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

Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen

Von **Erich Spengler** *)

II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen

Mit einer paläogeographischen Karte 1:210.000 (Tafel I) und 5 Textabbildungen

Dem Andenken Otto Ampferers gewidmet

Inhalt

	Seite
Vorbemerkungen	2
Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums	4
Der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen Schliersee und Salzburg	4
Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke zwischen Rottach und Roter Traun	8
1. Wendelsteingruppe	8
2. Synklinorium und Thierseer Mulde	9
3. Raum zwischen Inntal und Roter Traun	11
Verkürzung des Raumes der Allgäu- und Lechtaldecke in der W—E-Richtung durch die Orogenese	14
Der Ablagerungsraum der Staufen—Höllengebirgs-Decke	14
1. Der Ablagerungsraum des Guffert-Pendlingzuges	15
2. Der Ablagerungsraum des Kaisergebirges	19
3. Der Ablagerungsraum des südlichen Randstreifens der Kalkalpen zwischen Zillertal und Kitzbühler Ache	24
4. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Kaisergebirge und dem Salzach-Quertale gelegenen Teiles der Staufen—Höllengebirgs-Decke	25
5. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Salzachtale und dem Almtale gelegenen Teiles der Staufen—Höllengebirgs-Decke	27
Der Ablagerungsraum der Reichraminger Decke zwischen Salzach- und Almtal	32
Der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken	33
1. Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke	34
2. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke	37
Der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone	42
Die Ablagerungsräume der Dachstein—Gamsfeld-Masse und des Sparberhorns	49
Der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe und deren Verhältnis zur Hallstätter Decke	51
Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges	53
Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale	54
Ergebnisse	57
1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Mittelabschnittes der Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen	57
2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese	63
Anhang: Bemerkungen zu den Salzkammergutprofilen bei Kober 1955	67
Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums	70

*) Adresse: Wiesbaden, Dotzheimer Str. 119a.

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

Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungsraumes der Trias- bis Neokomsedimente des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung der Falten konstruiert wurde. Westgrenze: Schliersee—Sonnwendgebirge, Ostgrenze: Traunstein—Loser—Stoderzinken. Die Vorbemerkungen bringen einige kleine Änderungen in der Darstellung gegenüber dem I. Teile der Arbeit. Der Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Hierauf wird versucht, den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale darzustellen. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum bis gegen Ende des Neokoms in den Teilen des Mittelabschnittes, in denen die Juvavischen Decken vorhanden sind, mehr als viermal breiter war als die heutige Kalkalpenbreite. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke muß über dem oberostalpinen Kristallin gelegen gewesen sein, das einst das Dach des Tauernfensters bildete. Es wird gezeigt, wie sich in den einzelnen orogenetischen Phasen die Breite der Kalkalpen schrittweise verkleinert hat.

Vorbemerkungen

Der hier vorliegende II. Teil der Arbeit schließt unmittelbar an den im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt XCVI. Band (1953) veröffentlichten I. Teil an.

Um das Kartenbild im Bereiche der Achentaler Schubmasse (siehe S. 17) etwas berichtigen zu können, wurde ein 15·3 mm (in der Natur 3·2 km) breiter Streifen am E-Rande der Karte des I. Teiles auch in die Karte des II. Teiles übernommen. Durch diesen beiden Karten gemeinsamen Streifen wird auch der Zusammenschluß der Karten des West- und Mittelabschnittes erleichtert.

Da die Methode der Konstruktion der paläogeographischen Karte (P. K.) dieselbe ist wie im I. Teil (I. T.), kann hier auf den Abschnitt: „Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte (I. T. S. 3—10) verwiesen werden".

Die bereits im I. T. angewendeten Ausscheidungen wurden um folgende vermehrt:

1. Die Ablagerungsräume der jetzt von Tertiär verhüllten Trias, Jura und Unterkreide wurden von den durch Quartär und Seen verhüllten abgetrennt und durch NE—SW verlaufende unterbrochene Schraffen bezeichnet. (Die von Oberkreide verhüllten wurden wie im I. T. mit NW—SE verlaufenden unterbrochenen Schraffen versehen.) Die Abtrennung der von Tertiär verhüllten Gebiete geschah deshalb, weil das Tertiär besonders im Unterinntal, Kössener Becken und bei Reichenhall eine wichtige tektonische Rolle spielt.

2. Es mußte für die Ablagerungsräume der jetzt von der Reiteralmdecke oder der Dachsteinmasse verhüllten Teile der Hallstätter Decke eine neue Ausscheidung: „Entweder abgetragen oder von Decken verhüllt" eingeführt werden, da sich zwischen dem in der älteren vorgosauischen Phase erfolgten Schub der Hallstätter Decke und der ebenfalls noch vorgosauischen Einwicklung unter die Reiteralm- und Dachsteindecke eine Erosionszeit einschaltet, in welcher der größte Teil der Hallstätter Decke wieder abgetragen wurde (siehe S. 37). Man kann daher nicht wissen, ob unter der Reiteralm- und Dachsteindecke wirklich noch Reste der Hallstätter Decke verborgen sind. Es wurde daher eine Kombination der Signaturen II und VI gewählt (Vertikalschraffen mit Punktreihen).

Streng genommen würde dasselbe auch für die sedimentären Bedeckungen der Hallstätter Decke gelten, so z. B. für die Verhüllung der Hallstätter Deckschollen durch die Gosauschichten des Beckens von Gosau. Diese müßte daher durch eine Kombination der Signaturen III und VI dargestellt werden. Da es sich aber um viel kleinere Räume handelt, wurden diese mit III bezeichnet.

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

3. Durch eine punktierte Linie wurden die Ablagerungsräume des Skyth (Buntsandstein oder Werfener Schichten) von denen der Mitteltrias am S-Rande der Kalkalpen abgetrennt. Dies geschah einerseits, um die Räume in der P. K. besser zu gliedern, anderseits deshalb, weil an dieser größten Unstetigkeitsfläche in der Schichtenfolge der nordalpinen Trias wahrscheinlich häufig bedeutende schichtenparallele Bewegungen erfolgten, für deren Ausmaß wir allerdings keine Anhaltspunkte haben, so daß der verhüllte Raum nicht eingetragen werden kann (vgl. S. 25). Im Bereiche des Ablagerungsraumes der Werfener Schuppenzone wurde diese Grenze nicht eingetragen.

4. Mit dicken Linien wurde die beiläufige Lage der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale eingetragen (vgl. S. 54).

Da sich in dem hier zur Darstellung kommenden Teile der Kalkalpen an einzelnen Stellen eine leichte jungkimmerische Faltung bemerkbar macht (siehe S. 29), gilt die durch Abwicklung der tektonischen Einheiten erhaltene paläogeographische Karte (P. K.) streng genommen nicht mehr für das Tithon und Neokom. Aber die Raumverengung durch die jungkimmerische Faltung war wohl im Vergleich mit derjenigen durch die späteren Orogenesen sehr unbedeutend, so daß der Raum im Tithon und Neokom wohl noch nicht viel schmäler war als in den vorhergehenden Zeitabschnitten.

Eine große Schwierigkeit bei der Ausglättung der Falten ergab sich aus der Seltenheit längerer geologischer Profile im Schrifttum und aus der Seltenheit von Fallzeichen in den geologischen Karten. Als sehr mangelhafte Notlösung wurde daher bei dem Vorherrschen von Fallzeichen, die auf steiles Fallen hindeuten, der Ablagerungsraum in der P. K. etwa doppelt so breit gezeichnet wie das Kartenbild in der G. K., bei Fallzeichen, die mittelsteiles Fallen anzeigen, etwa 1·5 mal so breit und beim Vorherrschen von flaches Fallen anzeigenden Zeichen etwa 1·25 mal so breit. Diese Methode ist schon deshalb sehr ungenau, weil ich weiß, daß die wenigen Fallzeichen in den geologischen Karten häufig gar nicht das mittlere Schichtfallen des betreffenden Raumes angeben, sondern — besonders im Waldgelände — nur das Schichtfallen in kleinen Zufallsaufschlüssen wiedergeben.

Häufig kommt es vor, daß Schubflächen unter Flußalluvien und anderen jungen Decksedimenten durchstreichen. Hier wurde in der Darstellung des sich durch Abwicklung der Schubfläche ergebenden Kartenbildes nicht einheitlich vorgegangen. In solchen Fällen, in denen an dem Durchstreichen der Schubfläche unter dem Flußalluvium kein Zweifel besteht, wurde meist der vertikal schraffierte (von der höheren Schuppe oder Decke verhüllte Raum) durchgezogen. Zum Beispiel wurde der jetzt von der oberen Schuppe der Allgäudecke verhüllte Teil der unteren Schuppe quer über das Priental und das Tal der Tiroler Ache durchgezogen, ebenso der breite, jetzt von der Lechtaldecke verhüllte Teil der Allgäudecke. In solchen Fällen aber, wo das verhüllende Decksediment einen sehr breiten Raum einnimmt oder es nicht eindeutig feststeht, wie sich die Schubflächen beiderseits des verhüllenden Decksedimentes entsprechen, wurde der von der höheren Schuppe oder Decke verhüllte Raum nicht unter dem Decksediment durchgezogen. Da es z. B. nicht ganz sicher ist, wie die Schuppen der Allgäudecke des Heuberggebietes

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

denen des Wendelsteins entsprechen, wurde der jetzt von der höheren Schuppe verhüllte Raum nicht über das Inntal durchgezogen. Ebenso wurde der jetzt von der Höllengebirgsdecke verhüllte Teil der Langbathscholle nicht über den Traunsee durchgezogen, weil die junge Blattverschiebung die Überschiebung durchschneidet. Theoretisch am richtigsten wäre es in allen diesen Fällen gewesen, eine neue Signatur: „Jetzt durch eine höhere tektonische Einheit und durch Quartär verhüllt" anzuwenden.

Wie ich bereits im I. T. S. 2 ausdrücklich festgestellt habe, ist selbstverständlich die Richtigkeit der Kartenkonstruktion von der Richtigkeit der zugrunde gelegten geologischen Karten abhängig. Nun sind bereits in dem kurzen Zeitraume, der seit dem Erscheinen des I. T. vergangen ist, einige Arbeiten erschienen, welche Änderungen der paläogeographischen Karte des W-Abschnittes der Kalkalpen nötig machen. Ich werde aber zuerst alle drei Teile der Arbeit zu Ende führen und dann erst in einem Nachtrag auf die Änderungen eingehen, die sich durch das Erscheinen neuer Arbeiten in dem gesamten Raum der Nördlichen Kalkalpen ergeben, sowie auf allfällige Kritik meiner Arbeit Bezug nehmen.

Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums

Der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen Schliersee und Salzburg (= Tiefbajuvarische Decke Hahns)

Im I. T. S. 10—18 wurde die Abwicklung der Allgäudecke vom Bregenzer Wald bis in den Raum zwischen Tegernsee und Schliersee durchgeführt. Am E-Rande der P. K. des I. T. (Tafel I) und daher auch am W-Rande der P. K. des II. T. liegen von N gegen S die Ablagerungsräume folgender Schuppen der Allgäudecke (I. T. S. 17): 1. der schmalen Randschuppe, in welcher der größte Teil des Jura und Neokom durch transgredierendes Cenoman verhüllt ist; 2. der Moosenbergschuppe, die nicht nur nördlich vom Brunstkogel, sondern auch im Fenster des Westerberges (Richter 1937, Abb. 30) zutage tritt; 3. der Ringspitzenschuppe, welcher ich den auch in der P. K. des I. T. enthaltenen Baumgartenberg und den erst in der P. K. des II. T. dargestellten Hirschgröhrkopf (zwischen Schliersee und Leitzach) zurechne [1]). Richter (1937, S. 110) rechnet Baumgartenberg und Hirschgröhrkopf bereits zur Lechtaldecke.

Den Hauptdolomit des Lechnerberges samt den aufgelagerten Cenomankonglomeraten hält Richter (1937, S. 110) für eine Deckscholle der Lechtaldecke. Ich glaube, daß der Faziesverschiedenheit gegenüber dem Cenoman der Allgäudecke schon dadurch Rechnung getragen wird, daß ich den Lechnerberg zur Ringspitzenschuppe rechne, die ja im Grenzgebiet zwischen den Ablagerungsräumen der Allgäu- und Lechtaldecke sedimentiert wurde.

Der Raum zwischen dem Lechnerberg und Birkenstein ist auf der geol. Spezialkarte „Kufstein" (1925) und der Karte Osswalds (1928) sehr verschieden dargestellt. Auf Blatt „Kufstein" setzt sich der Cenoman tragende Hauptdolomitzug des Lechnerberges bis nach Birkenstein fort, bei Osswald ist westlich von Birkenstein überhaupt kein Cenoman, sondern neben etwas Hauptdolomit vorwiegend Lias der Allgäudecke eingetragen. Ich richte mich nach der neueren Karte.

---

[1]) Wenn Habers „Riedersteinschuppe" (1934, S. 161) mit meiner „Ringspitzenschuppe" identisch ist, hat seine Bezeichnung die Priorität.

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

In der Wendelsteingruppe ist die Allgäudecke in drei Schuppen geteilt, welche Osswald 1928 als VZ, SI und SII, 1951 als Ib, II, III bezeichnet. Außerdem scheidet er 1951 nördlich von I b noch eine nur aus Cenoman bestehende Einheit I a aus, welche er 1928 noch zum Flysch gerechnet hatte. I a+I b entsprechen Richters Randschuppe. Da Osswald in I a nur Cenoman einträgt, muß der Ablagerungsraum dieser Schuppe in der P. K. mit schiefen unterbrochenen Schraffen bezeichnet werden, während derjenige von I b wegen der daselbst zutage tretenden vorcenomanen Gesteine als „sichtbar" eingetragen werden konnte. Die Breite des von I b verhüllten Teiles von I a mußte willkürlich angenommen werden; dasselbe gilt von dem von II verhüllten Teil von I b. In der Abgrenzung der Schuppen II (Mitter-B.) und III (Rampoldplatte) folge ich der Karte und den Profilen Osswalds [1]). Richter (1937, S. 114) betrachtet die kleinen Hauptdolomitklippen auf der Schuppe II als Reste der Lechtaldecke. Er hat dafür aber keinen Beweis außer der Analogie mit dem Schmiedlainezug nördlich der Benediktenwand. Ich halte Osswalds Deutung, daß es sich um Reste der Schuppe III handelt, für einfacher, zumal ja die Schubweite von III auf II schon wegen der zwei kleinen Fenster von II unter III am W-Rande der Wendelsteingruppe ziemlich groß sein muß. Schuppe III entspricht wohl der Moosenbergschuppe westlich der Leitzach. Schuppe II scheint westlich der Leitzach zu fehlen. Da die Schuppen I a—II und der nördliche Teil von III im Leitzachtale von ihren westlichen Fortsetzungen durch Abtragung, der südliche Teil von III durch reichliche Quartärbedeckung unterbrochen sind, ist der Zusammenhang schwer zu erkennen.

Der Ringspitzenschuppe (= Schuppe VI bei Osswald, 1951, Tekt. Karte) gehört in der Wendelsteingruppe nur das Gebiet der „Wand" (P. 986) südlich von Fischbachau an. Wie Osswald Profil I (1928) zeigt, treten hier drei parallele Züge von Raibler Schichten auf, die auf einen Aufbau aus drei Schuppen schließen lassen.

Der im Wendelstein-Doppelfenster zwischen Wendelstein und Bockstein zutage tretende Teil der Allgäudecke gehört nach Osswald (1951) zur Schuppe III. Für den Ablagerungsraum der ganzen Allgäudecke des Wendelsteingebietes (mit Ausnahme der Ringspitzenschuppe) vom N-Rande der Randschuppe bis zum S-Rande des Doppelfensters ergibt sich eine Mindestbreite von 14 km, welche durch die Orogenese auf 5 km verkleinert wurde. Bei dieser Berechnung mußte nur die Schubweite von I b auf I a mit 0·5 km, diejenige von II auf I b mit 1·5 km willkürlich angenommen werden.

In der Heuberggruppe treten dieselben Schuppen der Allgäudecke wie im Wendelstein auf. Nach Osswald (1951, tekton. Karte und Profil I) ist hier am N-Rande der Kalkalpen die Randschuppe I b durch Lias vertreten. Auf Eders Karte (1925) fehlt noch dieses Liasvorkommen. Der Schuppe II gehört der Sattelberg, der Schuppe III der Kogel an. Doch möchte ich die Schubfläche zwischen II und III nicht wie in Osswalds Profil I ins Stein-

---

[1]) Nach Richter (1937, S. 114) ist ein Teil des Doggers in Osswalds Karte (1928) in der Randzone Cenoman. Ferner gibt Richter S. 113 an, daß der Verlauf und die Abgrenzung der Schuppen der Allgäudecke anders ist als bei Osswald. Da aber die von Richter festgestellten Verbesserungen auf keiner Karte dargestellt sind, muß ich mich — ohne Richters Angaben bezweifeln zu wollen — bei der Konstruktion meiner Karte an Osswalds geologische Karte halten.

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

bachtal, sondern nach Kirchwald legen. Denn die Raibler Schichten des Steinbachtales sind nach Eders Profil I ein Sattelkern, dessen Schenkel nur durch eine Verwerfung getrennt sind. Die Hauptdolomitscholle am S-Hang des Sattelberges, die ich bereits 1928 S. 4 als Deckscholle deutete, möchte ich weder im Sinne Richters (1937, Abb. 32) zur Lechtaldecke rechnen noch im Sinne Osswalds (1951, Profil I) mit dem Hauptdolomit südlich des Steinbaches, sondern mit dem Hauptdolomit des Kogels verbinden und daher zu Schuppe III rechnen, welcher auch die Schichtenfolge: Oberrhätkalk—Cenoman in den „Klammen" angehört. Dadurch ist es nicht nötig, wie bei Osswald für den Kogel eine neue Schuppe III a anzunehmen. Durch Ausglättung der Faltung und Rückführung der ganzen Schuppe III im Raum südlich von Kirchwald ergibt sich für den Ablagerungsraum der Allgäudecke in der Heuberggruppe eine Breite von 8·5 km, die durch die Orogenese auf 2·5 km verschmälert wurde.

Der lange Zug von Oberrhätkalk, der sich nach Eders Karte vom Weißenbach (unterhalb der Spatenau-Alm) bis zum Schwarzensee verfolgen läßt und südlich Tauern samt Kössener Schichten unter der Moräne wieder auftaucht, ist offenbar die östliche Fortsetzung des Oberrhätkalkes in den „Klammen" [1]. Am NW-Abhang des Hochries wird dieser Oberrhätkalk von einer neuen, noch zur Allgäudecke gehörenden Schuppe überschoben, die am Heuberg nicht vorhanden ist (siehe Profil III bei Eder, Tafel II). Die Schubfläche unterhalb dieser am besten als Schwarzensee-Schuppe zu bezeichnenden Schuppe biegt sich nach Schottlers Karte immer mehr gegen NNE und läßt sich bis zum Hof Tauern verfolgen. Innerhalb der Schwarzenseeschuppe tritt von Schottlers Profil IV gegen E abermals eine Schubfläche auf (Ahgrabenstörung bei Schottler, S. 101), welche die Schwarzenseeschuppe wieder in zwei Schuppen teilt: III'? und IV? bei Osswald 1951, Tekt. Karte [2]. Diese Ahgrabenstörung läßt sich durch das Kampenwand—Hochgern—Hochfellngebiet 30 km weit bis Zwickling verfolgen (Arlt 1911, Geol. Karte), wo sie an der Grenze zwischen Kalkalpen und Flyschzone endet (Schmidt-Thomé 1939). Die Schuppe III'? ist in der Kampenwand (Reifenbergscholle bei Broili S. 446), im Hochgern und Hochfelln die untere, IV? die obere Schuppe der Allgäudecke (Erlbergscholle bei Broili S. 446, Rabensteinschuppe bei Dhein S. 214). Von den in der P. K. eingetragenen Punkten gehört der unteren Schuppe der Aschauer Kopf, der oberen in der Kampenwandgruppe Haindorfer Berg und Hochplatte, im Hochgerngebiet der Zinnkopf, im Hochfellngebiet der Scheichenberg und östlich der Weißen Traun der P. 1049 an. Jedenfalls trifft die Angabe Dheins nicht zu, daß sich die Rabensteinschuppe bis in den Wendelstein hinein verfolgen läßt, denn die beide Schuppen trennende Schubfläche verschwindet bereits im N-Gehänge des Schwarzenberges westlich des Prientales. Im Kampenwand- und Hochgern-Hochfellngebiet wurde die Schubweite der Rabensteinschuppe mit nur 1 km angenommen.

---

[1]) Die östliche Fortsetzung der nördlichen Streifen der Allgäudecke der Heuberggruppe ist gänzlich unter Quartär verborgen.

[2]) Im Wendelstein bezeichnet Osswald 1951 mit IV die Untere Wendelsteindecke. Ich glaube nicht, daß die von Osswald mit IV? bezeichnete obere Schuppe der Allgäudecke der Unt. Wendelsteindecke entspricht, denn diese ist zweifellos eine Abspaltung an der Stirn der Lechtaldecke und gehört daher in deren Ablagerungsraum.

