämlich auch die Tatsache, dass die Breccie einem Riedel aufgelagert ist, der erst nach ihrer Ablagerung aus der Zerschneidung eines in 1500 - 1600 m dort weit verbreiteten hoch gelegenen alten Talbodens hervorgegangen ist.

Diese Überlegungen veranlassen Winkler im Gegensatz zu Ampferer, der ein interglaziales Alter der Breccie annahm, die Bildung dieser und der anderen oben genannten, in ähnlicher Lage auftretenden Breccien in Zusammenhang mit der im höheren Unterpannon feststellbaren Erosions- und Verschüttungsphase zu bringen.

5.) In einer NNO verlaufenden Talung nördlich der Kammspitze, bei den Viehberghütten und am Miesboden, sowie in der alten Talung, die bei der Hesshütte zwischen Hochtor und Planspitz einerseits und Zinödl andererseits hindurchzieht, finden sich kristalline Schotter, die von Stini bzw. Ampferer als Augensteine beschrieben werden sind. Doch unterscheiden sie sich nach den Beobachtungen Winklers von echten Augensteinen durch ihr wesentlich grösseres Korn, ihren schwächeren Verwitterungsgrad und die grosse Ausdehnung und Geschlossenheit ihres Auftretens. Winkler hält sie darum für eine jüngere Bildung und betrachtet sie, auch mit Rück-

++) N. Jahrb. f. Min.-Monatsh. 1945 - 1948

+++)) Jb.d.Geol.B.A.1947

sicht auf ihre Verbindung mit alten Talungen, als Flussschotter altpliozänen Alters, zeitlich etwa den Hauruckschottern entsprechend. Referent vermutet, schon mit Rücksicht auf die Lage auf dem gleichen Erosionsstockwerk, dass hierher auch die "Augensteine" des Gaisbergplateaus gehören.

II

Aus der Beschaffenheit des Jungtertiärs im Inneren der Alpen und an deren Rändern ergeben sich nun folgende Schlüsse:

Die Alpen können nicht aus einem Primärrumpf hervorgegangen sein. Denn aus allen Perioden liegen mächtige Ablagerungen vor, die das Vorhandensein eines Gebirges voraussetzen. Hat doch das Oligozän in Bayern eine Mächtigkeit von 2500-3000 m, das Miozän am Ostrand der Alpen eine solche von 6000-8000 m, das Pliozän von 4000 m. Andererseits beweist die Beschaffenheit der Ablagerungen mit ihrem Wechsel von klastischem und feinkörnigem Material, dass die Alpen vor dem Pliozän auch niemals ein Hoch-, wohl aber mehrmals ein Mittelgebirge gewesen sind, das in der Folge jeweils einer mehr oder minder starken flächenhaften Abtragung unterlegen ist. Winkler unterscheidet im ganzen 4 Zyklen, von denen jeder in eine zuméist mehrteilige orogenetische und eine darauffolgende epirogenetische Phase zerfällt; dazwischen schalten sich auch Stillstands- und Rücksenkungsperioden ein, in deren Gefolge es jeweils zu flächenhafter Abtragung und mehr oder weniger weitgehender Verflachung des Reliefs gekommen ist.

In der folgenden Tabelle wird nun der Versuch gemacht, die geologischen Vorgänge, wie sie in den jungtertiären Ablagerungen im Inneren und am Ostrand der Alpen, sowie in deren nördlichem Vorland aufgezeichnet sind, mit der geologisch-morphologischen Entwicklung des Gebirges in Beziehung zu setzen.

Hiebei werden mit Winkler folgende Hauptzyklen unterschieden:

1.) Der eozän-oligozäne Zyklus wird durch die grossen Deckenbewegungen im oberen Eozän und Altoligozän eingeleitet. Dadurch wird das eozäne Meer aus den Alpen verdrängt und entsteht ein Gebirge dessen Abtragungsschutt uns in den Savefalten in den der Rupelstufe angehörigen grobklastischen Ablagerungen der Okoninaschichten, in Bayern in den Sanden und Konglomeraten der Bausteinzone der unteren Meeresmolasse entgegentritt. In der chattischen Stufe scheint eine Abschwächung des Reliefs eingetreten zu sein, wie man aus den produktiven Sotzkaschichten der Untersteiermark und den sandig-tonigen Schichten des Oligozänschliers in Oberösterreich und der unteren Süswassermolasse Bayerns schliessen muss. Auch das der Oligozän-Miozänwende angehörige Stoderzinkentertiär und seine Aequivalente weisen auf eine geringe Höhe der spätoligozänen Alpen hin. Nur im westlichen Bayern lässt die von Westen keilförmig in die Cyrenemergel eingreifende bunte Molasse auf eine grössere Höhe des dortigen Hinterlandes schliessen.

2.) Der miozäne Zyklus der savischen Orogenese beginnt im Aquitan mit einer ersten Teilphase, der im Draugebiet die Schotter

von St. Lorenzen, in Oberösterreich die den Oligozänschlier überlagernden mehr sandigen Laakirchner Schichten entsprechen. Eine zweite, burdigale Teilphase bildet sich in der Südsteiermark im Radelwildbachschutt, im Inneren der Alpen in den groben Basis-schichten der Ennstaler Molasse, in Oberösterreich in den an der Basis des Haller Schliers auftretenden Phosphoritsanden mit ihren Schottereihlagen ab. Im salzburgisch-bayerischen Grenzgebiet gehört hierher die "Geröllmergelgruppe" bzw. der "geröllführende Schlier", während die bayerischen Gegenstücke in den sandigen Tonen der oberen Meeresmolasse eingelagerten groben Schwemmkegeln zu suchen sein mögen. Und wiederum folgt als Beweis für die zunehmende Ausgleichung des Reliefs auf diese groben Bildungen feineres Material: In der Steiermark die zum Teil bereits sandigen unteren Eibiswalder Schichten, im Inneren des Gebirges die sandig-tonigen Hangendschichten des Ennstaler Tertiärs, in Oberösterreich der tonig-sandige Haller Schlier, im Oichtental der vorwiegend aus Tonen und Sanden bestehende "Sandsteinschlier". Es ist die Augensteinzeit, in der, wie oben gezeigt, die Zentralalpen als ein Mittelgebirge zu denken sind, die Kalkalpen aber in zunehmendem Mass unter einer mächtigen Decke von Schottern und Sanden verschwinden.

Im unteren Helvet setzt nun die epirogenetische Teilphase ein, in deren Gefolge es zur Aufwölbung der Kalkalpen kommt. Das erklärt das erstmalige Auftreten zahlreicher Kalkgerölle im Alpenvorland: im Wachtbergschotter, dem in Niederösterreich das Buchbergkonglomerat und das Hollenburger Konglomerat entsprechen mögen. Die Aufwölbung der Kalkalpen führt andererseits auch zur Seenbildung in der norischen Senke, deren Ablagerungen gleichzeitig erkennen lassen, dass trotz dieser Vorgänge damals eine weitgehende Einebnung des Gebirges erfolgt ist.

b.) Im mittleren Helvet beginnt nun der das Mittel- und Obermiozän umfassende nächste Zyklus, dessen orogenetische "steirische Hauptphase nach Winkler in 3 Teilphasen gegliedert werden kann, die in der Steiermark ihren Niederschlag in den durch feinkörnige Ablagerungen von einander getrennten grobklastischen Bildungen des Arnfelser Konglomerates, des Kreuzbergschotters und des Urler Blockschuttetes finden. Im hiesigen Bereich hat sich diese steirische Orogenese weniger scharf ausgeprägt; doch ist sie auch hier erkennbar in dem zunehmend sandigeren Charakter des Ottnanger Schliers und schliesslich im Übergang desselben in die rein sandigen, aber auch Gerölle führenden Oncopharschichten, denen in Bayern die Kirchberger Schichten entsprechen. Jetzt kommt es zur Faltung, Überschiebung und Einklemmung der burdigalen und helvetischen Ablagerungen.

Die im Torton einsetzende epirogenetische Phase, die die Hauptbruchbildungsperiode in der jüngeren Geschichte der Alpen darstellt, - in sie fällt der Einbruch des Wiener Beckens und die Erweiterung der Grazer Bucht - - führt im Gefolge einer Aufwölbung der Gebirge zur Entstehung der zahlreichen, insbesondere unser Kalkplateaus durchsetzenden, aber sich morphologisch nicht äussernden Verwerfun-

gen, zur Einklemmung der Augensteine und, zusammen mit den vorangegangenen orogenetischen Vorgängen, neuerdings zur Entstehung eines Mittelgebirges.

Zu Beginn des Sarmats kommt es zu einem Stillstand der Aufwölbung, ja zu einer Rücksenkung, die eine abermalige Periode stark flächenhafter Abtragung herbeiführt. Damals entstehen jene höchstgelegenen Altformenrest, die die Gipfelhauben der sog. Raxlandschaft bilden. Dass diese nicht, wie Lichtenecker lehrte und die Schule Machatscheks noch heute will, genetisch einheitlich, sondern komplexer Natur ist, ist vom Referenten schon vor Jahrzehnten gezeigt und unterdessen von verschiedenen Forschern in mehr oder weniger benachbarten Gebieten bestätigt worden. Auch Winkler vertritt einen mehrphasigen Entwicklungsgang.

Auf den Plateaus der Salzburger Alpen sind jedenfalls deutlich zwei voneinander durch scharfe (in ihrer heutigen Form allerdings durch glaziale Unterschneidung und Wandverwitterung noch versteilte) Abfälle getrennte alte Landoberflächen zu unterscheiden: Eine obere, der die den Kalkplateaus aufgesetzten, meist trapezförmigen Gipfelhauben angehören; sie wurde vom Referenten seinerzeit als Hochkönigniveau bezeichnet und entspricht der Korhochfläche Winklers. Ferner eine tiefere, die, wenn man von den Kleinformen der Verkarstung absieht, ein recht geringes Relief hat und im Wolscheneckniveau Winklers +) ihr Gegenstück hat. Im hiesigen Bereich ist bei genauerem Zusehen eine weitere Gliederung desselben in zwei von einander weniger scharf getrennte Landoberflächen möglich, die seinerzeit als Tennenniveau und Gotzenniveau auseinandergelassen wurden. Dem Hochkönigniveau gehören, um nur die Hauptvertreter zu nennen, im Steinernen Meer die Gegend um Schneiber und Hundstod sowie der Funtensee Tauern an, während die innere Mulde in ihrem südlichen, höheren Teil dem Tennenniveau, in ihrem nördlichen Teil, rings um den Funtensee dem Gotzenniveau zuzuweisen ist. Im Hagengebirge tragen Schneibstein, Kahlersberg, Hochwies und die flachen Gipfelhauben des Ostrandes die Merkmale des Hochkönigniveaus, während die innere Mulde auch hier dem Tennen- und Gotzenniveau angehört. Im Tennengebirge sind die Gipfel des Westrandes, Streitmandl, Bleikogel u.a. Vertreter des Hochkönigniveaus, der Hauptteil des Plateaus ist dem Tennenniveau, das Pitschenbergtal und das "Grosskar" der Tennalm dem Gotzenniveau zuzuweisen. Im Dachstein endlich wird das Hochkönigniveau vor allem durch Gjaidstein, Ochsenkopf und Schreiberwand, das Tenneniveau durch die höher (im Mittel etwa 2100 - 2200 m hoch) gelegenen Teile des Plateaus Am Stein, das Gotzenniveau durch die niedrigeren (etwa in 1800 - 1900 m liegenden) Teile desselben gebildet. Auch in den Zentralalpen bewährt sich diese Altflächengliederung: Dem Hochkönigniveau entsprechen

+) A. Winkler v. Hermaden, Zeitschrift d. Ges.f.Erdk. Berlin 1928

dort vor allem die flachen unter einem Eismantel verborgenen Gipfelhauben im Bereich des Gr.Venediger (zwischen Gr. und Kl. Venediger, Rainerhorn, Kristallwand, Hoher Zaun usw.) und im Firngebiet der Pasterze (von der Romariswand über Eiskögele, Johannesberg, H.Riffel und die Bärenköpfe zum Breitkopf). Dem Tennenniveau gehören die meisten grossen Firnfelder und Klimpts Flachkare, dem Gotzenniveau die Böden der meisten heute nicht vergletscherten Kare, Hochtröge und Schulterflächen ("Hochtalboden") an.