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

Die untere Schuppe ist im Weißachtal und östlich davon noch durch eine weitere Schubfläche von wohl sehr geringer Schubweite geteilt (Abb. 7, Profil 1 bei Dhein S. 215 und Profile 3 und 4 bei Nöth, Tafel XI).

Durch Ausglätten der Faltung der Überschiebungsfläche der Lechtaldecke über die Allgäudecke in Richters Profil durch die Hochplatte (1937, Abb. 34, S. 118) ergibt sich als Länge des oberen Profiles der Abb. 34 vor Eintritt der Deckenfaltung 6·6 km. Dieser Betrag wurde auch als Breite des Ablagerungsraumes des in diesem Profile dargestellten Teiles der Allgäudecke angenommen. Die ursprüngliche Entfernung zwischen den nördlich der Kampenwand—Halbdeckscholle und der im Fenster von Raiten zutage tretenden Teilen der Allgäudecke dürfte aber eher noch größer gewesen sein, denn es ist leicht möglich, daß außer der nach Eintritt der Deckenüberschiebung erfolgten Deckenfaltung auch eine ältere Eigenfaltung der Allgäudecke vorhanden ist. Unsicher ist die Ausglättung der Falten der oberen Schuppe der Allgäudecke im Hochgern- und Hochfellngebiete. Die Ausglättung wurde an dem Profile Dheins durch den Zinnkopf und Bairerkopf versucht und ergab eine ursprüngliche Breite von etwa 4 km. In dem zwischen der Weißen und Roten Traun aufgeschlossenen Teile der Allgäudecke wurde eine Ausglättung der Falten nach Arlt Fig. 7, S. 362 versucht.

Der Ablagerungsraum der von Schmidt-Thomé (1939, Tafel 8) nördlich vom Hochfelln kartierten Randcenomanzone wurde in willkürlicher Entfernung eingetragen, da keine Anhaltspunkte für die Schubweite der unteren Schuppe der Allgäudecke auf die Randschuppe vorhanden sind. Das Fehlen der Randschuppe zwischen Heuberg und Hochfelln ist wohl darauf zurückzuführen, daß dort diese Schuppe gänzlich unter der eigentlichen Allgäudecke liegt.

Die Ablagerungsräume der nördlich des Staufen unter der Staufendecke zutage tretenden winzigen Reste der Allgäudecke: Hauptdolomit, Rhät und Jura südöstlich von Inzell und der Dogger von Staufeneck können natürlich nur ganz schematisch eingetragen werden. Es ist durchaus möglich, daß diese Vorkommen einem Ablagerungsraum entstammen, der südlicher lag als derjenige der Allgäudecke der Hochfellngruppe und erst durch Mitschleppen unter der Staufendecke in die östliche Streichungsfortsetzung der Allgäudecke des Hochfelln gelangte.

Östlich von Staufeneck sind vielleicht (?) Ablagerungen, die man der Allgäudecke zurechnen könnte, gänzlich unter dem breiten Quartär des Salzburger Beckens verborgen. Aber bei und östlich von Salzburg ist zwischen der Flyschzone und dem N-Rande der Staufen-Höllengebirgs-Decke nichts erhalten, was mit Wahrscheinlichkeit der Allgäudecke zugerechnet werden könnte. Denn die von Osberger beschriebenen winzigen Vorkommen an der N-Seite des Kapuzinerberges und Nocksteines entsprechen wohl eher der Langbathscholle und somit der Lechtaldecke (Vgl. S. 33). Aber das starke Vordringen des Kalkalpenrandes nach N östlich von Kirchdorf und das Ausstreichen der einzelnen Falten und Schuppen an der Flyschgrenze scheint darauf hinzudeuten, daß in dem Raume östlich von Salzburg und im Salzkammergut über der Flyschzone noch ein Streifen der Kalkalpen abgetragen ist, so daß es möglich wäre, daß hier einst Stirnteile der Allgäudecke vorhanden waren und der Ablagerungsraum der Ternberger Decke Trauths (1936) die östliche Fortsetzung desjenigen der Allgäudecke war. Anderseits aber ist es möglich, daß auch östlich von Salzburg unbekannte Teile der Allgäudecke unter der Lechtal- und Staufen-Höllengebirgs-Decke liegen oder (vor der Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch) lagen. Denn die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch ist offenbar jünger als die Schubflächen innerhalb der Kalkalpen und kann diese

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

unter spitzen Winkeln abschneiden. Das muß besonders dann angenommen werden, wenn Brinkmanns Flyschfenster bei Grünau und Windischgarsten wirklich vorhanden sind. Doch diese Frage kann erst im III. Teile der Arbeit behandelt werden.

Wegen des 100 km langen unbekannten Zwischenraumes zwischen dem E-Ende der Allgäudecke und der Ternberger Decke ist der Zusammenhang beider tektonischen Einheiten sehr hypothetisch. Ich habe daher an dieser Stelle der P. K. einen Teil der Zeichenerklärung angebracht, um nicht genötigt zu sein, hier ganz hypothetische Verbindungen gegen E einzutragen.

Der Ablagerungsraum des unter der Lechtaldecke verborgenen Teiles der Allgäudecke wurde so breit gezeichnet, daß der Zusammenschluß mit der P. K. des I. T. (W-Abschnitt der Kalkalpen) möglich ist. Für diesen ergab sich eine so große Breite des von der Lechtaldecke verhüllten Teiles der Allgäudecke aus dem Vorhandensein der beiden großen Halbfenster von Nesselwängle und von Hinterhornbach sowie aus der Spaltung der Allgäudecke in drei Teildecken: Jochschrofen-, Iseler- und Nebelhorn-Teildecke, von denen nur die östlich des Allgäu zu einer Decke vereinigte Jochschrofen+Iselerdecke am N-Rande der Kalkalpen zutage tritt. Daß der unter der Lechtaldecke verborgene Teil der Allgäudecke auch östlich des Inn so breit ist, läßt sich nicht nachweisen. Er kann hier auch (um höchstens 10 km) schmäler sein. In diesem Falle müßte der Ablagerungsraum der Allgäudecke zwischen dem Lechtal und dem Wendelstein um einen Winkel von höchstens 6° im Sinne des Uhrzeigers gedreht werden. Immerhin sprechen die Fenster südlich Hohenaschau im Priental und bei Raiten im Achental für eine nicht unbeträchtliche Schubweite der Lechtaldecke über die Allgäudecke.

Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke zwischen Rottach und Roter Traun
(= Hochbajuvarische Decke Hahns)

1. Wendelsteingruppe

Wie ich bereits im I. T. S. 18 ausgeführt habe, betrachte ich Osswalds Schuppen IV (Untere Wendelsteindecke mit dem Bockstein), V (Obere Wendelsteindecke mit dem Wendelstein und Breitenstein) und VII (Sekundäre Lechtaldecke mit dem Wildbarren) als Bestandteile der Lechtaldecke, während ich VI (Ringspitzenschuppe) als eine höchste Schuppe der Allgäudecke ansehe (siehe auch S. 4).

Die Abgrenzung der Schuppen V und VII scheint mir auf Osswalds Karte nur vom Leitzachtale bis nördlich vom P. 1137 (westlich von Rampold-Kaser im Arzbachtale) richtig zu sein. Der weitere Verlauf dieser Grenze gegen E ergibt sich aus einer anderen Deutung der tektonischen Stellung des Cenomanzuges nördlich vom Wildbarren. Osswald betrachtet ihn als ein Fenster der Schuppe V unter der Schuppe VII, welches in seinem E-Teil nachträglich an vertikalen Brüchen horstartig herausgehoben ist (1928, Profile IX—XII; 1951, Beil. I, Profil II). Richter (1937, S. 113) hält den Zug nicht für ein Fenster, sondern für tektonisch etwas eingeklemmtes transgressives Cenoman. Auch Ganss (1951, Profile 6, 8, 10) zeichnet den Cenomanzug nicht als Fenster, sondern als gegen N überkippte Mulde. Auf einer Exkursion im Sommer 1953 gewann ich den Eindruck, daß nur am S-Rande des Cenomanzuges überall Trias auf Kreide geschoben ist [1]).

[1]) Nach Hasemann S. 42 fällt das Cenoman 25° S unter den Hauptdolomit des Wildbarren ein.

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

Am N-Rande dürfte nur der Hauptdolomit des Schreckenkopfes etwas auf Cenoman überschoben sein. Gegen das Vorhandensein einer Überschiebung am N-Rand sprechen die Lagerungsverhältnisse am E-Ende des Cenomanzuges, wo sich der Hauptdolomit des Einbachs im Liegenden des Cenomans zu befinden scheint, und das auf Osswalds Karte eingetragene Hinaufziehen des Cenomans fast bis zum Gipfel des Mitterberges. Ich möchte daher glauben, daß erst die Überschiebung am S-Rande des Cenomanzuges die N-Grenze der Schuppe VII (der Sekundären Lechtaldecke) ist. Dafür spricht auch, daß die Grenze zwischen V und VII bei Osswald an mehreren Stellen sehr unwahrscheinlich aussieht: die Raibler Schichten westlich des im Förchenbachtale gelegenen P. 667 sollen nicht zu derselben tektonischen Einheit gehören wie der südlich anschließende Hauptdolomit, während 1 km westlich die Folge Raibler Schichten+Hauptdolomit als normal betrachtet wird. Die westliche Fortsetzung des zur Schuppe V gerechneten Oberrhätkalkes von Asten soll der Schuppe VII angehören! Sehr unwahrscheinlich kommen mir auch die zickzackförmig verlaufenden Verwerfungen von sehr großer Sprunghöhe vor, die nach Osswald die Überschiebungsfläche nachträglich verstellen.

Allerdings muß nach meiner Deutung im Hauptdolomit des E-Abhanges des Wildbarren eine Schubfläche durchziehen. Im Inntale dürfte die Überschiebungsfläche zu Ende sein. Der große Mächtigkeitsunterschied im Hauptdolomit zwischen V und VII im W-Teil der Wendelsteingruppe scheint für eine beträchtliche Schubweite von VII zu sprechen. Am E-Ende der Wendelsteingruppe aber sieht man, daß sich schon in dem südlich dem Großen Muldenzuge benachbarten Sattel des Falkenberges eine rasche Mächtigkeitszunahme des Hauptdolomites von N gegen S vollzieht, so daß hier der Mächtigkeitsunterschied zwischen den Hauptdolomiten von V und VII nur gering ist (vgl. Profil XII bei Osswald 1928). Nimmt man eine größere Schubweite von VII an, so kommt man schon dadurch in Schwierigkeiten, daß sich diese Schubfläche nicht über das Inntal nach E verfolgen läßt.

Etwas größer, aber auch nicht sehr groß, scheint die Schubweite der Oberen über die Untere Wendelsteindecke zu sein. Ähnlich wie die Untere Vilser Decke verschwindet die Untere Wendelsteindecke gegen E schon nördlich der Hochsalwand gänzlich unter der Oberen Wendelsteindecke.

2. Synklinorium und Thierseer Mulde

Der südlich an das Wendelsteingebiet anschließende Raum gehört gänzlich Osswalds Schuppe VII, der sekundären Lechtaldecke an, welche in einer jüngeren Relieffüberschiebung in das durch die Erosion unter der älteren primären Lechtaldecke (Untere+Obere Wendelsteindecke) geöffnete Fenster hineingeschoben wurde (siehe Profil IV bei Osswald 1928).

Aus dem im I. T. dargestellten Raume reicht in das hier zur Darstellung gelangende Gebiet die Doppelmulde des Synklinoriums herein. Das Ausmaß des Zusammenschubes durch die Faltung war hier offenbar gleich groß wie in dem westlich anstoßenden Gebiet (siehe I. T., S. 38).

Die SE-NW streichenden Störungslinien (Ammerstörungen), die den Raum zwischen Leitzach und Inn durchsetzen, beeinflussen das Bild der P. K. nur wenig, da der Horizontalschub an diesen Störungen nur gering

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

war und offenbar die vertikale Komponente der Bewegung überwog. Es sind vor allem drei große Ammerstörungen vorhanden (siehe geol. Spezialkarte, Blatt Kufstein):

a) Die Linie Himmelmoos A.—Sudelfeld A. zwischen Traithen und Brünnstein. Hier konnte überhaupt kein nennenswerter Horizontalschub erfolgt sein, da die Mulde des Brünnsteins die unmittelbare östliche Fortsetzung derjenigen des Traithen ist. Hier ist nur der NE-Flügel der Verwerfung bedeutend abgesunken, was sich darin ausprägt, daß der Muldenkern des Traithen durch Kössener Schichten, derjenige des Brünnstein aus Malm gebildet wird. Diese Linie zeichnet offenbar den Verlauf des Leitzachtales zwischen Bayrischzell und Stauden tektonisch vor.

b) Die Linie Mühlbach—Larchgraben. Auch hier kann höchstens ein sehr geringer Horizontalschub erfolgt sein, da sich nach Hasemann (S. 45) Brünnsteinmulde und Oberaudorfer Mulde faziell sehr genau entsprechen (Lias in Rotwandfazies im S-Schenkel, in Fleckenmergelfazies im N-Schenkel beider Mulden, was zeigt, daß es sich in beiden Fällen um dieselbe Mulde handelt). Auch hier ist der NE-Flügel der Verwerfung abgesunken.

c) Die Wildbarrenlinie. Hier ist der SW-Flügel nach NW verschoben, u. zw. dort, wo die Linie das Cenoman westlich vom Wildbarren quert, um etwa 0·5 km [1]). Im Gegensatz zu den Verwerfungen a) und b) ist hier der SW-Flügel abgesunken und wesentlich stärker gefaltet als der aus Hauptdolomit bestehende NE-Flügel. Das prägt sich in der P. K. dadurch aus, daß der Ablagerungsraum des SW-Flügels der Wildbarrenstörung weiter gegen SE vorspringt als der Hauptdolomit des Wildbarren.

Der Raum zwischen den Störungen a) und c) erscheint somit grabenartig versenkt.

Eine verhältnismäßig starke Verschmälerung hat durch die Faltung der von Rhät, Jura und Neokom eingenommene Raum der östlichen Karwendelmulde (Thierseer Mulde) erfahren. Daß es sich hier keineswegs um eine einfache nordvergente Mulde handelt, zeigt schon das Profil durch das Hintere Sonnwendjoch und den Veitsberg bei M. Furlani-Cornelius (1921, S. 91), welches eine schmälere nördliche Nebenmulde und eine breitere südliche Hauptmulde erkennen läßt. Versucht man an diesem Profil den Faltenbau auszuglätten, erhält man für die Entfernung: Hinteres Sonnwendjoch—Grenze zwischen Neokom und Jura im S-Schenkel etwa 4·5 km ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes (heutige Breite der Mulde 2·3 km). Eine ähnliche Nebenmulde ist auf Blatt „Kufstein" im SW-Gehänge der Ofensteinwand eingezeichnet. Ferner trägt Ampferer an zwei Stellen auch Schubflächen innerhalb der Thierseer Mulde ein. So ist bei der Stallenalm westlich von Landl eine aus Oberrhätkalk, rotem Liaskalk und Malm bestehende Schuppe auf Neokom aufgeschoben. Ob die Grenze zwischen Jura und Neokom im N-Schenkel der Hauptmulde südlich vom Hinteren Sonnwendjoch eine Schubfläche ist, wie Ampferer annimmt, oder ob hier diskordante Auflagerung des Neokoms vorliegt, möchte ich dahingestellt lassen. Eine kleine örtliche Schuppe ist ferner durch den schmalen, zwischen Neokom gelegenen Oberrhätkalkzug östlich des Thiersees

[1]) Siehe die Karte bei Osswald 1928, die Darstellung auf Blatt „Kufstein" täuscht einen zu großen Horizontalschub vor.

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

angedeutet. Über die südliche Begrenzung der Thierseer Mulde und über die Störung, die sie östlich des Thiersees abschneidet, wird S. 17—18 einiges mitgeteilt.

3. Raum zwischen Inntal und Roter Traun.

Zur Ausglättung der Falten der Lechtaldecke im Heuberg- und Grenzhorngebiet [1]) wurden die Profile bei Eder (Tafel II), Osswald (1951, Beil. I, Profil I) und Ganss (1951, Profile zu Blatt Schliersee) benützt. Die einzige Überschiebungsfläche in diesem Raume ist die in Eders Profil I im N-Hange des Grenzhorns mit S bezeichnete Schubfläche. Daß es sich hier um eine Überschiebung mit größerer Schubweite handelt, ist vor allem deshalb unwahrscheinlich, weil sie sich anscheinend gegen E nicht über das Trockenbachtal hinaus verfolgen läßt, denn Ampferer zeichnet auf Blatt „Kufstein" in der östlichen Fortsetzung der von Eder nördlich des Basterkogels kartierten Plattenkalke nur eine einheitliche Hauptdolomitmasse ein. Nach Osswald (1951, Profil I) ist diese Schubfläche die Grenze zwischen den Schuppen V und VII. Zweifellos liegt die westliche Fortsetzung dieser Linie im Plattengraben (Wendelsteingruppe). Wie ich bereits S. 9 gezeigt habe, bezweifle ich, daß hier die Schubfläche von VII auf V vorliegt. Ebenso bezweifle ich die von Eder zwischen dem Hauptdolomit und dem Oberrhätkalk des N-Schenkels der Heubergmulde eingezeichnete Schubfläche, da nach Blatt „Kufstein" in dem Raume östlich des Inntales der Oberrhätkalk an vielen Stellen unmittelbar auf Hauptdolomit liegt und daher auch hier das Fehlen der Kössener Schichten keine tektonische Ursache zu haben braucht. Auch auf Osswalds Profil I ist dieser Kontakt nicht als Schubfläche gezeichnet.

Für den östlich an Eders Gebiet anschließenden Raum stehen Karte und Profile Schottlers (1934) zur Verfügung [2]), für den südlich und südöstlich angrenzenden Raum die österreichische Geologische Spezialkarte, Blatt „Kufstein" (1925) und die von O. Ganss bearbeitete Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000 Blatt „Schliersee" (samt Profilen). Wenn man in Profil 18 bei Ganss durch Anlegen eines Fadens die Falten ausglättet, bekommt man für die Entfernung: Karkopf—Hausern bei Noppenberg, welche gegenwärtig 9·5 km beträgt, vor der Faltung eine Breite von 15 km [3]). Nach den Profilen Schottlers ist es infolge der enormen Zerschneidung des Großen Muldenzuges durch Längs- und Querstörungen nicht möglich, eine Ausglättung der Falten auf diesem Wege durchzuführen. Wenn man für die Feststellung der ursprünglichen Entfernung der Gesteine des N-Rahmens des Prientalfensters von denen am Außenrande der Lechtaldecke nur die Deckenfaltung der Schubfläche der Lechtaldecke in Abb. 33 bei Richter

---

[1]) Der Berg heißt auf den bayerischen Karten Kranzhorn, auf den österreichischen Grenzhorn. Ich halte die österreichische Schreibweise für richtiger, da über die Spitze des Berges die Grenze zwischen Bayern und Tirol verläuft.

[2]) Störend für die Durchführung der Faltenausglättung wirkt es, daß Eders Aufnahmen nur wenig, Schottlers Karte gar nicht in österreichisches Gebiet hineinreichen, so daß zwischen beiden Arbeitsgebieten ein gegen NE gerichteter Streifen übrig bleibt, für den keine neue Spezialkartierung vorliegt. Es muß daher auf die österreichische geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein" (1925) zurückgegriffen werden, die sich an Schottlers Karte nur schlecht anfügen läßt.

[3]) Wobei im Bereiche des Hauptdolomitgebietes südlich der Lahn A. H. mit Rücksicht auf das Nachbarprofil 16 noch einige Falten angenommen wurden.

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

(1937, S. 117) ausglättet, ergibt dies einen zu niedrigen Wert. Ich habe daher die ursprüngliche Entfernung des Wettersteinkalkes des N-Schenkels vom Muschelkalk des S-Schenkels dieser Mulde etwas größer als diesen Betrag angenommen.

Zur Ausglättung der Deckenfaltung des Kampenwandgebietes wurden vor allem die drei Profile bei Richter (1937, Abb. 34, S. 118) benützt [1]). Der Friedenrat (Broili Tafel V, Profil I) wurde als eine von der Halbdeckscholle der Kampenwand durch die Erosion des tief eingeschnittenen Rottauer Tales völlig abgetrennte Deckscholle betrachtet, da Broili in der Tiefe dieses Tales zwischen den Wettersteinkalkmassen der Kampenwand und des Friedenrat zwei kleine Vorkommen von Aptychenkalken der Allgäudecke einzeichnet. In der Deutung des Raumes zwischen dem Teufelstein und dem Fenster von Raiten folge ich gänzlich Richter 1937, S. 118 bis 119. Den Überschiebungen, die innerhalb der Lechtaldecke die schmale „Markkaserscholle" Broilis im N und S begrenzen, wurde nur eine ganz geringe Schubweite zugebilligt.