Winkler glaubt nach den Verhältnissen am Gjaidstein und am Ochsenkopf im Dachsteingebiet das Hochkönigniveau = Korhochfläche weiter in zwei Teilflächen von ca 2.600 und 2.300 - 2.400 m Höhe auflösen und eine solche Auffassung auch stratigraphisch am Alpenostrand untermauern zu können. Darnach würde auf eine Stillstands- und Einebnungsphase (Hochkönigniveau 1) zu Beginn des Sarmats zunächst eine neuerliche Hebung mit Verstärkung des Reliefs, sodann im Zusammenhang mit dem Vordringen des mittleren Sarmats eine abermalige Einebnungsphase folgen (Hochkönigniveau 2). Es wird noch zu untersuchen sein, ob sich eine derartige Gliederung auch anderwärts nachweisen lässt. In den Salzburger Alpen jedenfalls sei a.d.Höhensprung hingewiesen, den das Hochkönigniveau zwischen Gr.Hundstod einerseits und Kl. Hundstod und Schneiber andererseits, sowie zwischen Schneibstein und Kahlersberg und zwischen Hochköniggipfel und Neugebirge aufweist.

4. Der sarmatischen Einebnungsphase wird mit dem Einsetzen der attischen Orogenese und dem Beginn des obermiozänen bis quartären Zyklus ein Ende bereitet. In einer ersten (intrasarmatischen) Teilphase derselben, die sich in der Vorschüttung des karinthischen Deltas und im Wiener Becken des Triestingdeltas äussert, führt die Erosionsverstärkung zur Entstehung des Steilabfalles, welcher das Hochkönigniveau = die Korhochfläche vom Tennen + Gotzenniveau = Wolscheneckniveau trennt. Im untersten Pannon tritt ein Abflauen der Gebirgsbewegung ein, des weiteren eine Niederbiegung und in deren Gefolge wiederum eine ziemlich weitgehende flächenhafte Abtragung. Ihr verdankt am Ostrand das Wolscheneckniveau Winklers seine Entstehung, dem im hiesigen Bereich Tennen + Gotzenniveau entsprechen. Deren Korrelat im Steirischen Becken sind die Kongerienmergel, die im österreichischen Alpenvorland durch die Kohlenserie des Hausruck, in Bayern durch die obere Süsswassermolasse vertreten werden, deren Flinzmergeln (als Folge der offenbar auch damals gegen Westen zunehmenden Gebirgshöhe) mehrere aus den Alpen stammende Schuttfächer eingeschaltet sind.

Nun gestatten die neuen Untersuchungen der Kohlenserie des Hausruck durch H.Bürgl, H.Becker und E.Thenius +) eine weitere Gliederung derselben: Denn an ihrer Basis tritt zunächst ein Schotterhorizont auf, der gegen Osten auskeilt und nach Westen an Mächtigkeit zunimmt; über ihm folgt das in Tone mit Feinsanden

+) Verh.d.geol.B.A.1946, bzw. 1948 u. 1950/51

eingebettete Liegendflöz, in dessen Hangendem ein Zwischenmittel mit Schotterlagen, die ebenfalls gegen Westen mächtiger werden; darüber lagert endlich das durchlaufende Hangendflöz mit Tonen im Hangenden. Man wird nicht fehlgehen, wenn man die Liegendschotter als Auswirkung der Erosionsphase ansieht, welcher der das Hochkönigniveau vom Tennenniveau trennende Steilabfall seine Entstehung verdankt, in den Tonen und Sanden des Liegendflözes das Korrelat des Tennenniveaus, in dem die beiden Flöze trennenden Zwischenmittel das Ergebnis der Erosionsbeschleunigung, die zur Einsenkung des Gotzenniveaus in das Tennenniveau führte, und in den Tonen des Hangendflözes das Korrelat des Gotzenniveaus.

In die Zeit der Ausbildung dieser alten Landoberflächen fällt auch die Entwicklung des Salzachlängstales. Darauf kann nicht eingegangen werden, doch sei auf die Tatsache hingewiesen, dass zur Zeit des Tennenniveaus die Zahl, der aus den Zentralalpen an Gebirgsrand fließenden Flüsse nachweislich noch grösser ist als zur Zeit des Gotzenniveaus, und zu dessen Zeit grösser als in der Folge.

Gegen Ende des Unterpannons setzt nun nach dieser "Ruhe vor dem Sturm" (Winkler) mit der zweiten (intrapannonicen) attischen Teilphase mit Macht eine starke Erosionsbelebung ein, die im steirischen Becken sich in der Ablagerung der Kapfensteiner Schotter, im österreichischen Alpenvorland in der katastrophenartig hereinbrechenden Ablagerung der Hausruckschotter äussert, als deren bayerische Korrelate die pliozänen Quarzschotter zwischen Lech und Donaumoos, zwischen Ulm und Blaubeuern und in Niederbayern gelten können. Die Hausruckschotter sind Flussschotter, deren Korn im Durchschnitt grösser ist als das aller vorangegangenen Schotterablagerungen, aber kleiner als bei den von den heutigen Alpenflüssen gelieferten. Dies weist ebenso wie der ursprüngliche Kalkreichtum, der aus der vielfach zu beobachtenden Verfestigung zu Kalkkonglomerat zu erschliessen ist, auf die nun rasch wachsende Höhe des Gebirges hin. Im Inneren des Gebirges sind der plötzlichen Erosionssteigerung die Breccienbildung an der Pfarrmauer und ihre Gegenstücke zuzuschreiben.

Damit ist eine Aufwölbungs- und Erosionsphase eingeleitet, die, mehrfach von Stillständen unterbrochen, bis ins Quartär andauert. Eine solche tektonische Ruhezeit führte noch im oberen Pannon zur Entstehung randlicher Verebnungen (wie eine solche im Salzburgerischen den Grossteil der Osterhorngruppe umfasste) und im Gebirge zu heute hoch gelegenen alten Talbodenresten, die Referent seinerzeit als Niveau I beschrieben hat (Gaisbergplateau, Achselkopf u.v.a.) und das dem Glashüttenniveau Winklers entspricht. Dieser Zeit dürfte auch die (heute wohl nicht mehr erhaltene) ursprüngliche Akkumulationsfläche des Hausruckschotters entsprechen. Zur gleichen Zeit kam es im Inneren des Gebirges zur Ablagerung der von Winkler für altpliozän gehaltenen "Augensteinlager" nördlich der Kammspitze und bei der Heshütte. Morphologisch nicht viel weniger scharf in Erscheinung tritt eine oberstpannone Ruhepause die zur Entstehung des Niveau II (Zistal, Zimmereck u.v.a.)

entsprechend Winklers Trahüttenniveau, führt und am Westrand des Schuttfächers des Hausruck die seitliche Einkerbung der Kobernauerwald-Hochfläche bewirkt. Nach einer tektonischen Belebung im Daz, die in der Oststeiermark von Basalteruptionen begleitet ist und zur Ablagerung der Silberbergschotter führt, folgen weitere, nicht mehr so deutliche, aber ebenfalls durchgehend verfolgbare Erosionsstillstände, die durch tiefere Terrassen markiert werden. Es sind dies zunächst Niveau III (Kapaunberg, Wildlehen (westlich Ehrentrudisalm), Umgebung von St. Kolomann usw.) und Niveau IV (Kühberg, Umgebung des Follererhof, Dürnberg, unteres Tauglgebiet u.v.a.), die Winklers Niveau IV b, bzw. IV c entsprechen dürften, während Niveau V (Voggenberg, Fagerer, Rabenstein usw.) und VI (Kerath, St. Jakob usw.) eine Parallelisierung mit den am Ostrand festgestellten bereits dem Quartär zugewiesenen Terrassen (bis zu 10 an der Zahl) nicht mehr zulassen. Die Niveaus III - V finden auch am West- und Nordrand von Hausruck - Kobernauerwald eine Fortsetzung in Terrassen, die in den Schotterkörper desselben eingeschnitten sind und nur örtlich in die Akkumulationsflächen der Geiersberg-, bzw. Federnberg- und Aichberg-Geinbergverschotterung Grauls +) übergehen. Dies beweist, dass das Ende des Pannons einen wichtigen Wendepunkt in der Entwicklungsgeschichte des Alpenvorlandes darstellt, indem dieses nun aus einem Ablagerungsraum zu einem Abtragungsraum wird, ++) offenbar infolge Einbeziehung in die Aufwölbung der Alpen.

Zusammenfassend ergibt sich somit folgendes:

- 1.) Die Alpen haben im Laufe des Jungtertiärs eine viermalige Neuschaffung mit nachfolgender mehr oder minder weitgehender Einebnung erfahren.
- 2.) Die Raxlandschaft ist genetisch nicht einheitlich, sondern in mindestens zwei, wenn nicht vier alte Landoberflächen aufzugliedern: Das sarmatische Hochkönig 1 + Hochkönig 2 = Kornniveau und das unterpannone Tennen- + Gotzen- = Wolscheneckniveau. Somit ergibt sich das Bild einer mehrgliedrigen Rumpftreppe.
- 3.) Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge ist erst das Ergebnis der pliozän-quartären Aufwölbung, die sich in mehreren von Stillständen unterbrochenen Absätzen abgespielt hat.

Die Vorstellung eines somit recht jugendlichen Alters der Alpen, wie es übrigens nicht nur von Winkler, sondern auch von L. Kober angenommen wird, findet ihre Stütze in der 2.500 m betragenden Mächtigkeit der altpliozänen Ablagerungen am Saum der Kleinen ungarischen Tiefebene, wozu noch der höherpliozäne und altquartäre Schutt in der Grossen ungarischen Tiefebene und der jungquartäre

+) H. Graul, Mitt.d.geogr.Ges.München XXX (1937)

++) E. Seefeldner, Zeitschr.d.Ges.f.Erdk.Berlin 1939

und alluviale Schotter in der Walachei, im Donaudelta und im Schwarzen Meer kommt. Ausserdem beweisen auch Messungen über den gegenwärtigen Abtrag in den Alpen die Möglichkeit eines so jugendlichen Alters. Denn der Betrag der flächenhaften jährlichen Abtragung ist in der Hochgebirgsregion zu etwa 1 mm anzunehmen. Er ist im Inngebiet zu 0.3-0.4 mm, im Draugebiet zu 0.2 mm, im Murgebiet oberhalb Graz zu 0.15 mm ermittelt worden, während er im Salzach-Saalachgebiet neuestens +) zu rund 0.1 mm festgestellt ist. Bei Annahme eines jährlichen Durchschnittsbetrages von nur 0.1 mm ergibt sich seit dem Beginn des Pliozän ein Betrag von etwa 1200m, was mehr als ausreichend ist, um alle Täler aufzufüllen.

4.) Wenn die hier in Anlehnung an Winkler gegebene Datierung richtig ist, so resultiert für die Altformenreste der Salzburger Alpen folgende zeitliche Einordnung:

Hochkönigniveau 1, altsarmat, Hochkönigniveau 2 mittleres Sarmat, Tennenniveau unterstes Pannon, Gotzenniveau Unterpannon,

Niveau I und II oberes Pannon

Niveau III unteres-, Niveau IV oberes Levantin

Niveau V und VI oberstes Pliozän, bw. nach der neuesten Umdeutung altquartär.

D i s k u s s i o n

zum Vortrag Seefeldner am 27.III.

Dr. Del-Negro: In den Aufschlüssen der Lobenau bei Radstadt kommt das Wagreiner Tertiär teilweise in aufgearbeitetem Zustand vor.

Dr. Seefeldner: Dieses aufgearbeitete Tertiär kennt auch Winkler, er unterscheidet daher dort eigentlich drei jungtertiäre Ablagerungen: über dem Wagreiner Tertiär noch eine jüngere mit aufgearbeitetem Wagreiner Tertiär. Doch hält er den Altersunterschied für gering.

Dr. Del-Negro: Soll nach Winkler zur Augensteinzeit auch in den Kalkalpen kein Rumpf bestanden haben?

Dr. Seefeldner: Die Kalkalpen waren unter einer mehrere hundert Meter mächtigen Augensteindecke verschüttet, die das auch hier vorhandene mittelgebirgsartige Relief verdeckte, sodass nur einzelne Teile heraussehen.

4. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 24. April 1952.

Dr. Pippan berichtete über die aus Anlass der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt im Juni 1951 gehaltenen Vorträge (mit Ausnahme des Tauernvortrages von Chr.Exner, über den bereits Dr.Del-Negro im Jänner referiert hatte). Da

+) W.Wundt, Erdkunde VI, (1952)

die Vorträge bereits in den Verhandl. d. Geol. Bundesanst. veröffentlicht wurden, kann hier auf eine Wiedergabe des Berichtes verzichtet werden.

Dr. Del-Negro verwies ergänzend auf die Vorführung des ausserordentlich instruktiven Farbfilms über die Entwicklung des Paricutinvulkans. Zum Vortrag Kober brachte er einige Bedenken aus der Kritik von H.P. Cornelius an Kobers Versuch, Geologie und Atomphysik zu verbinden, vor, erinnerte an die bekannten Einwände, die schon lange gegen die Kontraktionstheorie erhoben werden, und wandte sich vor allem gegen das reichlich phantastische Hereintragen teleologischer Vorstellungen in die Geologie. Gegen Preys Annahme, der Flysch unseres Bereiches sei oberostalpin, gab er zu bedenken, dass im Rätikon Zusammenhänge des Ostalpenflysch mit dem penninischen Prättigauflysch nachgewiesen sind.

5. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 24. Mai 1952

Die Molasse im Salzachraum

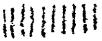
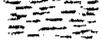
Bericht über den Vortrag von Reg.R.Dr.Franz Traub

(abgefasst von Dr.Del-Negro)

1. Stratigraphie: Der Vortragende geht von der Feststellung aus, dass die drei Mulden der Oligozänmolasse in Bayern das Salzachgebiet nicht erreichen: die südlichste "Murnauer" Mulde endet am weitesten im Westen, die "mittlere" "Rottenbacher" Mulde weiter östlich, die nördlichste "Peissenbergmulde" im Gebiet der bayrischen Traun, an der Westseite des Teisenberges. Erst in Oberösterreich, im Bereich von Bad Hall, kommt die Oligozänmolasse wieder zum Vorschein.

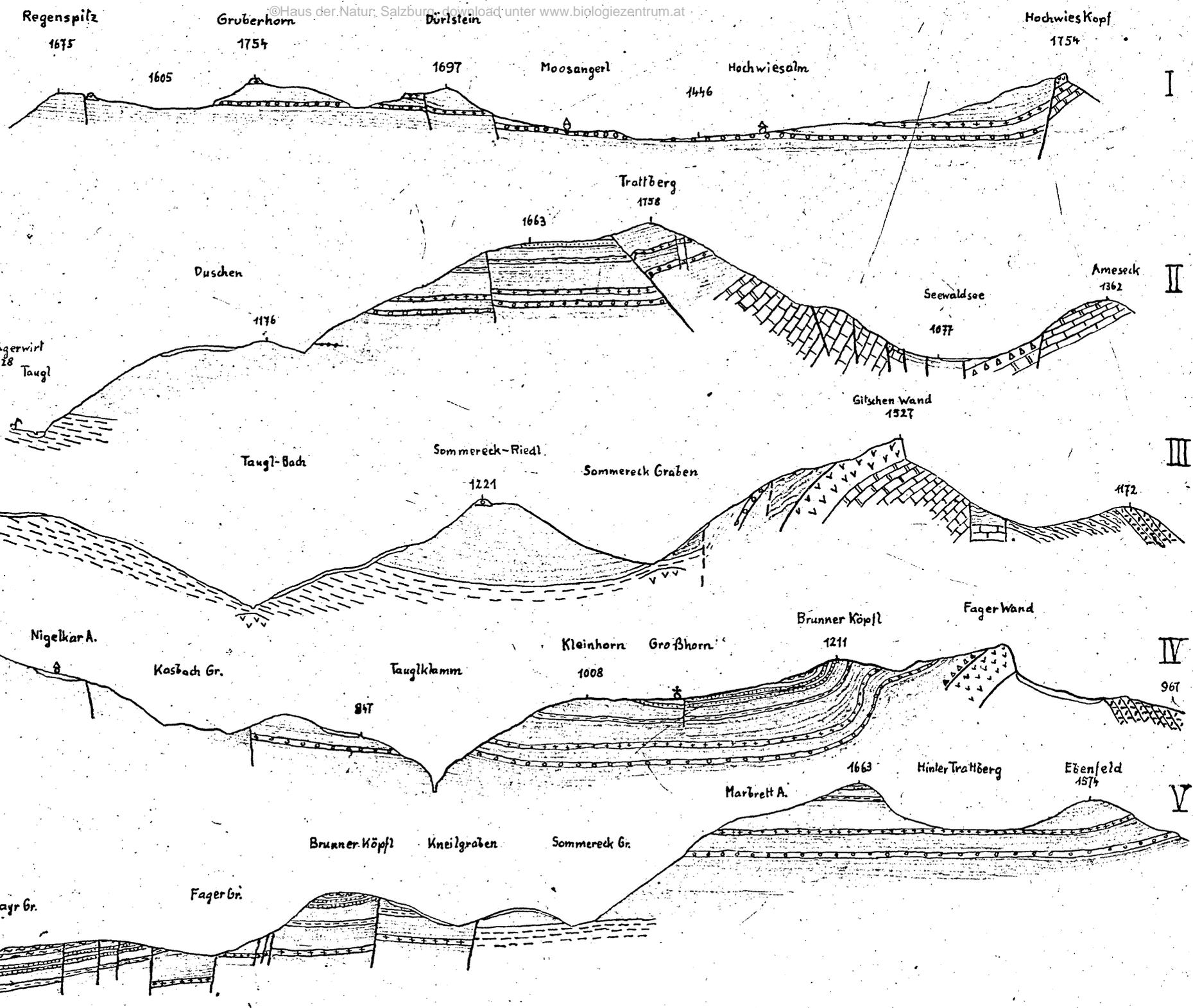
Die Liegendsedimente der Miozänmolasse im Salzachraum gehören dem Burdigal an. Dazu gehört zunächst die "Geröllmergelgruppe" des Schliers. Sie ist in der Salzachau südlich Oberndorf, im Oichtental bei Lukasöd und am Westhange des Haunsberges aufgeschlossen, z.T. fossilführend (z.B. Natica helicina Brocc., Turritella terebralis Lam., Nucula sp., Nassa basteroti Micht., Trivia burdigalensis). Die in den Sandmergeln enthaltenen Gerölle sind grossenteils kristallin (überwiegend Quarz), auch Lydite und dunkle Dolomite der Grauwackenzone kommen vor, ferner dunkle Kalke und verschiedene Dolomite der Kalkalpen, dagegen wahrscheinlich keine Flyschgesteine, vor allem keine Gesteine der helvetischen Kreide-Eozänserie. Die Gerölle haben bis zu 3 cm Durchmesser. Die Mächtigkeit der Geröllmergelgruppe ist mit 120.- 150 m zu veranschlagen. Die Lagerung zeigt sehr steiles (80-85°) NW-Fallen, örtlich sogar Überkipfung.

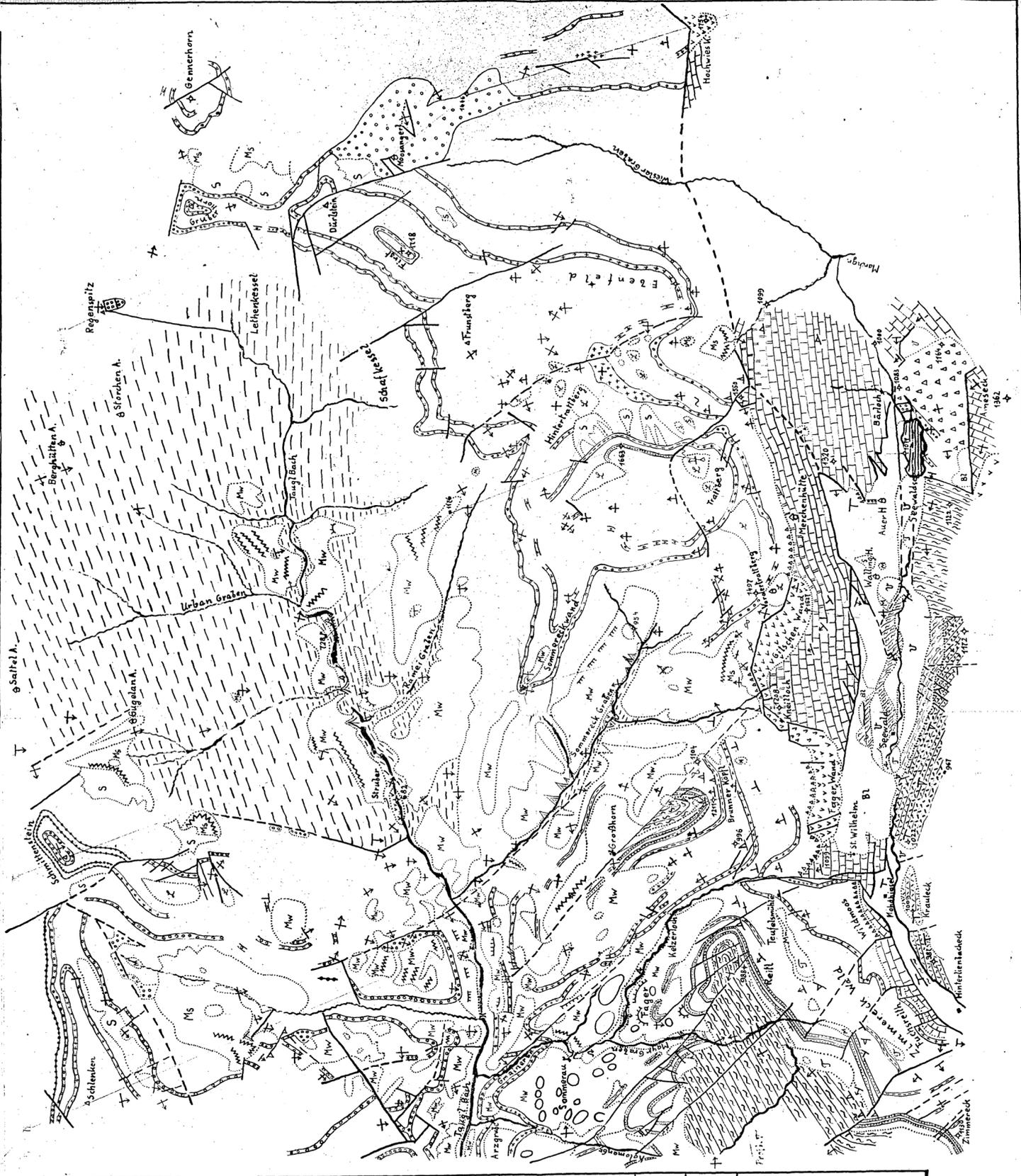
Zeichenerklärung:

	Erosionsdiskordanz	W	Wachtbergkonglomerat
	Schotter und Konglomerate	Ott.Schl	Ottninger Schlier
	Kalke	A	Arnfelser Konglomerat
	Sande u. Sandsteine	L	Leutschacher Sande-Sch.
	Tone und Mergel	Kr	Kreuzbergschotter
	Kohlenflöze	Ki	Kirchberger Schichten
Ok	Okonina Schichten	Onc	Oncophora Schichten
u.MM	untere Meeresmolasse	U	Urler Blockschutt
Bst	Bausteinzone	Tr	Tortone Kohlensch. (Trimmelkam)
So	Sotzka Schichten	K D	Karinthisches Delta
St	Stoderzinken-etc.Tertiär	K M	Kongerienmergel
u.Sw M	untere Süßwassermolasse	o.Sw M	obere Süßwasser- (molasse - Flinz)
L-M S	Linzer- u.Melker Sande	H.K	Hausruckkohlensch.
u.Schl.	Oligozänschlier	Ka Sch	Kapfensteiner Schot- (ter)
St.L.	Schichtenv.St.Lorenzen	Pf	Breccie v.d.Pfarrmauer u.a.
La	Laarkirchner Schichten	pl.Sch	Pliozänschotter i. (Bayern)
R	Radelwildbachschutt	H Sch	Hausruckschotter
G Schl	Geröllmergelgruppe	Qu	pliozäne Quarzschotter i.d.Alpen ("Augensteine")
Ph S	Phosphoritsande	H H	ehemalige (heute zer- störte) Akkumulations- fl.d.Hausruckschotter
E M	Ennstaler Molasse (Augensteine)	K H	Kobernauserwald-Hochfl.
u.Eib	untere Eibiswalder Sch.	Si	Silberbergschotter
o.M M	obere Meeresmolasse	G V	Geiersbergverschotterung
Sst.Schl	Sandsteinschlier	F V	Federnbergverschotterung
H Schl	Haller Schlier	A V	Aichberg-Geinbergversch.
o.Eib	obere Eibiswalder Sch.	T Sch	Terassenschotter- und lehme.
nor.Sw	norisches Süßwassertertiär		

Anmerkung: Der den einzelnen Stufen und Schichtgliedern zugewiesene Raum steht in keiner Beziehung zu deren Zeitdauer bzw. Mächtigkeit.