Zwischen Kampenwand und Hochgern ist sehr viel durch das breite Quartär des Achentales verhüllt. Für die von Dhein (S. 220) im Hochgerngebiete festgestellten Schuppen: Hochgernschuppe und Hochsattelschuppe wurde nur eine sehr geringe Schubweite angenommen, wie sich schon aus dem Verschwinden der trennenden Schubflächen im Hochfellngebiet ergibt (siehe tektonische Karte bei Dhein, S. 208). Die Überschiebung zwischen Hochgern- und Hochsattelschuppe setzt sich zwar nach Dhein als Reliefüberschiebung von Raiten im Achental etwas nach W fort, verliert sich aber anscheinend im Hauptdolomit der Geigelsteingruppe. Nur der Überschiebung der Eisenbergschuppe (G. Rechenberg) kommt vielleicht besonders im E eine etwas größere Schubweite zu, da sich diese im S-Gehänge des Urschlauer Tales über Cenoman schiebt. Aber auch diese Überschiebung läßt sich nicht über das Achental gegen W verfolgen.

Im Hochfellngebiet lassen die von Nöth (S. 495—497) beschriebenen, steilstehenden, mit Malm und Neokom gefüllten Mulden in der N-Wand und am Gipfel des Hochfelln eine beträchtliche Entfernung zwischen den Ablagerungsorten der Hauptdolomitmassen am Schubrand der Lechtaldecke und im S-Gehänge des Hochfellngipfels erkennen. Auch der Sattel des Thoraukopfes und das steilstehende, enggepreßte Synklinorium der Haaralp- und Kratzelschneid spricht für einen starken Zusammenschub, der sich aber leider an den vorhandenen Profilen nicht genau abmessen läßt. Der durch das Cenoman des Urschlauer Tales verhüllte Raum wurde ziemlich breit gezeichnet, da er im E den größten Teil des vorcenomanen Faltensystems des Hochfelln verhüllt (Nöth, S. 500—501).

Die ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes der Eisenbergschuppe läßt sich recht gut aus Nöths Profil 3 auf Tafel XI abmessen; sie beträgt

---

[1]) Leider sind die Profile, welche Broili und seine Schüler Eder und Nöth zeichnen, für meine Arbeit wenig brauchbar. In der Absicht, in diesen Profilen nur die unmittelbaren Beobachtungen an der Erdoberfläche darzustellen, bieten sie nicht mehr als die geologische Karte. Da es — besonders bei Profilen in Strichzeichnung — technisch nicht möglich ist, nur die Erdoberfläche darzustellen, mußten die einzelnen Schichtgruppen doch ein Stück in den Berg hineingezeichnet werden, wobei dann die Profile so aussehen, als ob auch der Gehängeschutt in den Gebirgsbau einbezogen wäre. Nur Schottler hat diese irreführende Art der Profilzeichnung der Broilischule vermieden.

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

hier 3·5 km. Im östlichen Teile der Eisenbergschuppe ist auch der von der Sulzgrabenkopfschuppe verhüllte schmale Raum schematisch eingetragen. Die in dem östlichen Teil der Eisenbergschuppe unter dem Einfluß der von S aufgeschobenen Staufendecke erzeugten Komplikationen konnten nicht im Einzelnen rückgängig gemacht werden.

Für den südlichen Teil der Lechtaldecke ist zwischen dem Inntal und dem Tal der Weißen Traun die lange, verhältnismäßig regelmäßig gebaute Oberwessener Mulde [1]) bezeichnend, die in ihrem E-Teil Neokom im Kern enthält. Diese Mulde entspricht nicht der Thierseer Mulde [2]), sondern der Traithen—Brünnstein-Mulde. Wie ich bei einer Begehung im Sommer 1954 sah, weist diese Mulde im Bereiche des Durchbruchstales der Kössener Ache sehr steile, fast saigere Schenkel auf, so daß man auf eine sehr große Tiefe der Mulde schließen könnte. Dagegen aber spricht die Tatsache, daß sich der Malm des Muldenkerns 4 km westlicher bei der Baumgartenalm heraushebt (vgl. auch das Profil IV bei Ampferer, 1927, Tafel V). Es ist daher wahrscheinlich, daß auch im Achentalprofil der Muldenboden des

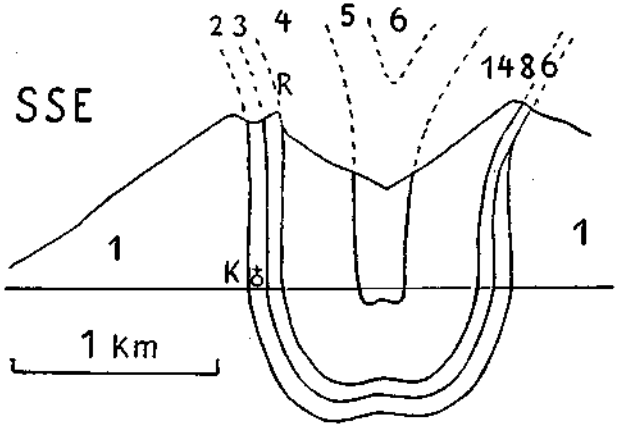


Abb. 1. Profil durch die Oberwessener Mulde im Durchbruchstal der Kössener Ache.

(Nach der geol. Spezialkarte „Lofer und St. Johann" und eigenen Beobachtungen.)

K = Kirche von Klobenstein (610 m), R = Rudersburg (1434 m); 1 = Hauptdolomit, 2 = Kössener Schichten, 3 = Oberrhätkalk, 4 = Lias, 5 = Dogger und Malm, 6 = Neokom.

Malm nahe unterhalb des Niveaus der Kössener Ache liegt. Da aber noch 900 m höher (auf der Rudersburg und beim Taubensee) die Schichten sehr steil stehen, dürfte das Profil durch die Mulde etwa so aussehen, wie Abb. 1 zeigt. Das bedeutet aber, daß hier der Raum durch die Faltung auf die Hälfte verschmälert wurde (von 5 km auf 2·5 km).

---

[1]) Hahn (1913a, S. 269) bezeichnet sie als Wessener Mulde. Die Bezeichnung Oberwessener Mulde ist aber besser, da nur Oberwessen in der Mulde liegt.

[2]) Vielleicht (?) darf der schmale Neokomstreifen, der sich von der Aßbergalm bis zur Leitstube nördlich vom Tempelberg verfolgen läßt, als östliche, sehr stark gepreßte und nach N verschleppte Fortsetzung der Thierseer Mulde betrachtet werden.

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

Ampferer beschreibt 1927, S. 137, Fig. 10 eine nur aus Oberrhätkalk und rotem Lias bestehende vorgosauische Schuppe aus dem Raume südlich des Taubensees. Der von der kleinen Taubenseeschuppe verhüllte Raum wurde eingetragen, der Ablagerungsraum dieser Schuppe jedoch nicht, da er wohl unterhalb der südlich angrenzenden Gosauschichten verborgen ist. Die Taubenseeschuppe kann schon deshalb nicht die Stirn der zur Staufen-Höllengebirgsdecke gehörigen Miesberg—Hochschartenwandschuppe (S. 19) sein, weil diese nachgosauisch ist. Bei der Aßbergalm taucht unterhalb der Taubenseeschuppe eine mit Neokom gefüllte Mulde auf, die vielleicht (?) als östliche Fortsetzung der Thierseer Mulde betrachtet werden darf.

Östlich der Weißen Traun ist außer dem winzigen Jura- und Neokomvorkommen beim Taubensee am Fuße des Rauschberges [1]) nichts mehr von der Lechtaldecke sichtbar. Sie ist hier fast gänzlich unter der nach N vorstoßenden Staufen—Höllengebirgsdecke verborgen. Das von Arlt 2 km östlicher bei P. 982 eingetragene Vorkommen von Kössener Schichten gehört wohl zur Allgäudecke.

Von hier bis Salzburg kommt auf fast 30 km Längserstreckung die Lechtaldecke nirgends unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke heraus, so daß die Verbindung gegen E nur in sehr schematischer Weise zu ziehen ist.

Verkürzung des Raumes der Allgäu- und Lechtaldecke in der W—E-Richtung durch die Orogenese

Wie die geologischen Karten und besonders anschaulich die tektonische Karte bei Osswald (1951) zeigen, ist das W—E gerichtete Streichen der Faltenzüge der Allgäu- und Lechtaldecke in dem Raum zwischen dem Förchenbachtale und der Mühlbacher Ammerstörung einerseits und der Linie Hohenaschau—Schleching—Oberwessen anderseits durch ein ENE bis NE gerichtetes Streichen ersetzt. Die beiden Knickstellen sind unscharf, aber trotzdem dürfte die Häufung von Störungen in der Gegend westlich von Niederaschau (siehe Schottlers Karte) mit der Knickung aus NE in E Streichen zusammenhängen.

Ich vermute, daß die Faltenzüge zuerst ein streng W—E gerichtetes Streichen besaßen und erst nachträglich geknickt wurden. Dadurch wurde der Raum einerseits in der W—E-Richtung verkürzt, anderseits östlich des Inntales weiter gegen N verschoben. Ich habe versucht, den Zustand vor der Faltung und somit auch vor Eintritt dieser Bewegung in der P. K. darzustellen und daher einerseits den Ablagerungsraum der Allgäu- und Lechtaldecke zwischen dem Inntale und dem Tale der Weißen Traun um 3 km länger als die gegenwärtige Länge, anderseits den N-Rand des Ablagerungsraumes der Kalkalpen auch östlich vom Inntal genau W—E gezeichnet.

Der Ablagerungsraum der Staufen-Höllengebirgsdecke
(= Tirolische Decke Hahns)

Ich habe 1928, S. 9, angegeben, daß Pendling und Krestenberg die beiden primären Enden der Staufen-Höllengebirgsdecke sind. Da sich nun durch die Abwicklung der Achentaler Schubmasse (I. T., S. 46) ergeben hat, daß

[1]) Siehe Arlt S. 367, Fig. 12. Nicht zu verwechseln mit dem im vorhergehenden Absatz erwähnten Taubensee bei Kössen!

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

schon diese Schubmasse 7 km weit gegen N geschoben wurde, muß man bereits mit der Achentaler Schubmasse die Staufen-Höllengebirgs-Decke beginnen lassen. Das entspricht der von F. F. Hahn 1913 a geäußerten Ansicht. Siehe auch Thurner 1954, S. 51, 54.

1. Der Ablagerungsraum des Guffert-Pendling-Zuges

Als N-Rand des Guffert-Pendling-Zuges betrachte ich den S-Rand des Neokomkernes der Thierseer Mulde, als S-Rand und E-Rand das Inntal, als W-Rand das Achenseetal. Das westlichste Stück dieses Raumes mit Unnutz und Sonnwendgebirge wurde bereits im I. T., S. 45—50 behandelt.

Die im I. T., S. 47 beschriebene Drehbewegung der Achentaler Schubmasse hat schwerwiegende Folgen für den östlich anschließenden Raum. Wie aus der dem I. T. beiliegenden P. K. ersichtlich ist, ist zur Erklärung der Überschiebung der Achentaler Schubmasse auf das Neokom keine Drehung um 90° erforderlich, sondern es genügt eine Drehung um 60° [1]). Der Knickstelle bei der Basill-Alm (nordwestlich der Seebergspitze) muß eine zweite Knickstelle folgen, an der die südlich der Thierseer Mulde gelegene Triasmasse wieder in das normale W—E-Streichen zurückgedreht wird. Diese zweite Knickstelle ist offenbar die heute vom SE—NW verlaufenden Fleistal eingenommene Grenze zwischen der Unnutz- und Guffertmasse. Dies ergibt sich daraus, daß nach Ampferers Karte, Blatt „Achenkirch und Benedictbeuern" der Wettersteinkalk des Unnutz S—N, derjenige des Guffert hingegen W—E streicht, und daß die beiden Streichrichtungen im Fleistale rechtwinkelig aneinandergrenzen.

Den scharfen Knick zwischen dem S—N-Streichen des Unnutz und dem W—E-Streichen des Guffert glaube ich darauf zurückführen zu können, daß die um einen Punkt bei der Basillalm gedrehte Achentaler Schubmasse nur bis zur Fleistallinie reicht, während die Guffertschubmasse nicht gedreht wurde, sondern nur eine Parallelverschiebung gegen NW erlitten hat (siehe Abb. 2). Die Fleistallinie wäre daher eine Blattverschiebung zwischen beiden Schubmassen. Vielleicht ist das merkwürdige NW—SE verlaufende Fleistal durch Gesteinszerrüttung längs dieser Störungslinie tektonisch vorgezeichnet. Wie Abb. 2 zeigt, braucht der Verschiebungsbetrag an dieser Linie nicht sehr groß zu sein, so daß es möglich ist, daß sie im großen Hauptdolomitgebiet südlich von Steinberg erlischt. Abb. 2 zeigt ferner, daß durch die Bewegung der beiden Schubmassen die Entfernung einzelner Punkte vergrößert, anderer verkleinert wurde. Ersteres ist z. B. für die Entfernung von Hochplatte und Mahmooskopf der Fall: heute beträgt die Entfernung beider Bergspitzen 7·5 km, vor Eintritt der Bewegung waren die Gipfelgesteine beider Berge nur 4 km voneinander entfernt. Letzteres ist z. B. für die Entfernung von Hinter Unnutz und Guffert der Fall: heute sind beide Berge 4·4 km voneinander entfernt, vor der Bewegung waren es nach meiner Konstruktion 5·5 km.

---

[1]) Verbindet man in dieser Karte z. B. den Ablagerungsort des Gipfelgesteines der Hochplatte mit dem NW des Seebergspitzes gelegenen Drehpunkt durch eine Gerade und tut dasselbe mit dem Ablagerungsort des von der Deckscholle der Hochplatte verhüllten Malms, so bilden beide Gerade einen Winkel von etwa 60°.

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

Bei der Rekonstruktion des vortektonischen Zustandes muß auch die dem Überschiebungsvorgang vorausgehende Bildung einer nordvergenten liegenden Falte berücksichtigt und diese ausgeglättet werden. Aus diesem Grunde wurde in der P. K. die Entfernung zwischen dem Ablagerungsort des Gipfelgesteines des Guffert und dem N-Rande der Guffertschubmasse bedeutend größer gezeichnet als die heutige Entfernung.

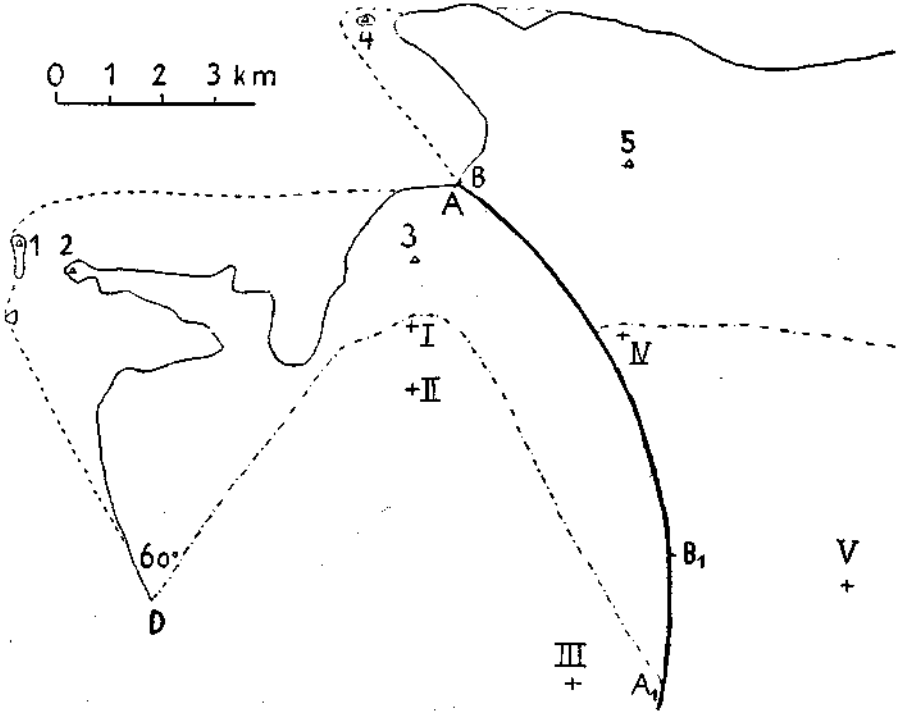


Abb. 2. Bewegungsschema der Achentaler und der Guffert-Schubmasse.

——— = heutige Erosionsränder der Schubmassen.

. . . . . = hypothetische Ränder der noch nicht durch die Erosion angeschnittenen Schubmassen.

—.—.— = Lage dieser Ränder vor Eintritt der Bewegung.

▬▬▬ = Blattverschiebung zwischen der um den Punkt D (bei der Basillalm) um 60° gedrehten Achentaler Schubmasse und der gegen NW geschobenen Guffert-Schubmasse.

A_1 = Lage des Punktes A der Achentaler Schubmasse vor Eintritt der Drehbewegung,

B_1 = Lage des (jetzt dem Punkt A unmittelbar benachbarten) Punktes B der Guffert-Schubmasse vor Eintritt der Parallelverschiebung gegen NW.

Dreiecke und arabische Ziffern = heutige Lage der Berge.

Kreuze und römische Ziffern = Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der Berge. 1,I = = Marbichler Sp.; 2,II = Hochplatte; 3,III = Hinterer Unnutz; 4,IV = Mahmoos K.; 5,V = Guffert.

Die heutigen Erosionsränder der Schubmassen wurden nach W. Quenstedt (Geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Tegernsee") gezeichnet. Der Einfachheit halber wurde angenommen, daß die Achentaler Schubmasse während der Drehbewegung keine Formänderung erlitten hat. Bei der Guffert-Schubmasse wurde die sich vor (oder gleichzeitig mit) der NW-Verschiebung vollziehende Faltung dadurch berücksichtigt, daß die Entfernung der Ablagerungsorte des Gipfelgesteines des Guffert und des N-Randes der Schubmasse um 2 km größer gezeichnet wurde als die heutige Entfernung.

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

Die unter dem Einfluß der Schubmasse im basalen Jura und Neokom hervorgerufenen Falten und Schuppen (Quenstedt, 1951, S. 64) konnten infolge des Fehlens einer geologischen Karte großen Maßstabes nicht abgewickelt werden.

Ein Vergleich des den P. K. des I. und II. T. gemeinsamen Streifens von 3·2 km Breite auf beiden Karten zeigt, daß ich hier jetzt einige kleine Änderungen vorgenommen habe. Ampferers Überschiebung zwischen dem Wettersteinkalk des Unnutz und dem westlich darunter hervortretenden Hauptdolomit habe ich jetzt nicht mehr berücksichtigt, da mir Herr Professor Quenstedt bei einem Besuch in Achenkirch sagte, daß die in Ampferers Karte zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk eingetragenen Plattenkalke nicht existieren, sondern nur Raibler Schichten dort vorhanden sind, so daß hier eine nur wenig durch Schubflächen gestörte verkehrte Schichtenfolge vorliegt.

Durch die Zurückführung der Guffertschubmasse in ihr Ablagerungsgebiet ergibt sich, daß der u. a. von Leuchs (1921, S. 48) angenommene normale Kontakt zwischen dem aus Neokom bestehenden Muldenkern und dem Jura des S-Schenkels der Thierseer Mulde nur vorgetäuscht sein kann. An dieser Grenze muß vielmehr eine Schubfläche ausstreichen, an welcher eine gegen NW gerichtete Bewegung erfolgt ist, die man in eine S—N-Komponente von über 7 km und eine E—W-Komponente von 5·5 km zerlegen kann. Daraus ergibt sich, daß der Ablagerungsort des Wettersteinkalkes des Guffert nicht wie heute 5 km südlich vom Halser Spitz, sondern 17 km südlich vom Ablagerungsort des Schinder lag. Das Profil, welches Haber (1934, S. 172, Abb. 12, c) durch Guffert und Halser Spitze zieht, scheint mir ganz richtig zu sein.

Auch die von Ampferer in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Kufstein" südwestlich von Landl und bei Vorderthiersee zwischen den Neokommergeln und dem Jura des S-Schenkels eingezeichneten, offenbar fossilleeren „Sandsteine und sandige Mergel (Zenoman?, Gosau?)" sind eine Stütze für die Vorstellung, daß zwischen Kreide und Jura eine Überschiebung verläuft, u. zw. auch dann, wenn es sich bei diesen Gesteinen nicht um Oberkreide, sondern um den Roßfeldschichten entsprechende höhere Unterkreide handelt. Das kommt mir deshalb wahrscheinlicher vor, weil die Überschiebung der Achentaler Schubmasse nach Quenstedt (1951, S. 61) vorgosauisch ist. Auch Leuchs (1927, S. 76) stellt die „sandigen, glimmerführenden, flyschartigen Schiefer und grauen sandigen Mergel" bei Landl noch ins Neokom.

Auch noch am E-Ende der Mulde, östlich des Thiersees, muß der S-Schenkel und die die Mulde im E abschneidende Hauptdolomitmasse des Thierberges von SE an den Muldenkern herangeschoben worden sein.

Dazu kommt aber hier noch eine jüngere, nachgosauische Bewegung, wie sich aus dem Folgenden ergibt.

Bis zu der Linie Embach—Pretzltalklause streicht der Wettersteinkalksattel Guffert—Roßkopf—Lärcheck streng W—E. Hier aber biegt er um 30° in die Richtung N 60° E um, so daß die Wettersteinkalkmasse des Kegelhörndls und des Pendling dieses geänderte Streichen aufweisen. Dasselbe Streichen zeigt auch der Hauptdolomit des S-Schenkels und vom Wäschkogel an auch derjenige des N-Schenkels des Sattels. Hingegen

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

streichen Rhät und Jura fast unverändert W—E bis zum Thiersee. Das hat zur Folge, daß sich die zwischen Pretztal- und Fürschlachtklause noch 2 km breite Hauptdolomitzone am Maistaller Berg auf 0·5 km verschmälert hat. Erst östlich der auffallenden Querstörung, die bei Wachtel die Thierseer Mulde abschneidet, gewinnt die Hauptdolomitzone des N-Schenkels des Pendlingsattels plötzlich wieder eine Breite von über 2 km [1]).

Dieses tektonische Bild wird wohl am besten dadurch erklärt, daß der inverse Schenkel des gegen N überkippten Pendlingsattels auf der Strecke Schmied A.—Maistaller Berg an einer N 60° E streichenden Schubfläche unter dem Wettersteinkalkkern des Sattels zurückbleibt. Die Schubweite nimmt an dieser Schubfläche gegen E stetig zu, so daß hier ein Raum von der Gestalt eines rechtwinkeligen Dreieckes unter der Trias des Kegelhörndl-Pendling-Zuges verborgen ist. Unter der Schubfläche verschwindet nördlich des Maistaller Berges auch Rhät und Jura. Erst an der Querstörung östlich des Thiersees gelingt es dem von S wirkenden Druck, die Thierseer Mulde in ihrer ganzen Breite zu überschieben, und auch Rhät und Jura sind wieder — genau wie auf der Strecke Föstl H. A.—Thiersee — in inverser Lagerung von Wachtel bis Kohlstatt zu sehen. Diese Schubfläche an der N-Seite von Kegelhörndl und Pendling muß jünger sein als die Überschiebung am S-Rande der Thierseer Mulde (Guffertschubmasse), u. zw. ist sie nachgosauisch, wie das Auftreten von — allerdings schlecht aufgeschlossenen, weil größtenteils von Quartärschottern verhüllten — Gosauschichten am Fuße des steilen, aus Wettersteinkalk bestehenden N-Hanges des Kegelhörndls und Pendlings zu zeigen scheint (Abb. 3). Vgl. dazu auch Klebelsberg, 1935, S. 117, Z. 12—21. Nur mit Hilfe dieser jüngeren Überschiebung erklärt sich die auffallende Tatsache, daß sich die von Leuchs (1927, S. 150) als Blattverschiebung bezeichnete Querstörung nicht in den Wettersteinkalk des Pendling fortsetzt.

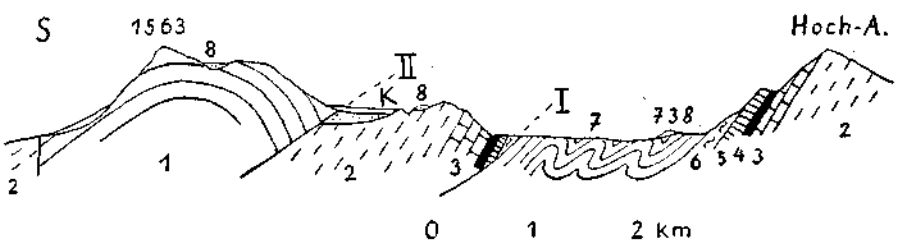


Abb. 3. Profil durch die Thierseer Mulde.

(Nach der geol. Spezialkarte „Kufstein", entsprechend dem von O. Ganss unterhalb der geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee" gezeichneten Profil.)

1 = Wettersteinkalk, 2 = Hauptdolomit, 3 = Plattenkalk, 4 = Kössener Schichten, 5 = Oberrhätkalk, 6 = Jura, 7 = Neokom, 8 = Gosauschichten.

I = Vorgosauische Guffert-Überschiebung, II = Nachgosauische Pendling-Überschiebung. K = Hof Kran; die hier unter den Quartärschottern eingetragenen Gosauschichten hat Ampferer 500—1300 m westlich der Profillinie in die geol. Spezialkarte eingezeichnet.

---

[1]) Den schmalen Kalkzug des Thierberges halte ich nach einer im Sommer 1953 im Gelände durchgeführten Besichtigung nicht wie Ampferer für Wettersteinkalk, sondern mit Leuchs (1927, S. 150) und Max Richter (1937, S. 122) für obertriadisch.

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

Da es kein Gesamtprofil durch den W-Teil des Guffert—Pendling-Zuges in der neueren Literatur gibt, ist eine genaue Ausglättung des Faltenbaues dieses Gebietes nicht möglich. Es wurde angenommen, daß der Raum vor der Faltung um etwa ein Drittel breiter war als jetzt. Da aber in den Einzelprofilen bei Ampferer (1909, 1921, 1922) auch steile Fallwinkel vorkommen und auch Leuchs (1921) an mehreren Stellen steiles Einfallen angibt, ist es möglich, daß dieser Raum ursprünglich noch breiter war. Anhaltspunkte für die Breite des Ablagerungsraumes des Pendlingsattels ergeben sich aus der Angabe bei Leuchs (1921, S. 45), daß der Wettersteinkalk des Pendling „70°—60°N bzw. 80°S fällt".

Im westlichsten Teile des Ablagerungsraumes des Guffert—Pendling-Zuges ist auch der E-Teil des Ablagerungsraumes des Sonnwendgebirges und des auch dazu gehörigen Pletzachkopfes enthalten (siehe I. T., S. 50).

Nach Ampferer (1922, S. 118, Fig. 12) entspricht die jetzt 2 km breite Mulde der Angerbergschichten SSE des Zimmerkopfes einem um 300 m breiteren Ablagerungsraum. Wie stark das Mesozoikum darunter durch die Faltung verschmälert wurde, wissen wir nicht; es besteht aber kein Zweifel, daß es wesentlich stärker gefaltet wurde als das Tertiär. Es wurde daher der von den Angerbergschichten verhüllte Raum doppelt so breit gezeichnet als das gegenwärtige Kartenbild. Eine ebenso große Verschmälerung haben vielleicht auch die unterhalb des Inntal-Alluviums verborgenen mesozoischen Gesteine erfahren. Das muß nämlich angenommen werden, um genügend Platz für die westliche Fortsetzung der Kaisergebirgstrias zu finden, wenn man sich nicht Ampferers Ansicht anschließt, daß das Kaisergebirge eine Deckscholle ist.

2. Der Ablagerungsraum des Kaisergebirges.

Der nördlichste Streifen des Guffert-Pendling-Zuges setzt sich östlich des Inntales in einem 26 km langen, aber nur sehr schmalen Gesteinsstreifen fort, den ich als Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe bezeichnen möchte. Diese Schuppe bildet die Stirnschuppe der Staufen-Höllengebirgs-Decke und besteht nur aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit. Nur an der Hochschartenwand treten dazwischen auch Spuren von Raibler Schichten auf.

Der von Ampferer als Wettersteinkalk kartierte schmale Kalkzug südlich der Kirche St. Nikolaus bei Ebbs wird von Leuchs (1925, S. 87—88) mit dem Thierbergkalk identifiziert und somit als obertriadisch betrachtet. Eine im Sommer 1954 durchgeführte Begehung ergab, daß nur der Kalk in dem weit sichtbaren Felsen (alten Steinbruch) am unteren Ende des kleinen Tälchens südlich des die Kirche St. Nikolaus tragenden, aus Hauptdolomit bestehenden Hügels grau oder bräunlich ist und daher dem Thierbergkalk ähnlich sieht. In der östlichen Fortsetzung dieses Aufschlusses aber ist der Kalk am Wege von St. Nikolaus zur Vorderkaiserfeldenhütte weiß wie Wettersteinkalk. Am Calvarienberg von Walchsee treten sowohl weiße als graue Kalke auf, während der nördliche Wettersteinkalkzug (1 km nördlich von Walchsee) rein weiße Kalke aufweist. Am Staffner bei Kössen ist der Kalk meist hellgrau. Es scheint demnach die Farbe der Kalke der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe etwas zu variieren und ich glaube doch, daß Ampferer diesen Kalkzug mit Recht als Wettersteinkalk bezeichnet. Vom Staffner läßt sich der Kalkzug ununterbrochen bis zur Hochschartenwand verfolgen, wo er durch Raibler Schichten vom Hauptdolomit getrennt ist.

Wie Ampferers Profile (1927, Tafel V) zeigen, stehen die Schichten der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe annähernd saiger. Das Profil V zeigt, daß der Staffner aus zwei Schuppen besteht: die tiefere baut im W den Miesberg, die höhere im E die Hochschartenwand auf. Der Hauptschub der

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

Staufen-Höllengebirgsdecke ist jedenfalls auch hier vor Ablagerung der Gosauschichten eingetreten, aber ebenso wie am Pendling folgte auch hier eine nachgosauische, ja sogar nacheozäne Bewegung nach. Denn in den Profilen V und VI (Ampferer, 1927, Tafel V) fallen Gosauschichten unter den Miesberg-Hochschartenwand-Zug ein, in Profil III liegt wohl eine steilgestellte Überschiebung des Hauptdolomites des Miesberges auf Gosau+ +Eozän vor (vgl. dazu auch das Profil 22 bei Ganss, 1951).

Wie sich aus der P. K. ergibt, lag der Ablagerungsraum der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe etwa 13 km südlicher als der S-Rand des sichtbaren Teiles der Lechtaldecke. Der größte Teil der in diesem Zwischenraum abgelagerten Sedimente ist wohl unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen, denn an der Stirn der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe ist schwerlich viel abgetragen worden [1]). Ich nehme an, daß an der Stirn dieser Schuppe etwa 1 km Gestein abgetragen wurde, so daß 12 km unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen wären. Davon entfallen etwa 2 km auf die Raumverkürzung durch die Faltung des verborgenen Teiles der Lechtaldecke, so daß man die Schubweite der Staufen-Höllengebirgs-Decke im Meridian von Walchsee auf etwa 10 km, im Meridian von Reit im Winkel auf etwa 12 km schätzen kann. Gegen E wird die Schubweite noch größer.

Obwohl der W-Schub der Achentaler und Guffert-Schubmasse durch die S. 14 beschriebene W—E-Verkürzung der Allgäu- und Lechtaldecke teilweise kompensiert wird, lag der Ablagerungsraum des Gipfelgesteins der Hochschartenwand 4·5 km östlicher als der Rehwaldkopf in der Lechtaldecke, der jetzt auf demselben Meridian liegt wie die Hochschartenwand. Es ist daher die Bewegung der Staufen-Höllengebirgs-Decke relativ zur Lechtaldecke nicht genau S—N, sondern in der Richtung gegen N 15° W erfolgt (normal auf das Streichen der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe).

Ampferer deutet 1921a, 1922, 1925 und 1933 das Kaisergebirge als eine aus dem Raume südlich des heutigen Kalkalpenrandes herangeschobene Decke. Leuchs (1925) und Max Richter (1937, S. 122—123) bestreiten die Existenz einer Kaisergebirgsdecke. Auch mir scheint (auf Grund einiger Exkursionen in den Sommern 1953 und 1954) die von Richter verfochtene Ansicht wahrscheinlicher zu sein, daß die Überschiebungen an der N- und S-Seite des Kaisergebirges nicht zusammengehören, und daß die südvergente Überschiebung am S-Rande älter ist als die nordvergente am N-Rande [2]). Für die Südvergenz der Bewegung des S-Randes spricht vor allem der von Ampferer selbst (1933, S. 56 und Fig. 48, S. 119) beschriebene gegen S überkippte Sattel im Muschelkalk der Regalpspitze.

Allerdings stellt Richter die Verhältnisse am E-Rande des Kaisergebirges zu einfach dar, wenn er schreibt: „Hier geht der Hauptdolomit ihres Muldenkerns nach E über das Kohlental hinweg glatt in den Hauptdolomit der anderen Talseite über mit vollkommen gleichem Streichen und Fallen". Vielmehr folgt das Kohlental einer N—S verlaufenden Störungs-

---

[1]) Außer man betrachtet das Wettersteinkalkvorkommen bei Hölzelsau als einen Rest der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe (Vgl. dazu S. 23).

[2]) Auch die Ansicht Thurners, daß „das Kaisergebirge ein losgesplittertes Teilstück der Staufenschubmasse" (1954, S. 194) sei, nähert sich meiner Auffassung.

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

fläche, die als eine steil W-fallende Blattverschiebung bezeichnet werden muß. Auch ich betrachte die Mulde von Schwendt als die ursprüngliche östliche Fortsetzung der Kaisergebirgsmulde. Aber der Muldenkern liegt im W-Gehänge des Kohlentales bei Hagbühel [1]), im E-Gehänge 4 km nördlicher, bei Schwendt. Um diesen Betrag ist daher der W-Flügel der Blattverschiebung nach S verschoben. Gleichzeitig ist aber der W-Flügel stärker gefaltet und dadurch herausgehoben. Überdies macht sich an dieser Linie auch ein W—E gerichteter Druck bemerkbar, welcher das steile N—S-Streichen der Gosauschichten bei der Schwarzenbachalm erzeugt (Ampferer 1933, Fig. 53, S. 125). Daß im Kohlentale vorwiegend Horizontalverschiebungen erfolgt sind, zeigen die bei Ampferer 1933 in Fig. 53 und in der geologischen Karte dargestellten zahlreichen vertikalen Scherflächen mit horizontaler Schubstriemung (Fig. 54, S. 126). Diese aus einer Schar paralleler Scherflächen bestehende Blattverschiebung ist offenbar die E-Begrenzung des südvergenten Schubes des Kaisergebirges, der auch bereits nachgosauisch ist, wie die Tatsache beweist, daß an der SE- und S-Seite des Kaisergebirges Gosauschichten unter der Überschiebung liegen.

Wie die Aufschlüsse in der Weißachschlucht zeigen, hat die Tendenz zu steil südvergenten Überschiebungen am S-Rande der Kalkalpen noch bis nach Ablagerung der Häringer Schichten angehalten (Ampferer 1925, Fig. 8 b). Hingegen sind die S-Überschiebungen wohl älter als die dem Aquitan angehörigen Angerbergschichten (Diskordanz zwischen Häringer und Angerbergschichten nach Ampferer, 1921a, S. 164).

Das Mindestmaß des S-Schubes zeigt am besten die dem Hauptkamm vorgelagerte Deckscholle des Treffauer Kaisers, welche in einer Breite von 1·5 km mylonitisiertem Hauptdolomit und Gosauschichten aufgeschoben ist. Dazu kommt der — allerdings sehr steile — S-Schub der Hauptkette des Wilden Kaisers. Zur Erklärung muß wohl ein zweiphasiger Schub nach Schema Abb. 4 angenommen werden. Für den steilen S-Schub der Hauptkette genügt wohl eine Schubweite von 0·5 km. Der Restbetrag von 2 km auf den im Kohlental beobachteten Verschiebungsbetrag der Blattverschiebung entfällt auf die durch die stärkere Faltung des Kaisergebirges (im Vergleich mit dem östlich anstoßenden Raume) bedingte Raumverkürzung. Wenn man durch Anlegen eines Fadens die Kaisergebirgsmulde in Ampferers Profil (1933, S. 52, Fig. 11) auszuglätten versucht, kommt man zu dem Ergebnis, daß die Kaisergebirgstrias vor der Faltung in N—S-Richtung mindestens doppelt so breit war als gegenwärtig. Die Faltung muß vorgosauisch angelegt — wie die Transgression der Gosauschichten auf Hauptdolomit im Kohlental zeigt — aber im W-Flügel der Blattverschiebung nachgosauisch (gleichzeitig mit dem S-Schub) bedeutend verstärkt worden sein.

Für das Mindestausmaß des nach Ablagerung der Angerbergschichten erfolgten N-Schubes bestehen folgende Anhaltspunkte: 1. Im Habersauer Tal reichen die Gosauschichten in einem Halbfenster etwa 1·5 km weit unter

[1]) Auf Ampferers Geologischer Karte des Kaisergebirges (1 : 25.000) ist die Verteilung von Hauptdolomit und Plattenkalk bei Hagbühel etwas anders dargestellt als auf der älteren geologischen Spezialkarte (1 : 75.000) Blatt „Lofer—St. Johann". Man beachte, daß auf der Karte 1 : 25.000 nördlich von Hagbühel die Plattenkalke S, südlich dieses Hofes hingegen N fallen.

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

die Kaisergebirgstrias hinein. 2. Wenn die zwei kleinen Vorkommen von dunkelgrauem Kalk in der Gegend des Thierberges wirklich Reste von tieferer Trias der Kaisergebirgs-Schubmasse sind, würde hier die Mindestschubweite des nordvergenten Schubes etwa 2 km betragen.

Ampferer betrachtet 1933, S. 67—68, Fig. 16 ein kleines Kalk- und Dolomitvorkommen bei Hölzelsau als einen Rest der Kaisergebirgsdecke. Ich habe im Sommer 1954

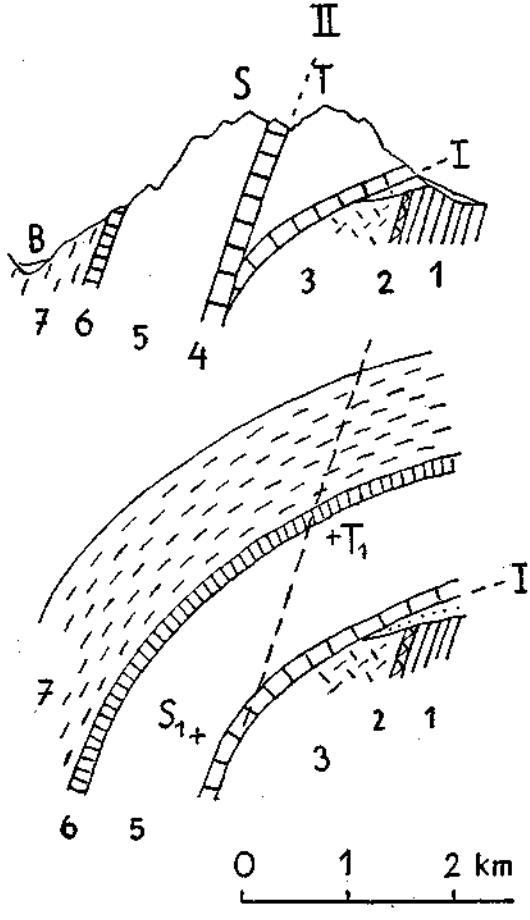


Abb. 4. Profile zur Erläuterung des zweiphasigen Südschubes an der Südseite des Wilden Kaisers.
(Mit Benützung von Fig. 11 bei Ampferer 1933, S. 52.)

Oberes Profil: heutiger Zustand. B = Hinterbärenbad, S = Sonneck, T = Treffauer. I = ältere, II = jüngere Schubfläche.

Unteres Profil: Zustand nach Bildung und Verbiegung der Schubfläche I, aber vor Entstehung der Schubfläche II. S_1 = damalige Lage des Gipfelgesteins des Sonnecks, T_1 = des Treffauer. Gestrichelte Linie = Trasse der späteren Schubfläche II.

In beiden Profilen ist 1 = Buntsandstein, 2 = Rauhwacke, 3 = Dolomitmylonit, 4 = Muschelkalk, 5 = Wettersteinkalk, 6 = Raibler Schichten, 7 = Hauptdolomit, punktiert = Gosauschichten.

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

die Stelle besichtigt. Die weißen Kalke und Dolomite bilden einen felsigen Hügel knapp nördlich der Straße nahe östlich der Häusergruppe Hölzelsau. In der geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein" sind die südlich von „au" des Wortes „Hölzelsau" anstehenden Kalke und Dolomite als Oberrhätkalk bezeichnet. Besonders der weiße zuckerkörnige Dolomit spricht dafür, daß Ampferers neue Deutung richtig ist und daß es sich um Gesteine des Ladin handelt. Mit Hallstätter Kalk besteht keine Gesteinsähnlichkeit.

Wenn ich auch Ampferers stratigraphischer Deutung zustimme, so bezweifle ich doch seine tektonische Deutung. Wenn man einen ehemaligen Zusammenhang mit den Wettersteinkalken des Zahmen Kaisers annimmt, würde die Mindestschubweite des nordvergenten Schubes der Kaisergebirgstrias 7 km betragen. Das wäre nur bei Annahme von Ampferers Kaisergebirgsdecke möglich. Eine andere Möglichkeit wäre, den Wettersteinkalk bei Hölzelsau mit der Miesberg—Hochschartenwand-Schuppe bei St. Nikolaus zu verbinden. In diesem Falle wären an der Stirn dieser Schuppe etwa 4 km Gestein abgetragen. Auch das kommt mir nach dem sonstigen Verhalten der Schuppe wenig wahrscheinlich vor. Ich glaube am ehesten, daß es sich um eine örtliche Schuppe der Lechtaldecke handelt, von der sonst infolge Bedeckung mit jüngeren Sedimenten nichts zu sehen ist. Nach Ampferer liegt die Triasscholle auf Cenoman, wofür der in der Karte eingetragene schmale Cenomanstreifen am S-Fuße des Hügels zu sprechen scheint. Es wäre aber auch möglich, daß das Cenoman durch einen Bruch vom Wettersteinkalk getrennt ist.