Geologische Profile
 durch die
 Trattberggruppe.
 Allgemeine Richtung:
 Profile I bis IV: SSE-NNW
 V: WSW-ENE





Geologische Karte des Tralberggebietes
 1 : 25.000
 nach Aufnahmen in den Jahren 1950, 1951 u. 1952
 gezeichnet von Max Schler.

Zeichenerklärung:

Vegetationsdecke	+
Alluvialschotter	Δ
Mächtiger Verwitterungslehm	Σ
Moor	∩
Schulthalde	S
Schwammkegel	V
Bergsturz	Bl
Schlern-Moräne	Ms
Spät-Wärm-Moräne	Mw
Moränenwall	mm
Moränenterrasse	tttt
Moränenhügel	o
Rotfeldschichten	□
Schrambachschichten	▨
Barmsteinkalke	B4 B3 B2 B1 B0
Fleckenmergelfazies u. Oberalmschichten i. allgem.	▨
Basalkonglomerat d. Oberalmsch.	▨
Lias-Dagger Gesteine	▨
Oberhätischer Riffkalk	▨
Kössener Kalk	▨
Dachsteinkalk	▨
Schichtgrenzen	—
Brüche u. Schuppungsl.	—
Vermutete Brüche	—

Lagerung

0°	+
5°	+
10° 15'	+
20° 25'	+
30° 35'	+
40° 50'	+
55° 00'	+
70° 80'	+
85° 90'	+

Abkürzungen

Faltung

Formationsstufe	Stratigraphische Bezeichnung	Geologisches Alter	Phase	Tektonischer Vorgang	Morphologischer Vorgang	Morpholog. Korrelat
Oberstes Pliozän	T Schl	4. Zyklus	epirogenet. Aufwölbung	Hebungsstillstand	Talerosbreiterung	Nordalpen
Unteres Pliozän	Si	4. Zyklus (obermioz. Plioz.)	Unterbrechungen	Hebungsstillstand	Erosion	Niveau IV
Lev.	Si	4. Zyklus	Unterbrechungen	Hebungsstillstand	Erosion	Niveau III
Dach.	Si	4. Zyklus	Unterbrechungen	Hebungsstillstand	Erosion	Niveau II
Renn.	Ka	3. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Wärm.	KD	3. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Tort.	U	3. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Helv.	Kn	3. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Burd.	EM	2. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Agult.	EM	2. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Blatt.	EM	2. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I
Rupel.	EM	1. Zyklus	at. Orogenese	Niederbiegung	Flächenhafte Abtragung	Niveau I

die Vorträge bereits in den Verhandl. d. Geol. Bundesanst. veröffentlicht wurden, kann hier auf eine Wiedergabe des Berichtes verzichtet werden.

Dr. Del-Negro verwies ergänzend auf die Vorführung des ausserordentlich instruktiven Farbfilms über die Entwicklung des Paricutinvulkans. Zum Vortrag Kober brachte er einige Bedenken aus der Kritik von H.P. Cornelius an Kobers Versuch, Geologie und Atomphysik zu verbinden, vor, erinnerte an die bekannten Einwände, die schon lange gegen die Kontraktionstheorie erhoben werden, und wandte sich vor allem gegen das reichlich phantastische Hereintragen teleologischer Vorstellungen in die Geologie. Gegen Preys Annahme, der Flysch unseres Bereiches sei oberostalpin, gab er zu bedenken, dass im Rätikon Zusammenhänge des Ostalpenflysch mit dem penninischen Prättigauflysch nachgewiesen sind.

5. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe
am 24. Mai 1952

Die Molasse im Salzachraum

Bericht über den Vortrag von Reg.R.Dr.Franz Traub

(abgefasst von Dr.Del-Negro)

1. Stratigraphie: Der Vortragende geht von der Feststellung aus, dass die drei Mulden der Oligozänmolasse in Bayern das Salzachgebiet nicht erreichen: die südlichste "Murnauer" Mulde endet am weitesten im Westen, die "mittlere" "Rottenbacher" Mulde weiter östlich, die nördlichste "Peissenbergmulde" im Gebiet der bayrischen Traun, an der Westseite des Teisenberges. Erst in Oberösterreich, im Bereich von Bad Hall, kommt die Oligozänmolasse wieder zum Vorschein.

Die Liegendsedimente der Miozänmolasse im Salzachraum gehören dem Burdigal an. Dazu gehört zunächst die "Geröllmergelgruppe" des Schliers. Sie ist in der Salzachau südlich Oberndorf, im Oichtental bei Lukasöd und am Westhange des Haunsberges aufgeschlossen, z.T. fossilführend (z.B. Natica helicina Brocc., Turritella terebralis Lam., Nucula sp., Nassa basteroti Micht., Trivia burdigalensis). Die in den Sandmergeln enthaltenen Gerölle sind grossenteils kristallin (überwiegend Quarz), auch Lydite und dunkle Dolomite der Grauwackenzone kommen vor, ferner dunkle Kalke und verschiedene Dolomite der Kalkalpen, dagegen wahrscheinlich keine Flyschgesteine, vor allem keine Gesteine der helvetischen Kreide-Eozänserie. Die Gerölle haben bis zu 3 cm Durchmesser. Die Mächtigkeit der Geröllmergelgruppe ist mit 120.- 150 m zu veranschlagen. Die Lagerung zeigt sehr steiles (80-85°) NW-Fallen, örtlich sogar Überkipfung.

Die im Hangenden folgende "Sandstein-Sandgruppe" beginnt mit 20 m mächtigen, mit Sand wechsellagernden Sandsteinen, darüber lagern 250 - 300 m mächtige Sande. Die Sandsteine bilden infolge ihrer Härte Steilstufen, einige von ihnen enthalten reichlich Glaukonit und bestehen fast nur aus zusammengeschwemmten Fossilien und einigen kleinen Quarzgeröllen. Der Fossilinhalt entspricht dem des älteren, südlich anschliessenden Geröllmergelschliers, spricht also ebenfalls für burdigales Alter, was durch mikropaläontologische Untersuchung bestätigt werden konnte. Auch die Sandstein-Sandgruppe fällt steil NW, z.T. findet sich auch hier noch Überkipfung, Aufschlüsse am Wachtberg und am Haunsberg.

Nördlich anschliessend und im Hangenden folgt nun das Wachtbergkonglomerat, das früher von G. Götzingen als pliozäner Quarzschotter gedeutet worden war, welcher einem Erosionsrelief diskordant aufgelagert worden sei. Der Vortragende konnte am Wachtberg zuerst durch Auffindung von Pecten und Bryozoen den von Götzingen angenommenen fluviatilen Charakter der Ablagerung widerlegen; später wurden nach Ostrea digitalina Dub. sowie Balaniden gefunden. Diese marinen Fossilien beweisen die Einschüttung des Konglomerats in das Miozänmeer. Auch Götzingers Annahme der Auflagerung auf einem Erosionsrelief wurde durch die Aufnahme widerlegt: es liegt keine Erosionsdiskordanz, sondern konkordante Auflagerung vor. Der Irrtum Götzingers ist insofern verständlich, als die Lagerung schwer erkennbar ist. Die Gerölle scheinen regellos in der sandig-kalkigen, wenig verfestigten Grundmasse zu liegen. Aber aus der Einregelung der Gerölle, u. zw. der plattigen und plankonvexen (die mit der ebenen Seite nach unten, mit der gewölbten nach oben liegen) lässt sich doch das Einfallen erkennen, das im Süden, also im unmittelbar Hangenden der Sandstein-Sandgruppe, noch bis zu 80° beträgt, nach N zu aber immer flacher wird. Die Mächtigkeit beträgt nicht, wie Götzingen glaubte, 60 - 100 m, sondern 500 m. Die Austern und Balaniden sowie die Bryozoen sind den Geröllen angewachsen; es handelt sich um marine Bodenfauna (sessiles Benthos) in der Litoralzone (die Balaniden kommen nur in der Brandungszone vor), in der eine sehr lebhaft Strömung herrschte. Das Wachtbergkonglomerat ist keine fluviatile Ablagerung aus der pontischen Stufe, sondern eine Deltaschüttung an der Küste des Helvetmeeres.

Die Zusammensetzung des Wachtbergkonglomerats ist bedeutend reichhaltiger als die des Geröllmergelschliers. Die Gesteinsvergesellschaftung spricht für eine Herkunft aus dem alpinen Hinterland, u. zw. aus den Zentralalpen, der Grauwackenzone, den Kalkalpen, weniger aus dem Flysch, gar nicht aus der helvetischen Kreide-Eozänserie. Es kommen zwar verhältnismässig viele Eozängerölle vor, die aber nicht aus dem Eozän von St. Pankraz stammen. Die Gerölle sind gut gerundet und erreichen meist nur 2 - 4 cm, einzelne auch 10 cm im Durchmesser.

Der Konglomerat hat eine wesentlich grössere Verbreitung als nach

den früheren Angaben anzunehmen war. Im Osten des Oichtentales ist es mehrfach anzutreffen, auch bei Fraham liegt noch ein kleiner Ausläufer vor, im Norden wurde es von Aberer und Braumüller bis in den Raum von Michaelbeuren nachgewiesen, im Westen ist es auch in Bayern stark verbreitet.

Die Sandmergel, die ebenfalls dem Helvet angehören, erreichen im Salzachprofil eine Mächtigkeit von mindestens 1200 m. Da es sich wie bei den früher erwähnten Sedimenten um Seichtwasserbildungen handelt, muss während der Sedimentation eine beträchtliche Senkung der miozänen Vortiefe - bei gleichzeitiger Hebung des Alpenraumes - stattgefunden haben. Über Sandmergeln lassen sich in Bayern noch 8 Schotterpakete unterscheiden. Ausläufer dieser **Schotter** findet man bis Tittmoning. In den höheren Schottern findet man weniger Kalkgerölle als in den eigentlichen Wachtberg-schottern.

Über den Sandmergeln folgen bei Trimmelkam und gegenüber in Bayern die brackischen, oberhelvetischen Oncophoraschichten (hellgraue, glimmerreiche Sandmergel) mit einer Mächtigkeit von 80 - 90 m.

Das nächsthöhere Schichtglied ist die Süßwassermolasse mit den Kohlen von Trimmelkam (Oberhelvet bis Torton).