In der P. K. wurde die Stelle mit Vertikalschraffur bezeichnet; der Ablagerungsort der Scholle wurde nicht eingetragen, da er unbekannt ist.

Ich habe in der P. K. die Schubweite des nordvergenten Schubes so groß angenommen, daß vor dem N-Schub der Wettersteinkalksattel des Zahmen Kaisers genau die östliche Fortsetzung des Pendlingsattels war. Die große Verwerfung im W-Gehänge des Habersauer Tales, an der der Hauptdolomit des Scheibenkogelrückens gegen den Wettersteinkalk, Muschelkalk und die Reichenhaller Schichten des Zahmen Kaisers abgesunken ist, muß älter als die Überschiebung des Kaisergebirges auf das Tertiär der Walchseetalung sein, weil nur so die Abscherung des Hauptdolomites östlich des Habersauer Tales von seiner Wettersteinkalk-Unterlage verständlich ist. Da nach den Fallzeichen auf Ampferers geologischer Karte des Kaisergebirges die Gesteine des zwischen Walchsee und Habersauer Tal gelegenen Lappen des Zahmen Kaisers vorwiegend W—E streichen und stark gefaltet sind (Ampferer, 1933, S. 81, Fig. 23), der zwischen Habersauer Tal und Kohlental gelegene Lappen hingegen NE—NNE streicht, muß ersterer in der P. K. länger, letzterer dicker gezeichnet werden als in der G. K.

Parallel mit der Blattverschiebung des Kohlentales verläuft 2 km östlicher eine zweite Querstörung, welche sich im geologischen Kartenbilde vor allem durch das Abschneiden der mächtigen Lunzer und Opponitzer Schichten von Hinterberg gegen den westlich angrenzenden Hauptdolomit, aber auch durch das Abschneiden des Jura von Schwendt gegen den Hauptdolomit des Schnappenbergzuges verrät. Hier handelt es sich aber wohl um eine Verwerfung mit gesenktem W-Flügel (Ampferer, 1927, S. 130), so daß der Raum zwischen beiden Querstörungen ein tektonischer Graben ist, in dem sich Jura- und Kreidegesteine erhalten konnten, während beiderseits des Grabens nur Trias ansteht. Als rein radiale Störung macht sich die E-Begrenzung des Grabens bei der Rekonstruktion der Karte des Ablagerungsraumes nicht bemerkbar.

Daß Ampferer selbst die W-Begrenzung der Kaisergebirgsdecke Schwierigkeiten machte, ergibt sich daraus, daß er 1921 a (Fig. 1, S. 160) und 1933 (Fig. 12, S. 53) die Kaisergebirgsdecke im W verschieden begrenzt. Erst in der neueren Fassung wird das Eiberger Becken als Fenster betrachtet. Gegen die Abgrenzung von 1933 spricht — wie schon Max Richter, 1937,

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

S. 122, bemerkt — vor allem der Umstand, daß in der Klemmachschlucht nichts von einer Überschiebung zu sehen ist. Ebenso unwahrscheinlich ist es, daß der Achleitner Berg und der Kl. und Gr. Pölfen Deckschollen sind, da sich diese Berge zwanglos in den Zug: Niederkaiser—Baumgartenköpfl einreihen lassen. Überdies besteht der Achleitner Berg nach Leuchs (1925, S. 78) gar nicht aus typischem Wettersteinkalk. Gegen die Zurechnung der Wettersteinkalke der beiden Pölfen zur Kaisergebirgsdecke spricht Ampferers Profil (1922, Fig. 23, S. 133), welches zeigt, daß das Häringer Tertiär dem Wettersteinkalk des Gr. Pölfen normal aufliegt. Die Tatsache, daß der Achleitner Berg und die beiden Pölfen aus Kalk bestehen, in der Tiefe der Weißachschlucht aber Ramsaudolomit ansteht, spricht auch nicht gegen die Zugehörigkeit von Achleitner Berg und Pölfen zu derselben tektonischen Einheit wie der Dolomit in der Weißachschlucht, da ja bekanntlich in der Mitteltrias Kalk und Dolomit ungemein rasch wechselt, wie z. B. der demselben Zuge angehörige Gaisberg zeigt. Die Profile Fig. 8 a und 8 b bei Ampferer, 1925, S. 30 sind daher nicht überzeugend.

Ferner rechnet Ampferer die blockförmigen Schollen von Wettersteinkalk und mylonitisiertem Dolomit von Kötsching (nördlich von Häring), nördlich von Angath, bei Mariastein und die große Masse von Dolomitmylonit des Kochelwaldes zur Kaisergebirgsdecke (1921, S. 161; 1922, S. 134, 135). Mindestens für Kötsching und für den S-Teil der Kochelwaldmasse bei Breitenbach am Inn ist es erwiesen, daß die Trias auf dem Tertiär liegt. In der P. K. sind die von diesen Triasschollen verhüllten Teile des Untergrundes mit Vertikalschraffen eingetragen. Alle diese Schollen können vom Wettersteinkalk—Ramsaudolomit-Zug Pölfen—Kragenjoch gegen N im Jungtertiär abgeglitten sein. Allerdings möchte ich es dahingestellt lassen, ob es sich hier um tektonische oder bergsturzartige Bewegungen gehandelt hat.

3. Der Ablagerungsraum des südlichen Randstreifens der Kalkalpen zwischen Zillertal und Kitzbühler Ache

Die einzigen geringfügigen Anhaltspunkte für eine Konstruktion des Ablagerungsraumes des südlich vom Inntal gelegenen Triaszuges zwischen Zillertal und Brixentaler Ache sind die spärlichen Fallzeichen in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Rattenberg". Bei Wörgl deuten die Fallzeichen auf mittelsteiles N-Fallen, es wurde daher der Ablagerungsraum der Triasdolomite um die Hälfte breiter gezeichnet als in der G. K. Südlich von Kundl steht in der Klamm der Wildschönauer Ache ein auf flaches N-Fallen hindeutendes Fallzeichen; hier wurde daher der Ablagerungsraum nur wenig breiter gezeichnet, als in der G. K. In dem Raume südlich von Rattenberg und Radfeld herrscht saigere Schichtenstellung. Hier wurde der Ablagerungsraum des Dolomitzuges etwa doppelt so breit dargestellt, wodurch er westlich von Mauken ebensoweit nach N reicht wie östlich dieses Ortes.

Aus dem Profil Fig. 11 bei Ampferer (1933, S. 52) kann man schließen, daß der Ablagerungsraum der Buntsandsteinzone südlich des Kaisergebirges vor der Faltung etwa doppelt so breit war wie jetzt. Weiter im W dürfte aber die Verschmälerung der Buntsandsteinzone durch die Faltung geringer gewesen sein. Die Grenze zwischen Buntsandsteinzone und Grauwackenzone südlich des Kaisergebirges ist nach dem Kartenbilde wohl ein Bruch (keine Überschiebung wie im Profil Fig. 11 bei Ampferer).

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

9 km südlicher als der S-Rand der Buntsandsteinzone südlich des Kaisergebirges hat sich die isolierte Triasinsel des Gaisberges (Ampferer, 1907), zu der auch die Buntsandsteinmasse des Hahnenkammes bei Kitzbühel gehört, über den Gesteinen der Grauwackenzone erhalten. Da es nicht feststellbar ist, ob die heutige Entfernung der Triasinsel vom S-Rande der Kalkalpen auch der ursprünglichen Entfernung der Ablagerungsräume entspricht, wurde sie in der P. K. mit Vorbehalt in der heutigen Entfernung eingesetzt. Da die Dolomite des Gaisberges steil W fallen, wurde der Ablagerungsraum etwas breiter in W—E-Richtung dargestellt als der heutige Raum in der G. K. Da unmittelbar unter dem Hauptdolomit der W-Seite des Gaisberges etwas Buntsandstein zutage tritt, dürfte die Dolomitmasse einen Schub gegen W auf ihrer Buntsandstein-Unterlage erlitten haben. Aber es bestehen keine Anhaltspunkte für die Schubweite dieser Bewegung.

Die von Ampferer 1907, S. 393 geäußerte Ansicht, daß der unmittelbare Kontakt zwischen Wildschönauer Schiefern und Hauptdolomit auf eine Abgleitung des oberen Dolomits entlang der Raibler Schichten zurückzuführen sei, kommt mir nach dem Kartenbild sehr unwahrscheinlich vor.

4. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Kaisergebirge und dem Salzach-Quertale gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke

Dieses Gebiet gehört zu den am wenigsten gefalteten Teilen der Nördlichen Kalkalpen, so daß sich hier das Kartenbild der P. K. nur wenig von demjenigen der G. K. unterscheidet. Besonders das Mittelstück — das Kammerkergebiet — weist sehr flache Lagerung auf, wie z. B. das Profil bei Hahn (1910, Tafel XXV, Fig. 4) zeigt [1]). Auch die Loferer und Leoganger Steinberge, das Steinerne Meer, der Hochkönig und das Hagengebirge sind hauptsächlich nur durch Brüche gestört. Nur der S-Rand der Kalkalpen in der Kirchberggruppe, in den Leoganger Steinbergen, im Steinernen Meer und im Hochkönig ist stark aufgebogen, so daß die ursprüngliche Horizontalentfernung merklich verkürzt ist. Das zeigt z. B. das Profil durch das Birnhorn bei Ampferer (1927 a, S. 208). Im E-Teil der Leoganger Steinberge fallen die Schichten noch steiler gegen N ein. Denn die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk liegt im Brandlhorn (1901 m) knapp unterhalb des Gipfels, im Saalachtale 2 km nördlich davon unterhalb des hier etwa 670 m hoch liegenden Talbodens. Nehmen wir an, daß die Grenze am Brandlhorn in 1900 m, im Saalachtale in 650 m Höhe liegt, so ergibt sich daraus für die Horizontalentfernung beider Punkte vor der Orogenese 2360 m.

Wesentlich stärker ist der Stirnteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke gefaltet. Das zeigen z. B. die Profile durch das Rauschberggebiet bei Arlt (1911, S. 370). Durch Ausglätten der Falten in diesen Profilen ergibt sich, daß die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine von Rauschberg und Sonntagshorn 2 km weiter voneinander entfernt waren als die heutigen Gipfel. Ebenso zeigen die Profile durch das Kienberggebiet bei Nöth (1926, Tafel XI, Prof. 3—5) eine starke Faltung des Stirnteiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke.

[1]) Die von W. Vortisch aus dem Rhät und Jura des Kammerkergebietes beschriebenen annähernd schichtparallelen Bewegungen (1937, 1938) können hier nicht rückgängig gemacht werden, da Bewegungen auf der eigenen Unterlage hier nicht abgewickelt werden können, zumal die Schubweite unbekannt ist. Meine Darstellung bezieht sich hier nur auf den Triassockel.

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

Auch nach Ausglättung dieser Stirnfalten bleibt noch ein Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe und der Hauptmasse der Staufen-Höllengebirgs-Decke. Ich möchte daher zwischen beiden eine nachträglich steil gestellte Überschiebung annehmen, welche durch die Scharte zwischen Hochschartenwand und Tempelberg, über Grabenkohlstatt und nördlich der Eck-Kapelle (689 m) nach Reit im Winkel verläuft, wo sie unter dem Tertiär verschwindet. Denn sowohl diese hypothetische Überschiebung als die Faltung des Kienberg-Rauschberg-Gebietes ist wohl schon vor dem Obereozän erfolgt, was auch mit Ampferers Angabe einer starken vortertiären Faltung im Raume von Kössen und Reit im Winkel gut übereinstimmt (1927, S. 133—138, Tafel V, Profil 8). Die Überschiebung würde in diesem Profile in dem mit Moränen erfüllten Tale nördlich des Walmberges durchstreichen. Aber die Überschiebung dürfte nachgosauisch sein. Denn Ampferer zeichnet an dieser Linie zwei sehr kleine Vorkommen von Gosauschichten ein (zwischen Walmberg und Hochschartenwand), welche anscheinend den Hauptdolomit der Miesberg-Hochschartenwand-Schuppe überlagern und von dem Hauptdolomit der eigentlichen Staufen-Höllengebirgs-Decke überschoben werden.

Im Staufengebiet wurde der unter der Bartlmahd-Buchmahd-Schuppe (Erhardt, S. 42, Abb. 6; Kartenskizze B; Tafel 2, Profile VI—IX) liegende Raum schematisch angedeutet. Außerdem wurde der Ablagerungsraum des Staufen in seinem östlichen Teile in der P. K. etwas länger dargestellt als in der G. K., weil das E-Ende der Staufenmasse in SW—NE-Richtung durch Faltung und Schuppung verschmälert wurde (Erhardt, Profil X).

Auch sonst wurden nicht nur in N—S-, sondern auch in W—E-Richtung die Sedimente der Staufen-Höllengebirgs-Decke an mehreren Stellen durch die Orogenese zusammengepreßt. Für — nicht sehr bedeutende — Verkürzung in W—E-Richtung sprechen: 1. die steile Aufrichtung und kurze W-Überschiebung der Dachsteinkalke des Lachfeldkopfes und Grubhörndls (Hahn, 1913 a, Tafel XVI, Fig. 6 und Ampferer, 1927 a, S. 214, Fig. 9); 2. die W-Überschiebung am Hundsfuß (Ampferer, 1927 a, S. 210, Fig. 5); 3. die Bildung der SE—NW streichenden Mulde, welche die Deckschollen des Gerhardstein und Hochkranz trägt, und die südwestvergente kurze Überschiebung des Kammerlinghorns (Ampferer 1927 a S. 208, Fig. 3). Hier zeigen besonders die Jura- und Neokomgesteine eine intensive Faltung. Da sich diese Falten nach dem Herausheben des Jura- und Neokomkernes der Mulde im SE nur abgeschwächt in der Trias zeigen (Hahn, 1913, Tafel II, Fig. 4 und 5), vermute ich, daß sich die Jura- und Neokomgesteine vom Untergrund abgelöst und unabhängig von der Trias gefaltet haben. Das Kartenbild der P. K. gilt daher hier — ähnlich wie im Kammerkergebiet — für die Trias. Die von den west- bis südwestvergenten Schuppen am Lachfeldkopf, am Hundsfuß und am Kammerlinghorn verhüllten Räume konnten in der P. K. nur in etwas schematischer Weise dargestellt werden; 4. auch das Gebiet des Roßfeldes und der jurassisch-neokome Untergrund der Hallstätter Deckschollen des Halleiner Salzberges ist durch die Faltung in SW—NE-Richtung verkürzt. Das zeigen das Profil durch den Gutratsberg bei Hahn (1913 a, Tafel XVI, Fig. 7) und besonders schön das Längsprofil durch den Salzberg von Dürrenberg—Hallein bei W. E. Petrascheck (1945, Tafel III) und die Profile 8 und 9 bei Plöchinger (1955, Taf. VII).

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

Die gemeinsam mit den vorgosauisch aufgeschobenen Juvavischen Deckschollen erfolgten Längsverkürzungen durch junge N—S streichende Falten werden S. 34—35 besprochen.

Die heutige Entfernung zwischen Kufstein und Golling beträgt in der Luftlinie 75 km; vor der Orogenese waren die entsprechenden Punkte etwa 80 km voneinander entfernt.

5. Der Ablagerungsraum des zwischen dem Salzachtale und dem Almtale gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke

Der unmittelbar östlich des Salzachtales gelegene Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Tennengebirge+Osterhorngruppe) hat in S—N-Richtung durch Faltung ebenfalls nur eine unbedeutende Verschmälerung erfahren.

Der Ablagerungsraum der Trias des Tennengebirges muß nur deshalb in der P. K. etwas breiter gezeichnet werden als das heutige Tennengebirge, weil in dessen N-Teil mittelsteiles N- bis NNE-Fallen herrscht.

Trotz des bedeutenden Faziesgegensatzes, der zwischen dem Tennengebirge und dem S-Teil der Osterhorngruppe besteht, scheint die Lammer-Deckenmulde, welche die juvavischen Deckschollen des Lammertales im Kern enthält, ziemlich seicht zu sein. Auch Plöchinger zeichnet die Deckenmulde ziemlich seicht (1951, Tafel XI, Fig. 4).

Irreführend ist es, wenn Thurner (1951, Abb. 7, S. 663) das Tennengebirge als „Dachsteinschubmasse" bezeichnet und von der Staufen-Höllengebirgs-Schubmasse abtrennt. Bei der Bezeichnung „Schubmasse" wird unbedingt der Eindruck erweckt, daß es sich um eine Überschiebungsdecke mit großer Schubweite handelt. Daß aber auch Thurner selbst an keine nennenswerte Schubweite der „Dachsteinschubmasse" des Tennen- und Hagengebirges denkt, ergibt sich aus folgenden Sätzen: „Der Bruch hat hier [1]) nur eine Trennung der Dachstein- und Staufen-Schubmasse bewirkt, es sind keine Verschiebungen von Bedeutung zu erkennen. Weiter gegen W erlischt der Bruch [2]) und die Dachsteinschubmasse verschmilzt mit der Staufenschubmasse." Wenn sich schon westlich vom Torrener Joch die Vereinigung vollzieht, kann auch im Tennengebirge die Schubweite nicht groß sein.

Die an das Salzachtal grenzenden Teile der Osterhorngruppe sind ebenfalls nur unbedeutend in S—N-Richtung tektonisch verschmälert. Die unmittelbar an die Lammermulde grenzende Neokommulde der Weitenau ist sehr seicht (siehe die Profile 2 und 3 bei Plöchinger, 1953 a, Tafel XV). Das nördlich an Plöchinger anschließende Profil Schlagers (1952/3) von der Fagerwand zum Schlenken war vor der Faltung nur um 0·5 km breiter als jetzt. Auch das 7 km breite Profil durch das Zimmereck (Profil I bei Schlager, 1954) war vor der Faltung nur um 0·5 km breiter.

Ich habe daher den Ablagerungsraum der ganzen Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande der Kalkalpen östlich von Salzburg bis zum S-Rande des Tennengebirges bei Werfen nur um 2·5 km breiter als heute in der P. K. dargestellt.

Im westlichen Teil der Osterhorngruppe ist der Zusammenschub in W—E-Richtung eher größer als in S—N-Richtung. Das gilt vor allem für den Raum westlich des Meridians von Kuchl, wie das Profil Fig. 7 bei Hahn, 1913 a, Tafel XVI (VI), zeigt. Die Entfernung Puch—Krispl beträgt jetzt 6·8 km, vor der Faltung waren es 9·5 km.

---

[1]) Nämlich am Torrener Joch.

[2]) Der Bruch — bzw. der „Torrener-Joch-Graben" — läßt sich nach Lebling (1935, Abb. 2 b, S. 9) vom Torrener Joch noch 12 km weit bis zum Hocheis südlich vom Watzmann verfolgen.

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

Hingegen ist im Trattberggebiet und im Raume von St. Koloman der Zusammenschub in W—E-Richtung nur ganz unbedeutend, wie die Profile V bei Schlager, 1952/3 und II—V bei Schlager 1954 zeigen.

Erst in dem Raume zwischen Faistenau und dem Fuschlsee ist infolge Schuppenbildung ein stärkerer nordnordostvergenter Zusammenschub der Staufen-Höllengebirgs-Decke erfolgt. Nach Del-Negro, 1950, S. 131 sind hier vier Schubflächen vorhanden, von denen ich die Störung 3 (Hof—Neßnerscharte) für die bedeutendste halte, da sie die Grenze zwischen der Osterhorn- und Schafberggruppe darstellt, welche sich faziell und tektonisch sehr verschieden verhalten. Der Jura weist in der Osterhorngruppe Adneter Schichten, Fleckenmergel und mächtige Oberalmschichten, in der Schafberggruppe Spongienkalk, Hirlatzkalk und Plassenkalk auf. Die Schafberggruppe war daher im Jura ein Schwellengebiet im Vergleich mit dem tieferen Meere der Osterhorngruppe. Und in tektonischer Hinsicht steht der vorwiegend flachen Lagerung der Osterhorngruppe der lebhafte nordvergente Faltenbau der Schafberggruppe gegenüber.