Im Raum zwischen Tittmoning und Braunau ist ein Muldenbau zu erkennen: die Oncophoraschichten senken sich nach Norden unter die Süßwassermolasse, um im Gebiet südlich Braunau wieder an die Oberfläche anzusteigen.

1952 konnte der Vortragende auch in Bayern bei Tittmoning Kohlenflöze finden. Zwischen den brackischen und den Süßwasserschichten zeigt sich zunächst eine Übergangsschicht, dann folgt entweder eine bunte (rot-grün-braune) Tonserie (20 - 300m) oder die Kohlentonserie (grüne Tone mit Kohlen an der Basis). Die Kohlentone stellen eine Beckenfazies dar, die bunte Serie weist auf terrestrische Einflüsse. Die Kohlen wurden vielfach durch Glazialerosion beseitigt; die Moränen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 140 m.

Auf der österreichischen Seite sind die Kohlentone z.T. unmittelbar marinen und erst weiter nördlich den brackischen Schichten aufgelagert. Vielleicht sind die südlichen, auf marinen Schichten sedimentierten Kohlentone eine äquivalente Vertretung der Oncophoraschichten, also in diesem Bereich noch in das Oberhelvet zu stellen, erst weiter nördlich ins Torton. Man könnte sich vorstellen, dass im Oberhelvet infolge Regression im Süden bereits Festland mit randlichen Süßwasserbildungen entstand, während weiter nördlich noch brackische Verhältnisse herrschten. Erst die weitere Aussüßung im Torton führte zur Ausdehnung der Süßwasserschichten nach Norden. Der grössere Teil der Kohlen auf der österreichischen Seite dürfte noch dem Oberhelvet angehören. Die Süßwasserschichten im nördlichen Teil gehören aber jedenfalls dem Torton an. Unter den Tortonkohlen sind Basis-schotter nachzuweisen, die eine Erosionsbelchung im alpinen

Hinterland anzeigen.

2. Die Frage der Eozängerölle und der Alpenrandstörung.

Die verhältnismässig grosse Zahl der Eozängerölle im Wachtberg-schotter, die nicht aus der helvetischen Zone von St. Pankraz stammen, sondern aus den Ostalpen herantransportiert worden sein müssen, stellt eine Bestätigung der Annahme von Winkler-Hermaden dar, dass das Eozän in den Ostalpen sehr weit verbreitet war. Der Vortragende glaubt, dass die Alpen überhaupt eine bedeutende Eozändecke trugen. Das Eozän von St. Pankraz, das im Wachtberg-schotter nicht vertreten ist, war zur Zeit seiner Ablagerung noch nicht der Abtragung ausgesetzt, ebenso der Grossteil des Flysch. Auf der helvetischen und der Flyschzone lagen jüngere Sedimente, offenbar oligozäne und miozäne Molasseablagerungen. Weiter im Westen liegen die Verhältnisse anders, dort treten Flysch- und helvetische Gerölle schon in der Oligozänmolasse auf, dort muss also die Hebung der Flysch- und helvetischen Zone erheblich früher eingesetzt haben. +)

Das Fehlen der Eozängerölle aus dem Raum von St. Pankraz bietet keine Handhabe für die Entscheidung der Frage, ob zwischen der helvetischen und der Molassezone ein Überschiebungskontakt besteht oder ob es sich um eine Vertikalstörung (flexurartige "Alpenrandstörung") handelt. Die Annahme der sedimentären Überlagerung der helvetischen Zone zur Zeit der Bildung der Wachtberg-schotter lässt sich einerseits mit der Hypothese verbinden, dass die helvetische Zone nach der Bildung der Wachtberg-schotter durch eine Überschiebung über einen Teil des Molasselandes geschoben wurde, ebenso aber auch mit der Annahme, dass die helvetische Zone nach der Bildung der Wachtberg-schotter an einer Vertikalstörung gegenüber dem Molassevorland herausgehoben wurde. Der Vortragende entscheidet sich für die letztere Möglichkeit, das rasche Ausklingen der Faltung gegen Norden spricht weniger für einen horizontalen Zusammenschub in dieser Richtung als vielmehr für Vertikalbewegungen. Hinweise für diese ergeben sich aus dem geradlinigen Verlauf der Störungsfläche. Vom Iussgraben bei Teisendorf in Oberbayern bis in die Gegend von Bad Hall in Oberösterreich, also in einer West-Ost Erstreckung von rd. 100 km, stossen immer gleichalterige Schichten, nämlich das Burdigal, an das Helvetikum an. Und dieses Burdigal fällt vom Gebirgsrand weg im allgemeinen gegen Norden, also nicht unter das Helvetikum ein. Eine geringfügige Aufschiebung des letzteren ist allerdings vorhanden.

+) Es sei hier auf die Untersuchungen von H. Hagn über Umlage-rungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik, Geologica Bavarica, Heft 5, München 1950 hingewiesen.

D i s k u s s i o n
zum Vortrag Traub am 24.V.

Dr. Del-Negro: Die Erklärung für das Fehlen der Eozängesteine von St. Pankraz im Wachtbergkonglomerat, wie sie der Vortragende gibt, ist entschieden wahrscheinlicher als die von Dr. Aberer versuchte, wonach dieses Eozängesteine auf dem Transportweg zerstört worden seien. Aber Dr. Traub stellte bemerkenswerter Weise selbst fest, dass die von ihm angenommene Überdeckung der helvetischen und der Flyschzone durch Molassesedimente auch mit der Annahme einer späteren Überschiebung über die Molasse vereinbar ist, dass also das Fehlen der Eozängesteine aus der helvetischen Zone für den Charakter der "Alpenrandstörung" als einer Vertikalstörung nicht beweisend ist. Andererseits ist der Hinweis von Dr. Aberer (in der Diskussion am 24.I.) auf das bogenförmige Vordringen der helvetischen Zone und das Verschwinden des Oligozäns östlich der bayrischen Traun sowie sein Wiederauftauchen in Oberösterreich doch ein starkes Argument zugunsten der Überschiebungstheorie. Für diese sprechen auch die Verhältnisse in Niederösterreich (Oligozänfenster in der Flyschzone bei Scheibbs, Verschuppung der subalpinen Molasse unter dem Einfluss der alpinen Bewegungen, Einstreuung von "Klippen" alpiner Gesteine in die subalpine Molasse auf tektonischem Wege) sowie in den Westalpen (Chablais), wo eine weitreichende Überschiebung u. d. Molasse aufgeschlossen ist.

Dr. Traub: Die Oligozänvorkommen bei Scheibbs sind nicht eindeutig, sie müssen nicht unbedingt als Fenster aufgefasst werden, es kann sich auch um dem Flysch aufgelagerte Molasse handeln. Bohrungen haben ergeben, dass das Oligozän nur geringmächtig und seine Unterlage Flysch ist. Auch Prey sprach sich für Auflagerung der Molasse auf Flysch aus. Im Oichtental spricht die Parallelität der Formationsgrenzen des Miozän mit dem Alpenrand und die Steilstellung des Miozäns an der Randstörung für deren Charakter als Vertikalstörung.

Prof. Schlager: Es kann sich auch um eine nachträgliche Steilstellung an der Überschiebungsfrent handeln, durch die Decke und Basis gemeinsam erfasst wurden; auch dann wäre die Parallelität der Grenzen verständlich. Die regionale Durchverfolgung nach Westen und Osten ist jedenfalls wesentlicher als die örtlichen Verhältnisse und spricht eher für eine Überschiebung.

Dr. Ganss: Das schräge Abschneiden der Oligozänmolasse an der bayrischen Traun ist ein deutlicher Hinweis auf die Überschiebung. Eine gewisse Horizontalkomponente muss jedenfalls angenommen werden; bei Rückglättung der Molassefalten kommt man unbedingt dazu. Die Alpen drängten als Ganzes gegen den ungefalteten Raum. Auch die Kalk-Flyschgrenze ist ein nachträglich übersteilter Überschiebungskontakt.

Dr. Del-Negro: Nachträgliche Übersteilung von Überschiebungsfrenten ist häufig. Das von Dr. Ganss erwähnte Beispiel ist be-

sonders bezeichnend, da die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch zweifellos ausserordentlich weitreichend gedacht werden muss. Die Parallelität der Formationsgrenzen, auf die Dr. Traub so grossen Wert legt, besteht zwar im Oichtental, an der bayrischen Traun aber eben nicht.

Dr. Traub: Das schräge Abschneiden des Oligozäns östlich der bayrischen Traun könnte auch vorgetäuscht sein, wenn man sich die Kontaktfläche zwischen den Alpen und Molasse nicht genau vertikal, sondern schrägstehend vorstellt, dann kämen je nach den Abtragungsverhältnissen tiefere oder höhere Schichtglieder der Molasse mit dem Ausstrich der Alpenrandstörung in Berührung.

Dr. Del-Negro: Damit wäre aber bereits eine Horizontalkomponente der Bewegung zugegeben, nur hinsichtlich ihres Ausmasses bestünde noch eine Meinungsverschiedenheit.

Exkursion in das Gebiet des Wachtberges am
15. Juni 1952, unter der Führung des Herrn
Reg.Rat Dr.F.Traub

(Bericht Dr. Del-Negro)

Dr. Traub führte die Exkursionsteilnehmer von Oberndorf zunächst zu den Aufschlüssen in den Burdigalablagerungen bei Lukasöd. In der "Geröllmergelgruppe", deren Schichten hier anstehen, wurden die z.T. recht großen Gerölle besichtigt; es fanden sich vor allem Quarze, ferner Quarzite, Gneise, Lydit, dunkle Dolomite; dagegen wurden Kalke und Flyschgesteine nicht gefunden. Die Gerölle kommen lagenweise vor. Eine Reihe von Fossilien konnten aufgesammelt werden, z. B. *Natica helicina* Brocc., *Turritella* sp., *Nucula* sp., *Cardium* sp. Kohleneinschlüsse, auch ein eingeschwemmtes Holz deuten auf Landnähe. Die Gesteine fallen 70° NW. Eine interessante Wickelungsstruktur beim Wehr von Lukasöd wurde besichtigt; Dr. Traub führte sie auf subaquatische Rutschungen zurück.

Unmittelbar nördlich von Lukasöd konnte dann die Auflagerung des "Sandstein-Sandschliers" auf die Geröllmergelgruppe festgestellt werden; es zeigte sich dort eine Wechsellagerung von Sandstein und Sand. Die streichende Fortsetzung dieses Schichtpakets wurde später auch weiter nordöstlich im Kematingergraben nordöstlich Furt angetroffen. Die Wechsellagerung der Gesteine erinnert dort an Verhältnisse im Flysch. Fossilführende Schichten mit Glaukonit wurden im Kematinger Graben gezeigt.

Im nördlich anschliessenden Teil des gleichen Grabens wurde sodann das Wachtbergkonglomerat einer eingehenden Besichtigung unterzogen. Dr. Traub machte auf die Einregelung der Gerölle und die dadurch mögliche Feststellung der Lagerung aufmerksam; wir konnten sehen, wie diese im südlichen Teil des Profils noch be-

sonders bezeichnend, da die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch zweifellos ausserordentlich weitreichend gedacht werden muss. Die Parallelität der Formationsgrenzen, auf die Dr. Traub so grossen Wert legt, besteht zwar im Oichtental, an der bayrischen Traun aber eben nicht.

Dr. Traub: Das schräge Abschneiden des Oligozäns östlich der bayrischen Traun könnte auch vorgetäuscht sein, wenn man sich die Kontaktfläche zwischen den Alpen und Molasse nicht genau vertikal, sondern schrägstehend vorstellt, dann kämen je nach den Abtragungsverhältnissen tiefere oder höhere Schichtglieder der Molasse mit dem Ausstrich der Alpenrandstörung in Berührung.

Dr. Del-Negro: Damit wäre aber bereits eine Horizontalkomponente der Bewegung zugegeben, nur hinsichtlich ihres Ausmasses bestünde noch eine Meinungsverschiedenheit.

Exkursion in das Gebiet des Wachtberges am
15. Juni 1952, unter der Führung des Herrn
Reg.Rat Dr.F.Traub

(Bericht Dr. Del-Negro)

Dr. Traub führte die Exkursionsteilnehmer von Oberndorf zunächst zu den Aufschlüssen in den Burdigalablagerungen bei Lukasöd. In der "Geröllmergelgruppe", deren Schichten hier anstehen, wurden die z.T. recht großen Gerölle besichtigt; es fanden sich vor allem Quarze, ferner Quarzite, Gneise, Lydit, dunkle Dolomite; dagegen wurden Kalke und Flyschgesteine nicht gefunden. Die Gerölle kommen lagenweise vor. Eine Reihe von Fossilien konnten aufgesammelt werden, z. B. *Natica helicina* Brocc., *Turritella* sp., *Nucula* sp., *Cardium* sp. Kohleneinschlüsse, auch ein eingeschwemmtes Holz deuten auf Landnähe. Die Gesteine fallen 70° NW. Eine interessante Wickelungsstruktur beim Wehr von Lukasöd wurde besichtigt; Dr. Traub führte sie auf subaquatische Rutschungen zurück.

Unmittelbar nördlich von Lukasöd konnte dann die Auflagerung des "Sandstein-Sandschliers" auf die Geröllmergelgruppe festgestellt werden; es zeigte sich dort eine Wechsellagerung von Sandstein und Sand. Die streichende Fortsetzung dieses Schichtpakets wurde später auch weiter nordöstlich im Kematingergraben nordöstlich Furt angetroffen. Die Wechsellagerung der Gesteine erinnert dort an Verhältnisse im Flysch. Fossilführende Schichten mit Glaukonit wurden im Kematinger Graben gezeigt.

Im nördlich anschliessenden Teil des gleichen Grabens wurde sodann das Wachtbergkonglomerat einer eingehenden Besichtigung unterzogen. Dr. Traub machte auf die Einregelung der Gerölle und die dadurch mögliche Feststellung der Lagerung aufmerksam; wir konnten sehen, wie diese im südlichen Teil des Profils noch be-

trächtliche Steilheit aufweist, nach Norden hin aber immer flacher erscheint.

An Geröllen - deren durchschnittliches Korn erheblich grösser als in der "Geröllmergelgruppe" ist - wurden vorwiegend Quarze, aber auch viele Gneise (was für Heraushebung der Zentralalpen zur Zeit der Bildung des Schotters spricht), ferner dunkle Dolomite der Grauwackenzone, verhältnismässig wenig Jurakalke, vereinzelte Radiolarite sowie alpines Eozän (Lithothamnien- und Nummulitenkalk, letzterer heller als in der helvetischen Zone) angetroffen. Sichere Flyschgerölle wurden nicht gefunden. An Fossilien wurden *Pecten* sp., *Ostrea digitalina* Dub., *Balanus* sp. und Bryozoen aufgesammelt, bei einigen von ihnen auch das Anwachsen an die Gerölle beobachtet, ebenso eine merkwürdige Einpressung von Quarzgeröllen in andere Gerölle. Die Exkursion war durch das Wetter sehr begünstigt und bot ein sehr detailliertes Bild der Burdigal- und Helvetablagerungen des Gebietes.

6. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 16. Oktober 1952

Das Problem der Dachsteindecke

(mit Beil. IV)

Vortrag von Doz. Dr. Walter Del-Negro

I. Die feststehenden Tatsachen:

Dachstein, Gosaukamm, Gamsfeldgruppe und Sarstein bilden eine tektonische Einheit, die zunächst als Dachsteinmasse bezeichnet werden möge.

In der Umgebung dieser Dachsteinmasse befinden sich Schollen mit Hallstätter Fazies, die zur Hallstätter Decke zu rechnen sind, in den Räumen von Mitterndorf, Aussee, Ischl, südlich des Ischltales, in geringem Vorkommen im Stöbler Weissenbachtal, im Raum von Abtenau, im Zwieselalmgebiet: inmitten der Dachsteinmasse gehört der Hallstätter Salzberg mit dem Plassen zur Hallstätter Decke: im Süden der Dachsteinmasse zeigt sich Hallstätter Fazies in der Hofpürgelschuppe sowie am Südabhang des Rettenstein (von den Hallstätter Gesteinen am Stoderzinken sei hier abgesehen).

Im Norden fällt die Hallstätter Decke unter die Dachsteinmasse ein (Rettenkogel, Hainzen, wohl auch Sarstein). Die Dachsteinmasse wurde vorgauisch über die Hallstätter Decke geschoben; nachgossauisch wurden beide Einheiten gemeinsam nochmals nach Norden transportiert.

II. Die Deutungen:

1) Kober sieht im fraglichen Raum drei tektonische Stockwerke, das tiefste ist die tirolische Decke des Toten Gebirges, das mittlere

trächtliche Steilheit aufweist, nach Norden hin aber immer flacher erscheint.

An Geröllen - deren durchschnittliches Korn erheblich grösser als in der "Geröllmergelgruppe" ist - wurden vorwiegend Quarze, aber auch viele Gneise (was für Heraushebung der Zentralalpen zur Zeit der Bildung des Schotters spricht), ferner dunkle Dolomite der Grauwackenzone, verhältnismässig wenig Jurakalke, vereinzelte Radiolarite sowie alpines Eozän (Lithothamnien- und Nummulitenkalk, letzterer heller als in der helvetischen Zone) angetroffen. Sichere Flyschgerölle wurden nicht gefunden. An Fossilien wurden *Pecten* sp., *Ostrea digitalina* Dub., *Balanus* sp. und Bryozoen aufgesammelt, bei einigen von ihnen auch das Anwachsen an die Gerölle beobachtet, ebenso eine merkwürdige Einpressung von Quarzgeröllen in andere Gerölle. Die Exkursion war durch das Wetter sehr begünstigt und bot ein sehr detailliertes Bild der Burdigal- und Helvetablagerungen des Gebietes.

6. Diskussionsabend der Geologisch-Mineralogischen Arbeitsgruppe am 16. Oktober 1952

Das Problem der Dachsteindecke

(mit Beil. IV)

Vortrag von Doz. Dr. Walter Del-Negro

I. Die feststehenden Tatsachen:

Dachstein, Gosaukamm, Gamsfeldgruppe und Sarstein bilden eine tektonische Einheit, die zunächst als Dachsteinmasse bezeichnet werden möge.

In der Umgebung dieser Dachsteinmasse befinden sich Schollen mit Hallstätter Fazies, die zur Hallstätter Decke zu rechnen sind, in den Räumen von Mitterndorf, Aussee, Ischl, südlich des Ischltales, in geringen Vorkommen im Stöbler Weissenbachtal, im Raum von Abtenau, im Zwieselalmgebiet: inmitten der Dachsteinmasse gehört der Hallstätter Salzberg mit dem Plassen zur Hallstätter Decke: im Süden der Dachsteinmasse zeigt sich Hallstätter Fazies in der Hofpürgelschuppe sowie am Südabhang des Rettenstein (von den Hallstätter Gesteinen am Stoderzinken sei hier abgesehen).

Im Norden fällt die Hallstätter Decke unter die Dachsteinmasse ein (Rettenkogel, Hainzen, wohl auch Sarstein). Die Dachsteinmasse wurde vorgauisch über die Hallstätter Decke geschoben; nachgossauisch wurden beide Einheiten gemeinsam nochmals nach Norden transportiert.

II. Die Deutungen:

1) Kober sieht im fraglichen Raum drei tektonische Stockwerke, das tiefste ist die tirolische Decke des Toten Gebirges, das mittlere

die Hallstätter Decke, das höchste die Dachsteindecke; die Hallstätter Decke zieht unter der ganzen Dachsteindecke vom Rettenkogel im Norden bis zum Rettenstein im Süden durch und wurde von der Dachsteindecke in einheitlichem Bewegungsvorgang überschoben. Der Sedimentationsraum der Dachsteindecke liegt am weitesten südlich, der der Hallstätter Decke mit ihrer stark abweichenden Fazies also zwischen den beiden Berchtesgadner Faziesbezirken des Totengebirges und der Dachsteindecke. Der Plassen ist, obwohl er den Eindruck einer der Dachsteinmasse aufruhenden Deckscholle macht, als tektonisches Fenster aufzufassen, er wurde durch Salzauftrieb und spätere tektonische Pressung durch die Dachsteindecke durchgespiest. Die Mitterndorfer Schollen fallen unter der Stirn der Dachsteindecke am Grimming ein.

2) Spengler hält am Zusammenhang der Dachsteinmasse mit dem Tennengebirge im Westen, dem Toten Gebirge im Norden fest, rechnet sie daher zur tirolischen Haupteinheit der mittleren Kalkalpen; die Gebiete mit Berchtesgadner Fazies gehören daher ursprünglich zusammen, die Hallstätter Decke ist nicht zwischen zwei Berchtesgadner Faziesbereichen, sondern südlich des geschlossenen Berchtesgadner Faziesbezirkes beheimatet und durch die vorgosauische Überschiebung über das Dachsteingebiet gefördert worden. Auf diesen Vorgang sind Plassen und Mitterndorfer Schollen zurückzuführen, die als Deckschollen im tektonisch Hangenden der Dachsteinmasse aufgefasst werden. Dass die Hallstätter Decke südlich des Ischltales unter die Dachsteinmasse einfällt, wird auf Einwicklung durch diese zurückgeführt. Die Verhältnisse am Südrand werden durch die im Tertiär erfolgte Hochalpenüberschiebung erklärt, die dortigen Hallstätter Vorkommen als Hinweis auf ursprüngliche Sedimentationsnachbarschaft des Herkunftsraumes der Hallstätter Decke zum Südrand des Dachsteins gedeutet.

3) Del-Negro bezog 1932 und 1949 eine vermittelnde Stellung. Danach ist die ursprüngliche Faziesverteilung im Sinne Spenglers zu denken, die Einwicklung der Hallstätter Decke jedoch nicht auf einen kurzen Schub zurückzuführen, sodass mit Kober von einer Dachsteindecke gesprochen werden kann. Diese ist mit der Reiteralmdecke oder Berchtesgadner Schubmasse (Reiteralm - Lattengebirge - Untersberg) und mit dem Gollinger Schwarzenberg zu parallelisieren und als hochjuvavische Decke zu bezeichnen. Die Reihenfolge der Vorgänge wird im Sinne eines zonaren Wanderns der Bewegung gedeutet: zuerst wurde der Hallstätter Faziesstreifen als tiefjuvavische Decke nach Norden transportiert, hierauf der anschließende Südteil des Berchtesgadner Faziesbereiches, der als hochjuvavische Decke nach Norden geschoben wurde und dabei Teile der Hallstätter Decke einwickelte, während andere als Deckschollen auf dem Rücken dieser Dachsteindecke mitbewegt wurden.

III. Die einzelnen Räume.

1) Gebiet von Mitterndorf.

Hölzl (1933) versuchte Kobers Ansicht zu stützen, wonach die

Mitterndorfer Schollen unter die Stirn der Dachsteindecke einfallen. Spengler (1934) wies dies zurück und zeichnete Profile, aus denen die Auflagerung der Hallstätter Decke auf die nordfallenden Dachsteinkalke der östlichen Dachsteinmasse, die hier keine Stirn aufweise, hervorging. Häusler (1943) wiederholte Hölzls Stellungnahme zugunsten der These Kobers. Cornelius (1944) schloss sich mit Entschiedenheit Spengler an.

Der Vortragende gewann anlässlich einer Begehung besonders am Wandkogel den Eindruck, dass am Einfallen des Dachstein- und Hirlatzkalkes unter das Haselgebirge der Hallstätter Scholle - im Sinne der Profile Spenglers und auch schon Geyers (1915) - nicht gezweifelt werden könne. Dies bildet ein gewichtiges Argument gegen die Gesamtdeutung im Sinne Kobers.

2) Gebiet von Ischl.