Thurner möchte diesem Gegensatze eine so große Bedeutung beimessen, daß er bereits an diese Linie die Grenze zwischen Lechtal- und Staufendecke verlegt (1954, S. 49, Abb. 2). Ich glaube aber, daß er hier die Bedeutung dieser Linie etwas überschätzt: so weist das nach Thurner bereits zur Lechtaldecke gehörige Gebiet des Leonsberges und der Hohen Schrott einen kaum viel stärker gestörten Bau auf als die nach Thurner zur Staufendecke gehörige Osterhorngruppe, anderseits ist der N-Rand der Staufendecke (Kienberg, Rauschberg, Staufen) verhältnismäßig stark gefaltet. Außerdem wird nach Thurner der anscheinend einheitliche Wettersteinkalkzug: Kienberg — Rauschberg — Staufen — Drachenwand — Höllengebirge — Traunstein—Kremsmauer—Sengsengebirge (Tirolischer Bogen Hahns, 1913 a, S. 264—280) in zwei Teile zerrissen [1]).

Ich habe die Schubfläche Hof—Neßnerscharte bereits 1911, S. 261—264 als „Übergleitungsfläche" beschrieben, d. h. als eine Schubfläche, bei der sich das Hangende (Jura) auf seinem normalen Liegenden (Trias) gegen NE bewegte. Am leichtesten verständlich ist das Zustandekommen einer derartigen Schubfläche, wenn 1. im Vorfeld der bewegten Masse vor Eintritt des Schubes ein bis zur Trias-Jura-Grenze hinabreichender Erosionseinschnitt bestand, 2. im Rücken des Ausbisses der Schubfläche während der Schubbewegung die Trias stärker gefaltet wurde als die sich ablösende Jurabedeckung. Da Vortisch Bewegungen ähnlicher Art aus der inneren Osterhorngruppe beschrieben hat (1944) und auch diese Bewegungen nordostvergent sind (Vortisch in Schaffer, S. 357), würde ich es für möglich halten, daß es sich in beiden Fällen um denselben Bewegungshorizont handelt. Ich würde die Schubweite an der Schubfläche 3 auf wenigstens 3 km schätzen. Wie mir Vortisch am 24. April 1954 brieflich mitgeteilt hat, wäre auch für die Bewegungen in der Osterhorngruppe eine Schubweite von 3 km „eher zu tief als zu hoch gegriffen".

Die Schubweite an den Schubflächen 1 und 2 zusammen erreicht wohl nicht die Schubweite von 3 allein.

---

[1]) Auch nach Osberger S. 792 gehören Osterhorn- und Schafberggruppe zu derselben Decke.

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

Osberger unterscheidet in dem Raume südöstlich des Fuschlsees vier Störungslinien, die er mit L, H, VN und K bezeichnet. VN entspricht der Störung 3, K der Nebenstörung von 2 bei Del-Negro. Die Störung L liegt etwa an derselben Stelle wie die Störung 4 bei Del-Negro, wird aber als der W-Ausbiß derselben Schubfläche betrachtet, deren E-Ausbiß die Linie VN ist (Osberger, S. 792). Da bei L eine Bewegung der „Gleitscholle" in der Richtung in den Berg hinein erfolgte, ist hier durch den Schub keine früher freiliegende Gesteinsmasse zugedeckt worden, so daß eine Eintragung in die P. K. ohne Einführung einer neuen Signatur unmöglich ist. Die Störung H kommt zu den von Del-Negro unterschiedenen Linien noch dazu. Da sie aber nach Osbergers Karte gänzlich innerhalb des Neokoms verläuft, ist kein Anhaltspunkt für ihre Schubweite aus der G. K. erkennbar; sie kann daher hier nicht berücksichtigt werden. Aber die Verschmälerung durch Bildung der Mulde, in deren Kern Neokom und Gosauschichten liegen (die bei Osberger nicht wie in der geologischen Spezialkarte, Blatt „Salzburg", durch einen Hauptdolomitstreifen getrennt sind), muß berücksichtigt werden. Ich habe daher die SW—NE-Komponente der Entfernung zwischen Lidaun B. und Filbling in der P. K. etwa doppelt so groß angenommen wie in der G. K.

Durch Osbergers Untersuchungen ist auch die Hypothese Haugs (1912) und Wimmers (1937) widerlegt, daß die Schafberggruppe einer höheren Decke angehört als die Osterhorngruppe. Ich habe Haugs Annahme schon 1913 abgelehnt.

In der Schafberggruppe konnte mit Hilfe der zahlreichen von mir veröffentlichten Parallelprofile (Spengler, 1911, Tafel XI) eine Ausglättung der Falten vorgenommen werden. Für die Grünsee-Scherfläche und für die Überschiebung der Teufelshauszone wurde eine sehr geringe Schubweite angenommen. Es ergab sich daraus, daß der Ablagerungsraum z. B. im Bereiche des Profiles durch den Schafberggipfel (Profil VI) 9 km breit war, während das heutige Profil eine Breite von 5·6 km besitzt. Durch Ausglätten der im Raume nördlich von St. Gilgen N—S streichenden Falten ergab sich auch in W—E-Richtung eine geringfügige Verlängerung des Ablagerungsraumes gegenüber dem heutigen Kartenbilde.

Ich habe 1911 im S-Teil der Schafberggruppe eine eigene „Plassenkalk-Schubmasse" angenommen, um die diskordante Lagerung des Plassenkalkes zu erklären. Ich schrieb aber bereits damals: „Diese auffallende Erscheinung könnte erklärt werden durch die Annahme einer Transgression des Tithons mit vorhergehender Faltungs- und Erosionsperiode" (Spengler, 1911, S. 247). Ich habe diese Erklärung damals hauptsächlich deshalb abgelehnt, weil „eine ähnliche Erscheinung in den Alpen unbekannt ist". Seit aber Kühnel im N-Teil der Göllgruppe (1926, 1929), Schlager am Untersberg (1930), Del-Negro (1950, S. 48) und Plöchinger (1953 a) in der südlichen Osterhorngruppe die diskordante Lagerung des Tithons nachgewiesen haben, möchte ich dasselbe auch für den S-Teil der Schafberggruppe für möglich halten, so daß hier die erste Anlage der Schafbergfalten bereits der jungkimmerischen Phase angehören würde. Die von mir an der Basis der Plassenkalke an einzelnen Stellen festgestellten tektonischen Breccien und „Grundschollen" können auch auf spätere Bewegungen der Plassenkalkmassen zurückgeführt werden, für die eine viel geringere Schubweite genügt, als ich 1911 angenommen hatte.

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

Am Leonsbergbruch (Spengler, 1911, S. 219) stößt das Faltengebirge der Schafberggruppe an den flachliegenden Hauptdolomit des Leonsberges. Nach Ausglättung der Falten müssen daher die Trias- und Juragesteine der Schafberggruppe einen breiteren Raum eingenommen haben als jetzt (siehe oben), der Hauptdolomit des Leonsberges jedoch nicht. Da der Hauptdolomit des Leonsberges zweifellos mit der „Nördlichen Sockelregion" (Spengler, 1911, S. 211) des Schafberges zusammenhängt [1]), muß der Ablagerungsraum der Schafberggesteine um das Maß der Verschmälerung durch die Faltung (2·3 km) weiter nach S reichen als derjenige des Hauptdolomites des Leonsberges. Der Leonsbergbruch ist daher eine Blattverschiebung, an der der W-Flügel durch die Faltung nach N verschoben wurde (Spengler, 1913, S. 276).

Das Höllengebirge ist deshalb für den Rekonstruktionsversuch von besonderer Wichtigkeit, weil hier die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis zu ihrer Stirn erhalten ist, die an der Adlerspitze und am Alberfeldkogel unmittelbar zu sehen ist (Pia, 1913, Tafel XXV, Fig. 10 auf S. 594). Da es wahrscheinlich ist, daß die Stirn zuerst ein genau W—E gerichtetes Streichen besaß, wurden die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine von Adlerspitze und Alberfeldkogel in derselben geographischen Breite eingetragen, obwohl der Alberfeldkogel jetzt 1·4 km südlicher liegt. Das ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Deckenstirn östlich einer im Meridian des Hinteren Langbathsees anzunehmender Querstörung etwas im S zurückgeblieben ist (Pia, 1913, S. 592, 608) und als Ausgleich eine Schuppung im östlichen Teile des Höllengebirges eingetreten ist (Geyer, 1917, S. 74, Fig. 1).

Die von Pia beschriebenen und in Fig. 1 und 10 dargestellten kleinen Klippen der Höllengebirgsdecke auf der Langbathscholle werden nicht berücksichtigt, da sie von Geyer (1917, S. 79) mit guten Gründen abgelehnt werden. Bei der westlichen „Klippe" handelt es sich um eine alte Bergsturzmasse, bei der östlichen um einen Bestandteil der Langbathscholle selbst.

Die Staufen-Höllengebirgs-Decke weist im Höllengebirge den Bau eines liegenden Sattels mit gut entwickeltem inversen Mittelschenkel auf. Der an der W- und N-Seite des Höllengebirges sichtbare Mittelschenkel läßt eine Mindestbreite von 3·8 km erkennen, denn das südliche Ende des Hauptdolomites der W-Wand der Madlschneid liegt um 3·8 km südlicher als der N-Rand des Plattenkalkes nördlich vom Hochleckenberg. Zwischen den Ablagerungsräumen des Hangendschenkels und des inversen Mittelschenkels der liegenden Falte wurde ein schmaler Raum als „abgetragen" eingesetzt, weil sich wegen der Schubfläche, die den Hangend- und Mittelschenkel trennt (I in Fig. 14 bei Pia, 1913, S. 609), beide Räume nicht unmittelbar aneinanderfügen lassen.

Daß das Höllengebirge die einzige Stelle ist [2]), wo die Staufen-Höllengebirgs-Decke bis an ihre Stirn erhalten geblieben ist, zeigt die Tatsache, daß weder die Drachenwand (Geyer, 1918, S. 201, Fig. 1) noch der Staufen (Erhardt, 1931, Tafel 2) noch der Rauschberg (Arlt, 1911, S. 370, Fig. 15) noch der

[1]) Der Plattenkalk des Elsenkogels ist wohl nur durch einen Längsbruch vom Hauptdolomit des Leonsberges getrennt.

[2]) Abgesehen von dem westlichsten Stück zwischen dem Guffert und Kiefersfelden.

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

Kienberg (Nöth, 1926) eine mit dem Höllengebirge vergleichbare Faltenstirn aufweist[1]).

Es ist daher auch sehr unwahrscheinlich, daß das von Spengler (1911, S. 216), Pia (1913, S. 606) und Wimmer (1936) als Stirnbildung betrachtete, gegen den Mondsee gerichtete Einfallen des Hauptdolomites und Wettersteindolomites zwischen Kreuzstein und Plomberg wirklich schon die Deckenstirn ist. Ich glaube jetzt, daß es sich hier um den Südschenkel einer Mulde innerhalb der Decke handelt, und daß der wohl auch hier aus Wettersteinkalk bestehende Stirnteil der Decke, der einst in der westlichen Streichungsfortsetzung des Höllengebirges über dem Flysch des Hollerberges lag, gänzlich abgetragen wurde. Die von Pia S. 606 versuchte Erklärung der südlicheren Lage der Deckenstirn im Schafberggebiete im Vergleich mit dem Höllengebirge scheint zwar auf den ersten Blick sehr plausibel zu sein, ist aber deshalb abzulehnen, weil der Leonsbergbruch, der das gefaltete und das ungefaltete Gebiet trennt, um 3 km östlicher liegt als der W-Rand des Höllengebirges und daher die ihm von Pia zugeschriebene Funktion nicht ausüben kann.

Vor Abwicklung des östlich des Traunsees gelegenen Teiles der Staufen-Höllengebirgs-Decke muß zu der Frage des von Hahn (1913 a, S. 277—279) vermuteten „Almfensters" Stellung genommen werden. Ich habe mich 1924 abwartend, aber eher ablehnend verhalten. Pia hat in der erst nach seinem Tode erschienenen Arbeit (1943, S. 144—145) fünf Möglichkeiten zur Lösung der Almfensterfrage nebeneinander gestellt und sich dann für die Deutung e entschieden, während ich die Deutung a für die richtigste halte (Spengler, 1951, S. 358), welche eine Ablehnung des Almfensters bedeutet. Auch Prey lehnt das Almfenster ab, wie er mir mündlich mitteilte.

Ich betrachte daher den ganzen Raum südlich vom Traunstein als Bestandteil der Staufen-Höllengebirgs-Decke.

Es ist nicht ganz leicht, die von Geyer 1917 beschriebene „Querverschiebung am Traunsee" rückgängig zu machen. Es handelt sich um eine ähnliche Querstörung wie die „Loisachstörungen" im westlichen Kalkalpenabschnitt. Im nördlichen Teile bis zum Sonnstein liegt sie unter dem Traunsee verborgen. Aber vom Sonnstein gegen S ist eine — wenigstens zu diesem System gehörige — Querstörung als mit Harnischen versehene Fläche sichtbar (Pia, 1913, S. 596, Geyer, 1917, S. 76), deren südliche Fortsetzung die Gsollstörung ist (Pia, 1913, S. 596—599, Geyer, 1917, S. 73—75). Die Gsollstörung läßt sich nach Pia höchstens bis in die Gegend von Langwies verfolgen, auf Blatt „Ischl—Hallstatt" aber ist im Trauntale keine Querverschiebung mehr vorhanden, wie das ungestörte Überqueren des Trauntales durch die lichten Liaskalke unterhalb Ischl zeigt. Die Querstörung verschwindet also alpeneinwärts, ganz ähnlich wie die Loisachstörungen im W-Abschnitt der Kalkalpen (I. T., S. 59). Im Loisachtale läßt sich die Tatsache, daß der W-Flügel der Blattverschiebung im S zurückgeblieben ist, durch stärkere Faltung und Schuppung erklären. Hier zeigt der E-Flügel die stärkere Faltung als der starre Klotz des Höllengebirges im W (man vergleiche das Profil des E-Ufers des Traunsees, Fig. 3 und 4 bei Geyer, 1917, mit dem der Staufen-Höllengebirgs-Decke angehörigen Teil der Fig. 1 bei Geyer). Man würde daher erwarten, daß hier der E-Flügel im S zurückbleibt. Tat-

[1]) Zwar zeichnet Erhardt in Profil VIII am N-Hang des Mitterstaufen eine nordvergente liegende Antiklinale im Muschelkalk, die man als eine Stirn betrachten könnte, wenn die skythischen Gesteine im Kern des Sattels liegen würden. Tatsächlich aber liegen sie unterhalb des Sattels, so daß man diesen als einen sekundären Sattel innerhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke betrachten muß.

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

sächlich ist das Gegenteil der Fall. Das ist darauf zurückzuführen, daß der Wettersteinkalk des Traunsteins nördlicher abgelagert wurde als derjenige des Höllengebirges, was sich durch die Ausglättung der Falten des E-Uferprofiles des Traunsees ergibt. Nach Eintritt der Faltung und der Bildung der Staufen—Höllengebirgs-Decke lagen trotz der stärkeren Faltung des E-Flügels der Wettersteinkalk des Traunsteins noch immer nördlicher als derjenige des Höllengebirges, weil anscheinend der ursprünglich die westliche Fortsetzung des Traunsteins bildende Wettersteinkalk zur Bildung des inversen Mittelschenkels des Höllengebirges verbraucht wurde. Denn ein solcher scheint im Traunstein nicht zu existieren, da dieser auch keine Stirnwölbung zeigt (Profil Fig. 3 bei Geyer, 1917, S. 84). Es wäre aber möglich, daß die Stirn hier einst nördlicher lag als der Traunstein, aber gänzlich abgetragen wurde, was ich auch in der P. K. zum Ausdruck gebracht habe [1]). Jedenfalls ist die Querverschiebung gleichzeitig mit der Entstehung der Decke gebildet worden und trennt zwei primär verschieden weit nach N reichende Teile der Decke. Vgl. dazu aber S. 33.

Von Langwies bis Ebensee folgt die Traun der Achse einer SW—NE streichenden Mulde, in der auch der südlichste Teil des Traunsees gelegen ist (Geyer, 1917, S. 95). Durch Ausglätten dieser Mulde ergibt sich, daß die Gipfelgesteine von Wimmersberg und Schliffkogel vor der Faltung mindestens um 1 km weiter voneinander entfernt waren als gegenwärtig.

Die weitere Fortsetzung der Staufen-Höllengebirgs-Decke kann erst im III. Teil der Arbeit behandelt werden, welcher bis zum E-Rande der Kalkalpen reichen wird.

Der Ablagerungsraum der Reichraminger Decke zwischen Salzach- und Almtal

Als Reichraminger Decke wird im Sinne von Trauth (1936) das vermutliche Äquivalent der Lechtaldecke (oder Hochbajuvarischen Decke) östlich der Salzach bezeichnet.

Das breiteste sichtbare Stück dieser Decke in dem hier zu besprechenden Kalkalpenteile ist das von Pia (1913) als Langbathscholle bezeichnete Gebiet nördlich des Höllengebirges. Wie groß ist der Mindest-Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Langbathscholle und der Staufen-Höllengebirgs-Decke? Pia gibt 1913, S. 588 bei rein westöstlichem Streichen eine Überdeckung von 6 km Breite an. Das ist die geringstmögliche Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Langbathscholle und des inversen Mittelschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke. In diesem Falle würde der Ablagerungsort des Neokoms von Unter Burgau am Attersee nur wenig nördlicher gelegen gewesen sein als derjenige der S-Spitze des Hauptdolomites des Mittelschenkels der Staufen-Höllengebirgs-Decke am NW-Hang der Madlschneid. Es muß nur so viel Raum dazwischen sein, daß sich die Trias- und Jura-Unterlage des Neokoms zur Muldenbiegung der liegenden Falte aufbiegen kann.

Es fällt auf, daß nördlich vom Höllengebirge die Langbathscholle die vollständige Schichtenfolge vom Hauptdolomit bis zum Neokom zeigt, während an der W-Seite des Höllengebirges die Reichraminger Decke

---

[1]) Dafür weist der Traunstein einen Schuppenbau auf, wie die Einschaltung der zwei schmalen Muschelkalkzüge in den Wettersteinkalk erkennen läßt.

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

nur durch ein schmales Neokomband zwischen Hauptdolomit und Flysch vertreten ist, unter dem sich nur an einer Stelle etwas Jura erhalten hat (Pia, 1913, Fig. 8). Hier muß die Trias und die Hauptmasse des Jura im S, unterhalb der Staufen-Höllengebirgs-Decke, zurückgeblieben sein (vgl. dazu Pia, 1913, S. 606—609). Wie gleichfalls Fig. 8 bei Pia zeigt, ist hier infolge Schuppung eine zweimalige Wiederholung von Hauptdolomit und Neokom zu beobachten. Es wurde versucht, auch diese Schuppung in der P. K. rückgängig zu machen.

Da die Falten der Langbathscholle mit Hilfe der Profile von Pia und Geyer (1917, Fig. 1 und 2) ausgeglättet wurden, wurde der Ablagerungsraum der Langbathscholle breiter gezeichnet als das heutige Kartenbild (z. B. im Meridian des Schwarzecks um 2·3 km). Am N-Rande der Langbathscholle ist ein schmaler Streifen durch Cenoman verhüllt.

Westlich der Langbathscholle sind nur sehr schmale Streifen der Reichraminger Decke am N-Rande der Kalkalpen sichtbar: 1. bei Unter Burgau (Neokom), 2. an der N-Seite des Schafberges (Pia, 1913, S. 605; Wimmer, 1936) (Jura, Neokom), 3. an der N-Seite von Drachenwand und Schober (Geyer, 1918) (Hauptdolomit bis Neokom), 4. mehrere sehr kleine Vorkommen an der N-Seite des Nocksteins und des Kapuzinerberges in Salzburg (Osberger, 1952, Del-Negro, 1933) (Untertrias bis Oberkreide). Von diesen vier Vorkommen ist nur 3 etwas ausgedehnter. Es bildet eine tiefe, nordvergente Mulde (Geyer, 1918, Fig. 1, S. 201). Die Ausglättung ergibt einen Ablagerungsraum, der etwa doppelt so breit war wie das heutige Kartenbild.

Von hier an klafft eine fast 30 km lange Lücke bis zum E-Ende des sichtbaren Teiles der Lechtaldecke beim Taubensee am Fuße des Rauschberges (S. 14). Da aber die Ablagerungsräume beiderseits dieser großen Lücke annähernd in derselben geographischen Breite liegen, liegt es nahe, sie als Teile derselben Decke zu betrachten.

Östlich des Traunsees ist der Zirler Berg (Geyer, 1917, Fig. 3) die östliche Fortsetzung der Langbathscholle. Der Ablagerungsraum des Zirler Berges wurde in der P. K. in derselben Breite eingetragen wie der N-Rand der Langbathscholle, da angenommen wird, daß die um 3·5 km nördlichere Lage des Zirler Berges erst eine Folge der Querverschiebung am Traunsee ist, die sich somit auch nach Bildung der Staufen-Höllengebirgs-Decke nochmals in Bewegung setzte. Auf diese zweiphasige Bewegung an der Blattverschiebung ist auch der Umstand zurückzuführen, daß die Schubweite an der Grenze zwischen Kalkalpen und Flyschzone gemessen 3·5 km, am N-Rande der Staufen-Höllengebirgs-Decke gemessen, hingegen 5 km beträgt.