Medwenitsch (1949) brachte ein neues Argument für Kobers These einer Beheimatung der Hallstätter Decke zwischen Toten Gebirge und Dachstein vor: die Juraentwicklung des südlichen Toten Gebirges und der Hallstätter Decke des Sandling ist identisch. Spengler (1951) legt grösseres Gewicht auf die fazielle Ähnlichkeit der Trias von Hainzen (Dachsteinmasse) und Hoher Schrott (Totes Gebirge).

So steht hier ein Faziesbeweis gegen den anderen.

3) Hallstätter Salzberg.

Das von Schauburger (1951) mitgeteilte Profil des Hallstätter Erbstollens ist insofern von ausserordentlicher Bedeutung, als hier mehrfach salzführendes Haselgebirge sowie Glanzschiefer mit Trümmern von Liasfleckenmergel, Crinoidenkalk und an einer Stelle auch Hornsteinkalk angefahren wurden. Diese Vorkommen lassen kaum eine andere Deutung zu als die, dass hier im Liegenden der Dachsteinmasse Hallstätter Decke anzunehmen ist; sowohl das salzführende Haselgebirge als auch die Trümmer jurassischer Gesteine können nur von einer solchen tieferen tektonischen Einheit stammen.+) Da auch in den höheren Teilen des Salzberges Glanzschiefer mit analogen Trümmern jurassischer Gesteine vorkommen, ist die Hypothese eines Zusammenhanges der neuentdeckten tiefjuvavischen Gesteine mit dem Hallstätter Salzberg und damit auch dem Plassen von einiger Wahrscheinlichkeit; Schauburger deutet in seinem Profil auch einen solchen Zusammenhang an. Trotzdem soll - angesichts der Schwierigkeit, die mit der Annahme einer Durchspiessung der Dachsteindecke durch den Plassen verbunden ist - auch noch die andere Möglichkeit erwogen werden, dass hier zwei tektonisch verschieden gelagerte tiefjuvawische Einheiten auseinanderzuhalten wären: eine im Liegenden der Dachsteindecke und eine ihr als Deckscholle auflagernde, die allerdings örtlich infolge Salzauftriebes miteinander in Verbindung

+ Nachtrag: Spenglers Deutung (Zeitschr. D. Geol. Ges. 103, S 143) durch Überfaltung der Dachsteinkalke, wodurch ein Teil des Haselgebirges in deren Liegendes geraten sei, ist mechanisch schwer vorstellbar.

gekommen sein mögen.

4) Zwieselalmgebiet.

Die ältere Auffassung Spenglers ging dahin, dass hier geringmächtige Hallstätter Decke von der zum St. Martin Schuppenland gehörigen Scholle des Buchbergriedls überlagert wäre. Später (1944) äusserte er brieflich die Annahme tektonischer Zusammengehörigkeit von Buchbergriedl und Gosaukamm. Plöchinger (1948) fand jedoch in der Scholle des Buchbergriedls karnischen Hallstätter Kalk und kam dadurch zur Auffassung, dass hier zwei Hallstätter Schuppen zu unterscheiden seien, eine tiefere mit Schreyeralmkalk und die höhere des Buchbergriedls mit karnischem Kalk und Dolomit.

5) Lammertal.

Neumann (vgl. Kober 1938) glaubte an der Ostseite des Lammertales einen Zusammenhang zwischen der Hallstätter Decke des Zwieselalmgebietes und der Hofpürgeltrias herstellen zu können. Spengler hielt 1944 einen derartigen Zusammenhang für möglich, allerdings nicht unmittelbar unter dem Gosaukamm, sondern über den Kopfberg bei Annaberg (wobei die Fortsetzung von hier nördlich um die Zwieselalm herum nur vermutet werden könne). Dagegen betonte Sabata (1948), dass die Hofpürgeltrias nicht gegen Annaberg weiterstreiche, sondern knapp unter dem Gosaukamm, erklärte aber auf Anfrage, dass der Zusammenhang der Hofpürgeltrias mit der Hallstätter Decke des Zwieselalmgebietes nicht streng zu beweisen sei.

Neuerdings sprach sich Spengler (1952) gegen diesen Zusammenhang aus, unter Festhaltung der Auffassung, dass die Hofpürgeltrias zum Kopfberg weiterziehe. Ein ursprünglicher Zusammenhang zwischen Tennengebirge und Dachstein muss angenommen werden, denn Kober kann nicht erklären, wieso die so mächtige tirolische Decke östlich des Tennengebirges auf einmal verschwinden soll. Als Reste der einstigen Verbindung zwischen Tennengebirge und Dachstein fasst Spengler nun Pailwand und Buchbergriedl auf, trotz ihrer Hallstätter Fazies; sie seien ursprünglich erheblich weiter südlich zu denken, die Pailwand etwa 2 km südöstlich des heutigen Südostendes des Tennengebirges, und erst nachgosauisch als Teile eines Schubkeiles, der zwischen Tennengebirge und Dachstein nach Norden drang, in ihre heutige Lage geraten. Dieser Schubkeil bestehe im übrigen grossenteils aus Werfner Schuppenland, aber auch der Gosaukamm wird dazugerechnet. Die östliche Begrenzung dieses Schubkeiles stellt die Blattverschiebung am Reissgang mit ihrer Fortsetzung nach Nordwesten dar, auch im Westen wird eine analoge Blattverschiebung angenommen.

Während die Pailwand trotz ihrer Hallstätter Fazies als tirolisch angesehen wird, stellte Spengler die westlich benachbarte, faziell sehr ähnliche Scholle des Breitenberges, die über das Tennengebirge gefördert wurde, zur Hallstätter Decke ihr Heimatgebiet sei zwar dasselbe wie das der Pailwand, aber sie sei schon vorgosauisch, die Pailwand aber erst nachgosauisch eingeschoben worden.

Der Vortragende wandte brieflich ein, der Breitenberg könne nicht wohl zur Hallstätter Decke gehören - deren Heimatgebiet Spengler (1943) weit im Süden annahm - wenn er aus derselben Gegend wie die Pailwand, diese aber aus unmittelbarer Nähe des Tennengebirges stammen soll. Diesem Einwand trug Spengler durch die Modifikation Rechnung, der Breitenberg müsse dann nicht als tiefjuvavisch, sondern als hochjuvavisch angesehen werden.

Die weitere Frage des Vortragenden, wo nach Spengler die Hauptmasse der tirolischen Decke im Raum des Lammerquertales zu suchen sei, wurde damit beantwortet, dass sie unter dem erwähnten Schubkeil liegen müsse. Es hätte sich somit hier das tektonisch liegende der tirolischen Decke, das Werfner Schuppenland, durch eine jüngere Bewegung auf die (hier tief eingemuldete) tirolische Decke gelegt, sie also eingewickelt.

Eine Schwierigkeit für die Hypothese des Schubkeils liegt wohl darin, dass von der angenommenen westlichen Blattverschiebung an der Grenze des Schuppenlandes gegen die Grauwackenzone nichts zu sehen ist.

Natürlicher scheint es wohl, die räumlich benachbarten und faziell gleichartigen Schollen des Breitenberges und der Pailwand im Sinne der älteren Auffassung zur Hallstätter Decke zu rechnen, ebenso den Schober. Es ist gewiss zuzugeben, dass Hallstätter Faziesgebiet und Hallstätter Decke nicht zusammenfallen müssen, aber die erwähnten Deckschollen liegen in der Fortsetzung der Hallstätter Decke am Nordfuß des Tennengebirges und lassen sich damit am natürlichsten verbinden.

6) Rettenstein.

Neumann (vgl. Spengler 1943) hielt den Riffkalk der Gipfelmasse für Dachsteinriffkalk (wie schon früher Trauth) und deutete ihn tektonisch als Inselberg der Dachsteindecke, unter der am Südhang die Hallstätter Decke mit Hallstätter Kalk, Liasfleckmergel und -kalk sowie Radiolarit zum Vorschein komme.

Spengler (1943) hielt den Gipfelkalk, ohne paläontologische Beweise dafür erbringen zu können, für Plassenkalk, u.zw. aus lithologischen Gründen und weil zwischen ihm und dem liegenden Radiolarit keine tektonische Fuge ersten Ranges zu finden sei.

Sabata (1948) kehrte zur Auffassung Neumanns zurück, die er durch den Nachweis eines allmählichen Hervorgehens des fraglichen Riffkalkes aus den tieferen Triasgliedern des Nordhanges zu stützen suchte.

Bei der Exkursion der in Radstadt tagenden Geologen 1952 fand jedoch Kieslinger in der Schutthalde am Südhang des Rettensteins eine Schnecke mit Spindelfalten, die möglicherweise eine Nerinea ist (Mittelung Prof. Spenglers). Falls sich dies bestätigt, wäre damit die Deutung Spenglers gesichert. Die Gesamtdeutung des Südrandes wird davon allerdings nicht berührt.

IV. Zusammenfassung.

Nach dem derzeitigen Stand kann es als wahrscheinlich angesehen werden, dass Breitenberg, Pailwand, Schober und Buchbergriedl zur Hallstätter Decke gehören; ferner wurde im Hallstätter Erbstollen das Vorhandensein einer Hallstätter Decke im Liegenden der Dachsteinmasse erwiesen. Damit wird es notwendig, die Vorstellungen Spenglers - denen im Raum von Mitterndorf ein grösserer Erklärungswert als denjenigen Kobers zukommt - doch insofern zu modifizieren, als der ursprüngliche Nordrand der Dachsteindecke mindestens südlich von Schober - Buchbergriedl - Plassen gesucht werden muss. Damit kann immer noch der Vorstellung Rechnung getragen werden, dass die Dachsteinmasse ursprünglich die (zwar nicht östliche, aber südöstliche) Fortsetzung des Tennengebirges darstellte; doch wurde sie später als Dachsteindecke soweit nach Norden transportiert, dass sie die Hallstätter Decke mindestens vom Raum südlich des Plassen bis zum Raum südlich des Ischltales einwickelte. In diesem Sinne wäre die tektonische Karte Spenglers (Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Mitt.d.Reichsamtes f.Bodenf. Zweigst. Wien 1943, Abb.2), die den ursprünglichen Nordrand der Dachsteinmasse hart nördlich des Plassen angibt, zu berichtigen.

D i s k u s s i o n
zum Vortrag Del-Negro am 16.10.

Prof. Schlager: Spenglers Hinweis auf das Fehlen der tirolischen Decke östlich des Tennengebirges, wenn die Dachsteinmasse nicht tirolisch wäre, ist doch sehr beachtlich.

Dr. Del-Negro: Die Fortsetzung des Tennengebirges war faziell sicher im östlich und südöstlich anschliessenden Raum gegeben; wenn aber der Südteil des Berchtesgadner Faziesbereichs östlich der Lammer als hochjuvavische Dachsteindecke nach Norden wandert, so kann es dort gar keine tirolische Decke mehr geben und die Frage, wo sie im Osten geblieben sei (eine Frage, die gegen Kobers Synthese mit Recht erhoben werden kann) wird somit gegenstandslos.

Prof. Schlager: Der Sachverhalt liesse sich also etwa so ausdrücken, dass das Tennengebirge zwar eine stratigraphische Fortsetzung nach Osten hat, nicht aber eine tektonische.

H. Mahler: Liesse sich eine faunistische Verschiedenheit zwischen Tennengebirge und Dachstein (hinsichtlich des Vorkommens einer im Tertiär eingewanderten Schneckenart) mit der tektonischen Verschiedenheit beider Gebirge in Verbindung bringen?

Dr. Del-Negro: Dagegen spricht wohl der Umstand, dass die grossen Deckenschübe, die hier in Betracht kommen, in der Mittelkreide stattfanden.

Prof. Schlager: Die Umprägung der Tierwelt im Tertiär erfolgte später als die grossen Überschiebungen.

Hofr. Haiden: Zwischen Tennengebirge und Dachstein hat man nicht den Eindruck einer Einmündung, wie sie Spengler für die tiro-

lische Decke annimmt, sondern umgekehrt eines Sattels, da die Werfner Schiefer hoch hinaufgehen.