Der Ablagerungsraum des östlich der Alm gelegenen Teiles der Reichraminger Decke wird erst im III. Teile der Arbeit behandelt.

Der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken

Die Gesteine der Juvavischen Decken müssen südlich des heutigen S-Randes der Kalkalpen zur Ablagerung gelangt sein, denn innerhalb derselben besteht, wie besonders die Verhältnisse im Berchtesgadener Land zeigen, keine Möglichkeit zu ihrer Wurzelung [1]). Ich habe aber — ent-

[1]) Lebling hat seine 1914 aufgestellte Hypothese, daß die Berchtesgadener Decke in der Torrener Joch-Zone wurzelt, 1935, S. 22, selbst aufgegeben.

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

sprechend dem auch sonst angewendeten Grundsatze — ihren Ablagerungsraum möglichst nahe südlich des heutigen Kalkalpen-Südrandes angenommen.

Wie ich bereits 1943, S. 9, festgestellt habe, ist die zuerst von J. Nowak (1911) und dann — in bezug auf das Alter der Bewegungen richtiger — von Trauth (1926, S. 162, Fußnote 1) und von Del-Negro, 1932, angegebene Folge der Ereignisse am wahrscheinlichsten: Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag südlicher als derjenige der Reiteralmdecke. Zuerst wurde vorgosauisch die Hallstätter Decke überschoben, dann diese durch die Erosion in einzelne Deckschollen aufgelöst (siehe auch S. 64). Dann erst — aber ebenfalls noch vorgosauisch — wurde die Reiteralmdecke überschoben [1]). Auch Lebling (1935, S. 9 und Abb. 2 a) ist dieser Auffassung gefolgt. Nachgosauisch und nacheozän erfolgte eine W—E-Faltung innerhalb der Reiteralmdecke und ein weiterer Vorstoß der Decke gegen NW um wenige km. Auch der Sattel des Achberges am NW-Rande des Reiteralmgebirges (Gillitzer, Profil 1) ist wohl erst ein Werk dieser nachgosauischen Orogenese. Die W—E-Faltung ergibt sich aus der NNW streichenden Mulde des Nierentales (Schlager, 1930) und aus den Profilen bei Lebling, 1911, nach denen innerhalb des Lattengebirges keine Winkeldiskordanz zwischen der Trias und den N—S streichenden Gosauschichten vorhanden ist; aus dem Profil 2 (Tafel V) bei H. Krauß, 1913, in dem Gosauschichten und Eozän gegen die Stirn der Reiteralmdecke einfallen und den Beobachtungen Ampferers (1927 a) bei Lofer ergibt sich die nachgosauische Nachbewegung gegen NW. Die Deckschollen der Hallstätter Decke wurden nach Ampferer, 1927 a, S. 232, teils unter die Reiteralmdecke eingewickelt, teils vor ihrer Stirn weitergestoßen.

1. Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke

Die Fazies der Reiteralmdecke ist derjenigen des S-Randes der Kalkalpen so ähnlich, daß es nicht nötig ist, einen größeren Zwischenraum zwischen beiden anzunehmen. Die Abspaltung der Reiteralmdecke ist am leichtesten verständlich, wenn ihr die Bildung einer Flexur vorausging (Abb. 5). Da die Reiteralmdecke anscheinend bis zu ihrer Stirn erhalten ist, ist es nicht nötig, vor ihrer N-Begrenzung eine durch Abtragung verschwundene Gesteinsmasse anzunehmen.

In welcher Richtung wurde die Reiteralmdecke geschoben? Der Stirnrand streicht zwischen Lofer und Reichenhall SW—NE. Das scheint für einen Schub gegen NW zu sprechen. Versetzen wir das Ablagerungsgebiet der Reiteralmdecke in einen SE gelegenen Raum südlich des Kalkalpen-Südrandes, so gelangt es in den Raum des Hochgründecks südöstlich von Bischofshofen. Wenn wir dies tun, kommen wir in Platzschwierigkeiten bei der Rückverlegung der Decken des Salzkammergutes. Ich glaube daher, daß der vorgosauische Hauptschub der Reiteralmdecke in S—N-Richtung erfolgte und erst die kleine tertiäre Nachbewegung gegen NW.

Um die ursprüngliche Lage der Sedimente der Reiteralmdecke zu erhalten, glättete ich zunächst die überwiegend NNW bis N streichenden jungen Falten innerhalb der Decke aus. Dadurch wird der Ablagerungsraum in

---

[1]) Nach Cadisch (1953, S. 274, Fig. 23) ist dieser Vorgang besser Deckenverschuppung als Einwicklung zu nennen.

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

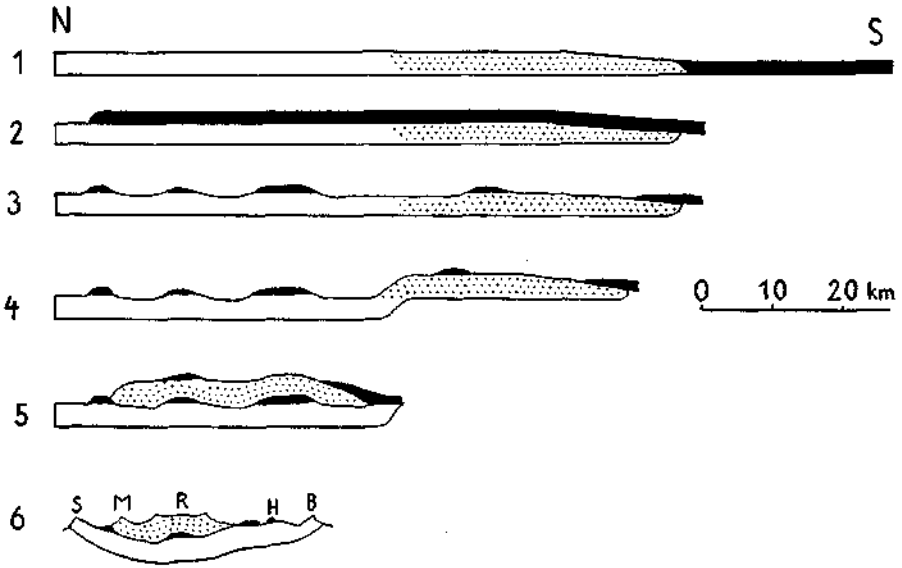


Abb. 5. Die Phasen der juvavischen Deckenschübe.

Weiß = Gesteine der Staufen—Höllengebirgs-Decke (= Tirolischen Decke), Punktiert = Gesteine der Reiteralmdecke, Schwarz = Gesteine der Hallstätter Decke.

1 = Zustand im Neokom vor der Orogenese, 2 = nach der Überschiebung der Hallstätter Decke (Austrische Phase, Gault), 3 = nach der Zerstörung der Hallstätter Decke durch die Erosion, 4 = nach der Bildung einer Flexur (als Vorstadium von 5), 5 = nach der vorgosauischen Relieffüberschiebung der Reiteralmdecke, 6 = heutiger Zustand (S = Staufen, M = Müllner Horn, R = Reiteralm, H = Hochkranz, B = Brandlhorn).

Zu Profil 5: Im Hangenden der Reiteralmdecke ist zwar keine Deckscholle der Hallstätter Decke erhalten, wohl aber im Hangenden der analogen Dachsteindecke. Die hier eingezeichneten Reste der Hallstätter Decke würden der Plassen-Deckscholle und der Rettenstein-Deckscholle entsprechen.

Zu Profil 5 und 6: Es wurde angenommen, daß sich im Liegenden der Reiteralmdecke eine Deckscholle der Hallstätter Decke erhalten hat (entsprechend dem Dietrichshorn bei Unken oder dem Kastenstein bei Berchtesgaden).

W—E-Richtung etwas länger als die heutige Decke. Gegenwärtig beträgt die Entfernung: Vokenberg (nördlich Lofer)—Schellenberg 28 km, vor der Orogenese lagen die entsprechenden Punkte etwa 31 km voneinander entfernt. Dann verschob ich die gesamte Reiteralmdecke um 2 km nach E und aus dieser Lage nach S in den Raum unmittelbar südlich des Kalkalpen-Südrandes. Sie gelangt dadurch in den Raum: Zell am See—Hundstein—Dienten.

Trotzdem kann man nicht ohne weiteres sagen, daß sie einst über dem Paläozoikum des heute südlich der Kalkalpen sichtbaren Teiles der Grauwackenzone sedimentiert wurde. Denn der nachgosauische südvergente Schub, der zur Bildung der Werfener Schuppenzone führte, hat erst den Hochkönig in die Nachbarschaft der Grauwackenzone gebracht, so daß auch das Ablagerungsgebiet der Reiteralmdecke eigentlich nördlicher lag als der jetzt südlich des Hochkönigs aufgeschlossene Teil der Grauwackenzone (Vgl. S. 42).

Infolge des Vorsprunges des Hochkönigs gegen S ist es nicht möglich, den Ablagerungsraum der Reiteralmdecke unmittelbar südlich ans Steinerne Meer anzuschließen. Es gibt daher zwischen dem S-Rande des Steinernen Meeres und dem Ablagerungsraum der Reiteralmdecke einen ziemlich breiten Raum, in dem die Trias infolge von Abtragung verschwunden ist.

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

Daß einst das ganze Steinerne Meer und das Hochköniggebiet von Juvavischen Decken verhüllt war, zeigen zahlreiche kleine Klippen, von denen der Stuhlgrabenkopf (Hahn, 1913 a, S. 342, Fig. 5, 6; Wirth, 1929) die am längsten bekannte ist. Die südlichste dieser Klippen hat Heißel, 1953, aus dem Hochköniggebiet beschrieben. Lebling läßt die Frage offen, ob diese kleinen Deckschollen am Steinernen Meer der Hallstätter oder der Reiteralmdecke angehören (1935, S. 9, Abb. 2 b). Da er sie aber in dieser Abbildung mit der Signatur der Reiteralmdecke bezeichnet, scheint er Letzteres für wahrscheinlicher zu halten. Nur in der langgestreckten, im „Torrener Joch—Graben" nachträglich versenkten Deckscholle nimmt Lebling Reste von beiden Decken an. Die von Heißel beschriebene Deckscholle im östlichen Hochköniggebiet möchte ich auch zur Reiteralmdecke rechnen, da sie keine faziellen Anklänge an Hallstätter Kalk-Fazies aufweist. Schon deshalb, weil die Reiteralmdecke die jüngere ist, ist es wahrscheinlicher, daß sich von dieser Decke Reste erhalten haben. Daß die Reiteralmdecke einst bis über den S-Rand der Kalkalpen hinausgereicht haben muß, ergibt sich schon daraus, daß ihre Wurzel südlich des heutigen S-Randes der Kalkalpen gelegen war.

Die tektonische Stellung des Hohen Göll ist sehr verschieden gedeutet worden. Haug (1906) rechnete ihn zur Dachsteindecke, Hahn (1913 a) zur als einheitlich betrachteten Juvavischen Decke. Hingegen wird er von Ampferer (1924, 1936) und Kühnel (1925, 1929) zur tirolischen Basis gerechnet, u. zw. von Kühnel deshalb, weil nach seinen Beobachtungen im nördlichen Teile der Göllgruppe die Oberalmschichten des Roßfeldgebietes mit Grundkonglomeraten über Dachsteinkalk transgredieren. Lebling (1935), Spengler (1943, 1951) und Del-Negro (1950) sind den Deutungen Ampferers und Kühnels gefolgt. Nach den neuesten Aufnahmsergebnissen Plöchingers (1953) will es aber scheinen, daß die bisher von allen Beobachtern als einheitlich betrachtete Dachsteinkalkmasse des Göll aus zwei Teilen besteht: Der nördliche Teil (Kamm vom Göllstein bis zur Ofner Schulter [2245 m]) ist tirolisch, da er die transgredierenden Oberalmer Schichten trägt, der größere S-Teil (Hoher Göll, Hohes Brett, Jänner) oberjuvavisch, da nach Plöchingers Beobachtungen die Unter- und Mitteltriasgesteine am Torrener Joch das normale Liegende der Dachsteinkalke des Hohen Göll bilden (1955, S. 114).

Wenn Plöchingers Beobachtungen zutreffen, kann man den S-Teil der Göllgruppe als die westliche Fortsetzung des Gollinger Schwarzen Berges betrachten und beide zur Reiteralmdecke rechnen (Plöchinger 1955, S. 116, 117, Taf. V, Tektonische Skizze).

Es ist aber unmöglich, die auch zur Reiteralmdecke gehörige Deckscholle der Brandköpfe als die unmittelbare westliche Fortsetzung der jetzt nur 1 km entfernten Göllgruppe zu betrachten, denn Erstere besteht aus fast flachliegendem Dachsteindolomit, Letztere aus steil W-fallendem Dachsteinkalk mit aufgelagertem Jura. Wenn man aber mit Böse (1898, S. 485—494) und Hahn (1913 a, S. 423) annimmt, daß sich die Göllmasse erst durch einen jungen W-Schub dem Dolomit der Brandköpfe genähert hat, sind die Lagerungsverhältnisse viel besser verständlich. Der W-Schub ergibt sich aus der gegen W gerichteten Stirn der Göllmasse (Lebling, 1935, Profile III—VI) und der von Kühnel (1929, S. 502, Fig. 1) beschriebenen

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

Schuppung im Lias unterhalb des Dachsteinkalkes des Dürreckberges. Diesem jungen, wahrscheinlich in die S. 34 erwähnte nacheozäne Phase gehörigen W-Schub wurde in der P. K. dadurch Rechnung getragen, daß der W-Rand des Ablagerungsraumes der Dachsteinkalke der Göllgruppe nicht 1 km, sondern 5 km östlich desjenigen der Brandköpfe eingesetzt wurde. Der im Torrener Joch-Graben erhalten gebliebene Teil der Reiteralmdecke hat den W-Schub nicht mitgemacht.

1943, S. 10 hatte ich angenommen, daß die Stirn des Gollinger Schwarzen Berges ursprünglich die streichende östliche Fortsetzung der Untersbergstirn war und beim Deckenschub längs einer dem Salzachtale folgenden Blattverschiebung im S zurückgeblieben war. Die neue, hier entwickelte Deutung hat nicht nur den Vorteil, daß sie diese hypothetische Blattverschiebung entbehrlich macht, sondern auch den, daß sich ein Ablagerungsraum für die Werfener Schuppenzone ergibt (siehe S. 44). Den Großen Traunstein und die Schallwand im östlichen Tennengebirge betrachte ich jetzt auf Grund der Beobachtungen Plöchingers (1950/1) nicht mehr als eine Deckscholle der Reiteralmdecke.

2. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke.

Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke kann erst südlich desjenigen der juvavischen Klippen am Steinernen Meer und am Hochkönig gelegen gewesen sein. Der sich dadurch ergebende Zwischenraum von 18 km Breite zwischen den Ablagerungsräumen des noch mit ihrer ganzen Schichtenfolge erhaltenen Teiles der Reiteralmdecke und der Hallstätter Decke genügt, um den Faziesübergang aus der Dachsteinkalk-Fazies in die Hallstätterkalk-Fazies zu ermöglichen.

Von der Hallstätter Decke sind nur mehr sehr kleine Reste erhalten geblieben, der weitaus größte Teil dieser Decke ist ein Opfer der vorgosauischen und der jüngeren Erosion geworden. Da es möglich ist, daß sich unter dem Schutze der Reiteralmdecke und der sich ähnlich verhaltenden Dachsteindecke weiter im E noch Reste der Hallstätter Decke erhalten haben, wurde für diese Flächen die im I. T. noch nicht angewendete Signatur VII verwendet. Dasselbe gilt für unter dem „Schubkeil des Lammertales" (S. 45) verborgene Räume.

Da es wegen der Kleinheit des Maßstabes der P. K. und dem Fehlen benannter Punkte in der topographischen Karte nicht möglich ist, alle hier eingezeichneten noch erhaltenen und auch an der Erdoberfläche sichtbaren Deckschollen der Hallstätter Decke durch den Ablagerungsort des Gipfelgesteines eines Berges zu kennzeichnen, seien der besseren Orientierung wegen diese Deckschollen ausdrücklich angeführt:

A. Aus dem Raume nördlich und westlich des Lattengebirges und der Reiteralm: 1. der über 2 km lange, aber sehr schmale Streifen von Haselgebirge und Reichenhaller Schichten bei Bad Reichenhall und das kleinere Haselgebirgsvorkommen bei Groß Gmain, voneinander oberflächlich getrennt durch die Quartärbedeckung des Kirchholzes. 2. Die Hallstätterkalk-Masse bei Karlstein westlich von Bad Reichenhall. 3. Die fast 4 km lange, vom Saalachtale bei Schneizelreuth gequerte Masse von Hallstätter Gesteinen zwischen Müllner Horn und Ristfeichthorn. (1—3 sind der Karte von H. Krauß, 1913, entnommen.) 4. Der Unkener Calvarienberg. 5. Die in W—E-Richtung langgestreckte Hallstätterkalk-Masse des Unkenberges. 6. Die Hallstätter Gesteine des Dietrichshorns und der Soder—Voken-Alm, denen zwei sehr kleine Klippen von Hallstätter Dolomit nördlich vorgelagert

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

sind. 7. Das Gföllhörndl. 8. Der Lärchkogel. 9. Der Rauhenberg. 10. Der Gerhardstein. 11. Der Hochkranz. (4—11 wurden den Karten bei Hahn, 1910 und 1913, sowie der geolog. Spezialkarte, Blatt „Lofer—St. Johann" entnommen.)

B. Aus dem östlichen Berchtesgadener Land: 1. Der Kastenstein bei Bischofswiesen. 2. Der Baderlehenkopf, Kälberstein und Lochstein bei Berchtesgaden. (1 und 2 sind der Karte von Schlager, 1930, S. 247, entnommen.) 3. Das Haselgebirge westlich Gutrachberg. 4. Die große Deckscholle von Hallstätter Gesteinen, in der sich das Salzbergwerk von Hallein—Dürrnberg befindet. Diese Deckscholle wurde in der P. K. etwas größer gezeichnet als in der G. K., da sich aus den Profilen bei Plöchinger 1955 eine unbeträchtliche Zusammenpressung in allen Richtungen ergibt. Der Ablagerungsort des Gipfelgesteines des Brändlberges wurde eingezeichnet. 5. Die aus Dolomit bestehende Deckscholle nördlich des Roßfeldes. 6. Der Ahornbüchsenkopf. (3—6 wurden der geolog. Spezialkarte, Blatt „Hallein—Berchtesgaden" entnommen.) 7. Haselgebirge und Hallstätter Kalk an der N- und SW-Seite des Klingerecks. (Der Ramsaudolomit des Gipfels des Klingerecks ist eine Deckscholle der Reiteralmdecke.) 8. Das Haselgebirge an der SW-Seite der Keder—Brandstatt-Scholle, in dem sich das Berchtesgadener Salzbergwerk befindet. (Der Ramsaudolomit der Keder—Brandstatt-Scholle ist auch eine Deckscholle der Reiteralmdecke.) (7 und 8 wurden der Karte von Kühnel, 1929, entnommen.) 9. Der etwa 5 km lange Zug von Haselgebirge und Hallstätter Kalk, der sich von Berchtesgaden bis an den S-Fuß des Hinteren Brandkopfes erstreckt und nur südöstlich von Berchtesgaden und an den Brandköpfen von kleinen Deckschollen der Reiteralmdecke verhüllt ist. (Der nördliche Teil von 9 wurde der Karte von Kühnel, der südliche der Karte von Lebling, 1935, entnommen.) 10. Zwei sehr kleine Vorkommen von Hallstätter Kalk am linken Ufer der Königsee-Ache, die wohl mit 9 zusammenhängen und nur oberflächlich durch Quartär getrennt sind. 11. die Hallstätter Kalke im Torrener Joch-Graben. 12. Ein kleines Vorkommen von Hallstätter Kalk auf dem Steinernen Meer. („Röth" südlich vom Obersee, Lebling, 1935, S. 27.) (10—12 wurden der Karte von Lebling, 1935, entnommen.)

C. Aus dem Raume des Lammertales: 1. Der Hallstätter Kalk und Dolomit des Rabensteins bei Golling und ein sehr kleines, nur oberflächlich durch Quartär davon getrenntes Vorkommen derselben Gesteine nördlich des Rabensteins. 2. Das Haselgebirge von Grubach. 3. Das Lammereck. 4. Der Sattelberg. 5. Die große Deckscholle von Hallstätter Gesteinen im Bereiche der Strubberge. Wie Fig. 1 und 3 bei Plöchinger, 1951, Tafel XI, zeigen, sind die Hallstätter Gesteine der Strubberge in SW—NE-Richtung durch Faltung stark verschmälert [1]). Diese Falten wurden ausgeglättet und daher der Ablagerungsraum in der Richtung normal auf das Faltenstreichen um etwa 2 km breiter gezeichnet. 6. Der Breitenberg an der S-Seite des Abtenauer Beckens. (Pailwand und Schoberstein betrachte ich nicht als Bestandteile

[1]) Bei Fig. 1 und 3 ist als Richtung des Profiles Fig. 3 N—S angegeben. Ich glaube, daß hier ein Irrtum vorliegt und daß das Profil in Wirklichkeit NE—SW, normal auf das Streichen, gezogen ist. Denn es schneidet die karnischen Dolomite und karnisch-norischen Hallstätter Kalke des Vord. Strubberges, während die in Fig. 1 eingezeichnete Gerade nur anisische Gesteine des Vord. Strubberges quert.