H. Abel: Im Zwieselalmgebiet gibt es hornsteinführende Dolomite, die auch an der Südseite des Tennengebirges anzutreffen sind.

Dr. Del-Negro: Bei der Zwieselalm sind die Reiflinger Kalke als hornsteinführendes Gestein bekannt.

Prof. Schlager: Tektonisch stark mitgenommene Kalke können leicht mit Dolomiten verwechselt werden.

Prof. Goldberger: Die Annahme einer Durchspiessung der Plassen-scholle durch Salzauftrieb ist wohl allzu phantastisch.

Dr. Del-Negro: Die Schule Kobers nimmt auch jüngere tektonische Pressungen zuhilfe.

Prof. Schlager: Für Salzgesteine allein ist der Salzauftrieb erwiesen, aber der Mittransport so mächtiger Schollen wie des Plassen durch Salzauftrieb allein wäre wohl schwer vorstellbar.

H. Abel: Eine Merkwürdigkeit des Hallstätter Salzberges ist die Tatsache, dass der darin enthaltene Melaphyr selbst wieder Salz enthält.

Dr. Del-Negro: Das ist wohl auf die starken Verknetungen, die im Haselgebirge überall zu beobachten sind, zurückzuführen.

Dr. R. Oedl: Die Ergebnisse im Hallstätter Erbstollen sind von grösster Bedeutung, ihre Ergänzung aus der von Schaubberger noch nicht beschriebenen (bis Februar 1951 noch nicht erschlossenen) Teilstrecke ist sehr wünschenswert.

Dr. Bistritschan: Der Erbstollen ist seither bis zum Beustschacht vorgetrieben worden.

Dr. Seefeldner: Nach mündlicher Mitteilung Schaubbergers hat die Schlussstrecke nichts Wesentliches mehr ergeben.

Prof. Schlager: Die vergleichende Betrachtungsweise wie im vorliegenden Vortrag ist für den Aufnahmegeologen, der leicht in der Fülle der Details den Überblick verliert, sehr wichtig.

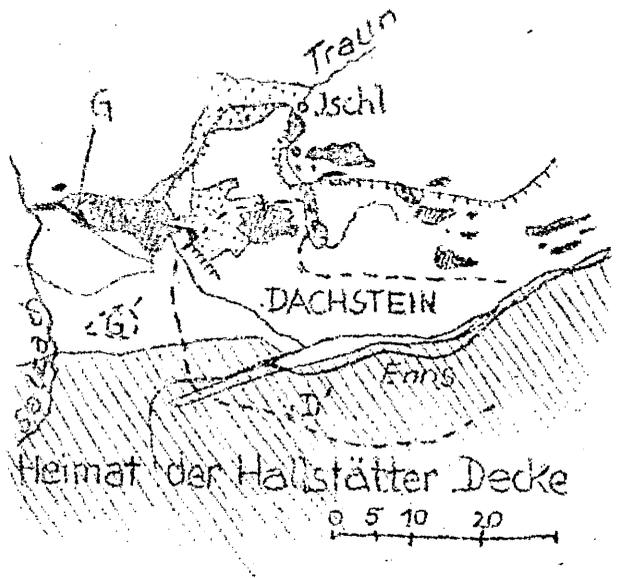
7. Diskussionsabend der Geologisch Mineralogischen Arbeitsgruppe am 4. Dezember 1952

Bericht über Vorträge und Exkursionen anlässlich der Geologentagung in Rad- stadt September 1952

Es wurde über die das Kalkalpengebiet betreffenden Vorträge referiert. Dr. Del-Negro berichtete über den Vortrag E. Spenglers, "Rekonstruktion des kalkalpinen Sedimentationsbereiches durch Zurückabrollung der tektonischen Einheiten", der allerdings den Salzburger Raum nicht betraf, aber methodisch allgemeine Bedeutung hatte, sowie über die anschliessende Diskussion, die besonders um die Berechtigung der von Spengler verteidigten Unterströmungstheorie ging; ferner über den Vortrag W. Schwarzbachers, der dem Problem der sedimentären Rhythmen gewidmet war und u.a. im Dachsteinkalk der Loferer Steinberge solche Rhythmen in Form

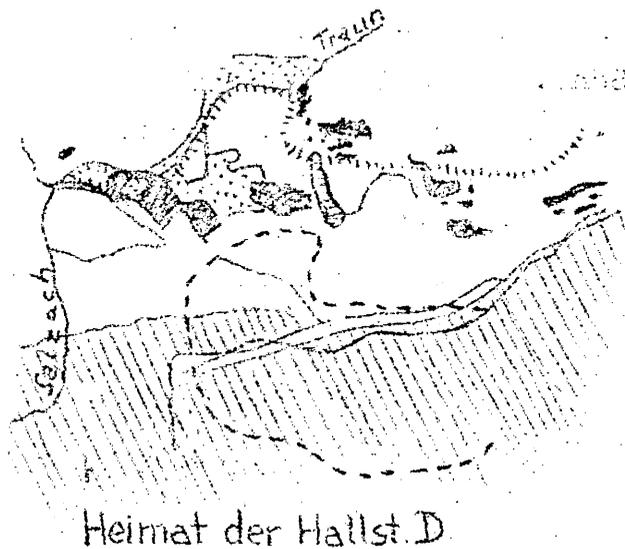
Beilage zu Del-Negro, Dachsteindecke

Schwarz = Hallstätter Decke
Weiss = anderen Decken
Punkte = Gosauschichten
Schiefe Schraffen =
Zentralalpen und
Grauwackenzone
Gestrichelte Linien =
Lage des Gollinger
Schwarzenberges (G = G')
und der Dachsteinmasse
(Dachstein=D') vor
den vorgosauischen
Überschiebungen



Der ursprüngliche
Sedimentationsraum
der Dachsteinmasse
nach E. Spengler. Zur Einführung in die tektonischen
Prbleme der Nördlichen Kalkalpen. Mitt.d.Reichsamtes f.
Bodenforschung Zweigst. Wien 1943, (vereinfachter Aus-
schnitt.)

Zeichen wie oben



Vorgeschlagene Rückverlegung des Sedimentationsraumes
der Dachsteinmasse (Dachsteindecke)

lische Decke annimmt, sondern umgekehrt eines Sattels, da die Werfner Schiefer hoch hinaufgehen.

H. Abel: Im Zwieselalmgebiet gibt es hornsteinführende Dolomite, die auch an der Südseite des Tennengebirges anzutreffen sind.

Dr. Del-Negro: Bei der Zwieselalm sind die Reiflinger Kalke als hornsteinführendes Gestein bekannt.

Prof. Schlager: Tektonisch stark mitgenommene Kalke können leicht mit Dolomiten verwechselt werden.

Prof. Goldberger: Die Annahme einer Durchspiessung der Plassen-scholle durch Salzauftrieb ist wohl allzu phantastisch.

Dr. Del-Negro: Die Schule Kobers nimmt auch jüngere tektonische Pressungen zuhilfe.

Prof. Schlager: Für Salzgesteine allein ist der Salzauftrieb erwiesen, aber der Mittransport so mächtiger Schollen wie des Plassen durch Salzauftrieb allein wäre wohl schwer vorstellbar.

H. Abel: Eine Merkwürdigkeit des Hallstätter Salzberges ist die Tatsache, dass der darin enthaltene Melaphyr selbst wieder Salz enthält.

Dr. Del-Negro: Das ist wohl auf die starken Verknetungen, die im Haselgebirge überall zu beobachten sind, zurückzuführen.

Dr. R. Oedl: Die Ergebnisse im Hallstätter Erbstollen sind von grösster Bedeutung, ihre Ergänzung aus der von Schaubberger noch nicht beschriebenen (bis Februar 1951 noch nicht erschlossenen) Teilstrecke ist sehr wünschenswert.

Dr. Bistritschan: Der Erbstollen ist seither bis zum Beustschacht vorgetrieben worden.

Dr. Seefeldner: Nach mündlicher Mitteilung Schaubbergers hat die Schlussstrecke nichts Wesentliches mehr ergeben.

Prof. Schlager: Die vergleichende Betrachtungsweise wie im vorliegenden Vortrag ist für den Aufnahmegeologen, der leicht in der Fülle der Details den Überblick verliert, sehr wichtig.

7. Diskussionsabend der Geologisch Mineralogischen Arbeitsgruppe am 4. Dezember 1952

Bericht über Vorträge und Exkursionen anlässlich der Geologentagung in Rad- stadt September 1952

Es wurde über die das Kalkalpengebiet betreffenden Vorträge referiert. Dr. Del-Negro berichtete über den Vortrag E. Spenglers, "Rekonstruktion des kalkalpinen Sedimentationsbereiches durch Zurückabrollung der tektonischen Einheiten", der allerdings den Salzburger Raum nicht betraf, aber methodisch allgemeine Bedeutung hatte, sowie über die anschliessende Diskussion, die besonders um die Berechtigung der von Spengler verteidigten Unterströmungstheorie ging; ferner über den Vortrag W. Schwarzbachers, der dem Problem der sedimentären Rhythmen gewidmet war und u.a. im Dachsteinkalk der Loferer Steinberge solche Rhythmen in Form

der Bildung von Grosstufen (Zusammenfassung mehrerer Schichtbänke bis zu 5) konstatierte. Dr. Pippan behandelte die von E. Spengler geführte Exkursion um den Rettenstein, bei der Spengler die in der Arbeit über den Zusammenhang Dachstein-Tennengebirge niedergelegten Ansichten entwickelte und die durch eine Reihe von Fossilfunden, welche allerdings noch der Bestimmung harren, eine Lösung des Rettensteinproblems erhoffen lässt. Weiters brachte sie ein Referat über den Vortrag von W. Heissel, der sich mit den Fragen des Kalkalpenbereiches zwischen Hochkönig und Dachstein befasste, er wiederholte darin die Angabe, dass am Flachenberg keine überschobene Deckscholle, sondern normales Hervorgehen der anisischen Gesteine aus den Werfner Schieferen vorliege, sprach sich für das Vorkommen von Hallstätter Kalk am Ausgang des Blühnbachtales aus, betonte aber die Notwendigkeit, zwischen Hallstätter Fazies und Hallstätter Decke zu unterscheiden, da Hallstätter Kalke auch in anderen Decken, andererseits Ramsaudolomit und Gutensteiner Gesteine in der Hallstätter Decke vorkommen; die Hallstätter Fazies tritt linsenförmig innerhalb der Berchtesgadner Fazies auf. Heissel bezweifelt daher die Möglichkeit, beide Faziesbereiche eindeutig zu trennen. Zuletzt berichtete Dr. Pippan noch über den Einführungsvortrag B. Plöchingers für die Exkursion ins Lammergebiet, während über diese selbst Prof. Schlager sprach.

In der anschliessenden Diskussion wurde Plöchingers Darstellung der tektonischen Verhältnisse im Wallingwinkel nordwestlich der Lammeröfen erörtert: Plöchinger, der sich im allgemeinen für die Trennung einer tiefjuvavischen und einer hochjuvavischen Decke ausspricht und ersterer die beiden Strubberge sowie die Höhen südlich der Lammer im Raum Scheffau, letzterer das Massiv des Gollinger Schwarzenberges zuschreibt, erwähnt, dass im Widerspruch dazu die nordwestliche Fortsetzung des Vorderen Strubberges im Wallingwinkel nicht unter den Schwarzenberg einfällt. Seine Karte und Profile zeigen aber, dass hier offenbar jüngere Vertikalstörungen das ursprüngliche Bild modifiziert haben.

Ein weiterer Diskussionspunkt war Plöchingers Formulierung, dass am Nordfuss des Tennengebirges eine Abbildungstektonik vorliege, sofern die Hallstätter Schollen dort in den Muldenbau des tirolischen Tennengebirges (mit NW - SE - streichenden Achsen) einbezogen worden sei. Demgegenüber bevorzugte Prof. Schlager die Annahme nachträglicher gemeinsamer Verfaltung beider tektonischer Einheiten und verwies auf ein spiegelbildliches Verhalten von Rhät- und Oberjurakalken am Südfuss des Trattberges.