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

der Hallstätter Decke, siehe S. 45.) 7. Haselgebirge und der Dolomit der Thurnhofhöhe im N-Teil des Abtenauer Beckens und im Rigaustal. (1—7 wurde den Karten von Plöchinger [1951 und 1953] entnommen, nur die Verhüllung durch Gosauschichten bei 7 der Karte von Spengler, 1912, da die fossilführenden Gosauschichten des Abtenauer Beckens [Spengler, 1912, S. 1077] auf Plöchingers Karte 1951 fehlen.)

D. Aus dem Raume des Strobler Weißenbachtales und des Ischltales: 1. Der Hallstätter Kalk der „Kulisse" (Spengler, 1912, S. 1067) an der W-Seite des Rinnkogels. 2. Haselgebirge und Hallstätter Kalk an der E-Seite des unteren Strobler Weißenbachtales und Werfener Schiefer bei Aigen-Voglhub. Wahrscheinlich ist der größte Teil der zu dieser Deckscholle der Hallstätter Decke gehörenden Trias unter den Gosauschichten des Fahrenberges verborgen. (1 und 2 wurden den Karten von Spengler [1912] und Plöchinger [1948] entnommen.) 3. Der etwa 7 km lange Hallstätter Kalkzug Nussensee—Wildenstein und die von diesem wahrscheinlich nur oberflächlich durch Gosauschichten getrennten, nördlich vorgelagerten kleinen Haselgebirgs- und Hallstätter Kalk-Schollen bei Rabennest und Kaltenbach. 4. Das Haselgebirge und der norische Hallstätter Kalk des Siriuskogels bei Ischl. (3 und 4 wurden nach der geol. Spezialkarte, Blatt „Ischl und Hallstatt", gezeichnet.)

E. Aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee. Dieses ausgedehnte Gebiet hat eine Neubearbeitung durch W. Medwenitsch erfahren (1949, 1950). In diesen Arbeiten hält sich Medwenitsch an die von E. Haug (1912) gegebene Deckengliederung und unterscheidet vier Decken: „1. Tirolische Totengebirgsdecke, 2. Untere Hallstätter Schuppe, 3. Obere Hallstätter Decke, 4. Dachsteindecke," wobei seine Untere Hallstätter Schuppe der „Nappe du Sel", seine obere der „Nappe de Hallstatt" Haugs entspricht. Auch ich möchte den Namen „Hallstätter Decke" nur auf die Obere Hallstätter Decke bei Medwenitsch beschränken. Da aber für die Untere Hallstätter Schuppe die Haugsche Bezeichnung „Salzdecke" abzulehnen ist, weil die Salzlager von Ischl und Aussee der (Oberen) Hallstätter Decke angehören, möchte ich die untere Schuppe als „Zlambachschuppe" bezeichnen, da sie im Bereiche der beiden Zlambachgräben ihre Hauptverbreitung besitzt und die Zlambachschichten ihr bezeichnendstes Gestein sind (näheres siehe S. 51). Auch Medwenitsch wendet neuerdings die Bezeichnung „Zlambachdecke" an (1954).

Ich habe aus dem Raume zwischen Ischl und Aussee die Ablagerungsräume folgender sichtbarer Teile der Hallstätter Decke in der P. K. eingetragen: 1. Die von D3 und D4 nur oberflächlich durch Quartär getrennte Haselgebirgs- und Ramsaudolomitmasse südlich von Reiterndorf. 2. Die von 1 durch das Halbfenster von Unter Eck getrennte Masse von Hallstätter Gesteinen, die vom Brunner Berg bis zum Burgstallkogel bei Lauffen reicht. 3. Nur durch das Alluvium des Trauntales ist von 2 ein kleines Vorkommen von Hallstätter Kalk am linken Traunufer getrennt. 4. Zwei kleine Vorkommen von Haselgebirge im Goiserner Weißenbachtal und westlich von Steinach. 5. Die größte Deckscholle der Hallstätter Decke ist diejenige des Raschberges und Sandlings, die sich von der Jochwand 13 km weit bis Altaussee erstreckt. Die Salzberge von Ischl und Aussee befinden sich in dem zu dieser Deckscholle gehörigen Haselgebirge. Heute liegt die N-Grenze

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

dieser Deckscholle um 4 km südlicher als der Siriuskogel. Ich habe deren Ablagerungsraum aber zum Teil nördlicher eingetragen als denjenigen des Siriuskogels, weil die Hallstätter Gesteine von D und E1—4 an der nachgosauischen Gamsfeld-Überschiebung nach N geschoben wurden, während die Raschberg-Sandling-Masse samt den unter 6 angeführten kleineren Deckschollen im S zurückgeblieben ist. Die E-Begrenzung der Gamsfelddecke ist die Querstörung von Perneck. 6. Südwestlich von 5 haben sich einige sehr kleine Reste der Hallstätter Decke erhalten: Wurmstein, Herndl, Illing K., Rehkogel, Hornkogel. (1—6 wurden der Karte von Medwenitsch [1950] entnommen, nur in den von Medwenitsch nicht mehr dargestellten Gebieten wurde die geologische Spezialkarte Blatt „Ischl und Hallstatt" benützt.)

F. Plassengruppe und Umgebung. 1. Als Bindeglied zwischen den Resten der Hallstätter Decke im Lammertal (C) und der Plassen-Deckscholle können die unter der Gosaubedeckung zutage tretenden kleinen Vorkommen von Werfener Schiefern und Haselgebirge im Triebengraben und in linken Seitenbächen des Elendgrabens sowie zwei Vorkommen von dunklem anisischen Dolomit im Rußbachtale unterhalb Rußbachsag betrachtet werden (Spengler, 1914, S. 279). 2. Plassengruppe. Wie ich 1919, S. 410 bis 417 ausgeführt habe, zeigt die zur Hallstätter Decke gehörige Deckscholle der Plassengruppe keine einfache Schichtenfolge, sondern besteht aus mehreren Schuppen, die hier auch abgewickelt werden müssen. Demnach bilden Solinger- und Klauskogel, die Kaunwände, ferner Sulz- und Leitgebkogel die tiefste und daher am nördlichsten abgelagerte Schuppe I. Westlich vom Leitgebkogel gehört auch das oberflächlich durch das Alluvium des Gosautales getrennte Riffkalkvorkommen am linken Ufer des Gosaubaches dazu, welches auf der geolog. Spezialkarte, Blatt „Ischl und Hallstatt", irrtümlicherweise als Hauptdolomit eingetragen ist (Spengler, 1913 a). Unmittelbar südlich folgte der Ablagerungsraum der Schuppe des Plankensteinplateaus (I a); hier muß der nordvergente Sattel der Hohen Scheibe ausgeglättet werden. Noch weiter südlich lag der Ablagerungsraum der Schuppe des Schiechlingkammes und der Schreyeralm (II), zu der wohl auch das Salzgebirge des Hallstätter Salzberges gehört. Noch weiter südlich lag der Ablagerungsraum des Plassenkalkes des Plassen. Die Hallstätter Trias, die einst das stratigraphisch Liegende des Jura des Plassen bildete, ist offenbar irgendwo über dem Dachsteinkalk des Dachsteingebirges zurückgeblieben und dort ein Opfer der — wahrscheinlich schon vorgosauischen — Erosion geworden. Nach Bildung der Hallstätter Decke, aber vor der Entstehung der Schuppen innerhalb der Decke lag nach meiner Konstruktion der Plassenkalk des Plassen etwa über dem Dachsteinkalk, der heute den Hochkreuzgipfel bildet. Bei der Rekonstruktion der Ablagerungsräume der einzelnen Schuppen der Plassengruppe habe ich auch berücksichtigt, daß am tertiären Roßalpenbruch eine kleine W-Verschiebung des S-Flügels eingetreten ist [Spengler, 1919, S. 427], so daß die Ablagerungsorte der Hohen Scheibe und des Solingerkogels um etwa 700 m östlicher liegen müssen als diejenigen der jetzt nördlich des Roßalpenbruches gegenüberliegenden Punkte der anderen Schuppen. 3. Westlich der Plassengesteine wurde der Ablagerungsort des im Beereiblgraben aufgeschlossenen

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

und beim Gosauschmied erbohrten kleinen Vorkommens von Gips führenden Werfener Schiefern eingezeichnet, die Schadler beschrieben hat (Erl. zur Dachsteinkarte, S. 74).

Die weitaus südlichsten erhaltenen Reste der Hallstätter Decke sind der Rettenstein an der S-Seite der Dachsteingruppe (Spengler, 1943 a, 1954, S. 24—27) und zwei dem Rettenstein wohl entsprechende winzige Vorkommen, die dem E-Teil der S-Wände der Dachsteingruppe vorgelagert sind: 1. Der Plassenkalk des Ramsauer Hühnerkogels (Kümel, 1954, S. 36). 2. Der Hallstätter Kalk der Kalchwand (Ganss, 1954, S. 48). Beide wurden nachgosauisch von den Gesteinen des Dachsteingebirges südvergent überschoben (siehe S. 42, 48). Damit die P. K. wegen des weit südlich gelegenen Ablagerungsraumes des Rettensteins nicht zu groß wird, wurde der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Plassengruppe und des Rettensteins nicht in der richtigen Breite zur Darstellung gebracht, sondern in den dazwischen gelegenen Streifen: „13—22 km Zwischenraum" hineingeschrieben. Wenn nämlich der jetzt die Plassengruppe aufbauende Teil der Hallstätter Decke bei der Bildung der Schuppen vom hinteren Teile der Decke abgerissen und auf dem Haselgebirge gleitend als Gleitdecke an seine heutige Stelle gelangt ist, beträgt der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsorten des Plassen und des Rettensteins nur etwa 13 km. Wenn es sich aber um eine reine Schubdecke handelt und bei der Bildung der Plassenschuppen der Plassenkalk des Plassen mit demjenigen des Rettensteins in Verbindung geblieben war, muß der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsorten beider Plassenkalkvorkommen um etwa 9 km breiter gewesen sein, was der heutigen Entfernung Plassen—Hochkreuz entspricht.

Da der Jura des Rettensteins nach den Beobachtungen Neumanns der darunterliegenden Hallstätter Trias nicht normal aufgelagert ist, sondern mehrere annähernd schichtenparallele Schubflächen dazwischen liegen (Erl. z. Dachsteinkarte S. 24—25), ist die in der P. K. als Ablagerungsort des Rettensteins eingetragene Stelle eigentlich der Ablagerungsraum der Hallstätter Trias des Rettensteins, während derjenige des Jura noch etwas südlicher zu liegen käme. Auf diese interne Abwicklung der Schuppen des Rettensteins wurde aber verzichtet, da keine Anhaltspunkte für die Schubweiten der schichtenparallelen Schubflächen vorliegen.

Wahrscheinlich ist auch das winzige, von Ganss (Erl. zur Dachsteinkarte, 1954, S. 54) beschriebene Haselgebirgsvorkommen bei der Brunngrube oberhalb des Koppenwinkels ein Rest der Hallstätter Decke. Der vermutliche Ablagerungsort wurde in der P. K. eingetragen.

Von dem Ablagerungsraum der Deckscholle des Röthelsteins (bei Kainisch) liegt nur der W-Teil noch auf der P. K. des II. Teiles der Arbeit. Der E-Teil dieser Deckscholle sowie die übrige Mitterndorfer Deckschollengruppe kommt erst auf der P. K. des III. Teiles der Arbeit zur Darstellung.

Die Ablagerungsorte der zahlreichen Deckschollen der Hallstätter Decke wurden in der P. K. meist in ihrer heutigen Lage zueinander eingetragen. Es ist aber selbstverständlich möglich, daß sie in der Geosynklinale teils weiter, teils näher voneinander lagen als heute. Letzteres wäre dann möglich, wenn sie durch Auswalzung unter und Vorsichherschieben vor der Reiteralmdecke und Dachsteindecke auf größerem Raume ausgebreitet wurden.

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

Der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone

Die „Hochgebirgsüberschiebung" oder „Hochalpine Überschiebung" Trauths (1916, 1928) trennt die Dachsteinkalkserie des Hochkönigs, des Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges von der Werfener Schuppenzone.

Im Gegensatz zu den vorgosauischen Juvavischen Decken ist das nachgosauische Alter der „Hochgebirgsüberschiebung" durch die wichtige Entdeckung von fossilführenden Gosauschichten unter den S-Wänden der Scheichenspitzengruppe durch A. Meier (Meier und Trauth, 1936) einwandfrei bewiesen.

Diese Überschiebung wird von Hahn (1913 a, S. 305), Trauth (1916, 1926, S. 161), Spengler (1918, S. 64; 1951, S. 364; 1952, S. 65—70); Kraus (1951, II, S. 48) und Del-Negro (1950, S. 83; 1955, S. 19) als südvergent, von Staub (1924, Profil 3), Kober (1938, 1955, S. 240) und Grubinger (1953, S. 156) hingegen als nordvergent betrachtet und mit der am N-Rande der Kalkalpen zutage tretenden Überschiebung der Staufen-Höllengebirgs-Decke über die Bajuvarische Zone Hahns vereinigt.

Der fazielle Vergleich der Werfener Schuppenzone mit anderen kalkalpinen Zonen ist dadurch sehr erschwert, daß die heute noch vorhandene Schichtenfolge — von wenigen, zum Teil unsicheren [1]) Ausnahmen abgesehen — nicht über die karnische Stufe hinausreicht. Diese Schwierigkeit gilt in erster Linie für den Vergleich mit der bajuvarischen Zone. Denn die Hochbajuvarische Decke (=Lechtaldecke=Reichraminger Decke) zeigt an der N-Seite des Salzkammergutes, z. B. in der Langbathscholle, eine erst mit dem Hauptdolomit beginnende Schichtenfolge. Es muß daher die Reichraminger Decke östlich des Almtales zum Vergleich herangezogen werden, wo die anisische, ladinische und karnische Stufe noch vorhanden sind. Dort zeigt es sich, daß die karnische Stufe Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk aufweist (Pia, 1943, S. 96—99), während in der Werfener Schuppenzone nur Reingrabener Schiefer vorhanden sind. Das ist aber ein Merkmal der Aflenzer Fazies, die südlich der Riff-Fazies zur Ablagerung gelangte, wie vor allem das Profil von Aflenz einwandfrei erkennen läßt (Spengler, 1920). Auch die Anklänge an die Hallstätter Fazies, die besonders die Hofpürglschuppe zeigt (Trauth, 1926, S. 185, 186; Spengler, 1952, S. 67; 1954, S. 27), weisen auf die Ablagerung der Schuppenzone südlich vom Dachstein hin. Da sich außerdem im S-Teil der Dachsteinmasse selbst Anklänge an die Hallstätter Fazies einstellen (Einschaltung von roten Kalken mit Ammoniten — Schreyeralmkalken — in den unteren Teil des Wettersteinkalkes der Scheichenspitze [Kümel, 1954, S. 34], petrographi-

---

[1]) Die von Trauth (1926, Karte Tafel II) als Dachsteinriffkalk eingetragenen hellen Kalke des Steinberges, Eiersberges und des P. 1598 sind wohl eher Wettersteinkalk (Trauth 1926, S. 176), da sie nicht von Raibler Schichten, sondern von geringmächtigem Gutensteiner Kalk oder Dolomit unterlagert werden. Hingegen dürfte der von Grubinger (S. 149) beschriebene dunkelgraue Hauptdolomit der Schuppenzone von oberkarnischem bis unternorischem Alter sein.

Dasselbe Alter besitzen nach Trauth (1926, S. 186) die Halobienkalke der Hofpürglschuppe. Ob die Kalke der Sulzenschneid Dachsteinkalk sind, wie sie Neumann auf der geol. Karte der Dachsteingruppe kartiert hat, oder Muschelkalk, wie Sabata (ungedruckte Dissertation) annimmt, ist noch unsicher.

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

scher Übergang des Dachsteinkalkes in Hallstätter Kalk [Ganss, 1954, S. 47, 56]), scheint zwischen den Ablagerungsräumen der Dachsteinkalkfazies und der Schuppenzone kein großer Zwischenraum zu liegen.

Hingegen hat der von Grubinger so besonders hervorgehobene dunkelgraue Hauptdolomit der Schuppenzone nicht viel zu bedeuten. Wenn er schreibt: „Typisch ist ferner die Ausbildung des grauen Hauptdolomites. Damit sind aber die Behauptungen, das nördliche Schuppenland zeige Anklänge an die nördlich davon beheimatete Hallstätter Fazies, widerlegt" (S. 155), so ist darauf zu entgegnen: Auch der Hauptdolomit der Zwieselalmschuppe, welche Grubinger selbst zur Hallstätter Decke rechnet (Tafel 1, tektonische Skizze), ist zum Teil ziemlich dunkelgrau (Spengler, 1914, S. 296).

Mit der Überschiebung der Staufen—Höllengebirgs-Decke kann die Hochalpine Überschiebung schon deshalb nicht identisch sein, weil jene bei Achenkirch und am Krestenberg im östlichen Sengsengebirge ihre primären Enden im Streichen hat (Spengler, 1928, S. 9) und daher die Überschiebung gar nicht unter den ganzen Kalkalpen hindurch bis zu ihrem S-Rand reichen kann.

Viel entscheidender noch als die Fazies spricht der Platzmangel in der Geosynklinale (S. 63) für die Lage des Ablagerungsraumes der Werfener Schuppenzone südlich der Dachsteinkalkfazies.

Eine weitere Frage betrifft die Lage des Ablagerungsraumes der Werfener Schuppenzone in bezug auf denjenigen der Juvavischen Decken. Lag das Heimatgebiet der Werfener Schuppenzone nördlich oder südlich desjenigen beider Juvavischer Decken oder zwischen denjenigen der Reiteralm- und Hallstätter Decke? Trauth beantwortet diese Frage in dem Sinne, daß der Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone südlich desjenigen der beiden Juvavischen Decken lag. (1926, S. 162, Fußnote 1). Die Lage zwischen den Ablagerungsräumen der Hallstätter und Reiteralmdecke hält er mit Rücksicht auf die Fazies für weniger wahrscheinlich. Ich selbst nahm 1943, S. 16, Abb. 1 an, daß das Heimatgebiet der Hallstätter Decke zwischen den Ablagerungsräumen des nördlichen Teiles der Werfener Schuppenzone und des Mandlingzuges lag. Diese Anordnung hat aber den Nachteil, daß die Ablagerungsräume des N-Teiles der Schuppenzone durch einen weiten Zwischenraum von denjenigen des Mandlingzuges getrennt sind, der doch wohl als die südlichste Schuppe der Werfener Schuppenzone betrachtet werden muß. Mein „Schema der räumlichen Verbreitung der Faziesgebiete der Trias" (1951, S. 317) entspricht jedoch eher der Anordnung der Räume bei Trauth. Del-Negro weist mit Recht darauf hin, daß es unmöglich ist, die Heimatgebiete der Schuppenzone und der Hallstätter Decke in denselben Raum zu verlegen, da in beiden Gebieten die Trias in fazieller Hinsicht nicht ganz übereinstimmt (1950, S. 88).

Der Abwicklungsversuch hat erst ergeben, wie groß die Mindestbreite des Ablagerungsraumes der Juvavischen Decken des Berchtesgadener Landes war. Selbst dann, wenn man — wie dies hier geschah — die Heimat des Untersberges unmittelbar südlich an den Hochkönig anschließt, befand sich der S-Rand des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke (Hochkranz) 72 km südlicher als der Hochkönig. Nur die Hallstätter Decke setzt sich in annähernd gleicher Breite ins Salzkammergut fort, bei der Reiteralmdecke

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

reicht nur der südliche Teil (Gollinger Schwarzer Berg) etwas weiter nach E, der Untersberg hat keine Fortsetzung östlich der Salzach. Da außerdem der Ablagerungsraum der Dachsteinmasse, wie aus der P. K. ersichtlich ist, zwar etwas südlicher als derjenige des Tennengebirges, aber nördlicher als derjenige des Untersberges lag, ergibt sich bei der Abwicklung östlich der Heimat des Untersberges ein Raum, in welchem das Ablagerungsgebiet der Werfener Schuppenzone Platz haben könnte.

Wenn es wirklich dort lag, war das Ablagerungsgebiet nach Eintritt der juvavischen Deckenschübe noch in ungestörter Verbindung mit der Dachsteinkalkfazies der Hauptmasse des Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges. Dann setzte hier die Arbeit der Erosion ein und beseitigte das Nor und alle anderen Schichtglieder, die eventuell einst noch darüber lagen. Dadurch entstand eine Kerbe in der Landschaft, welche in der Laramischen Phase die südvergenten Bewegungen erst möglich machte, die zu der Bildung der Schuppenzone führten.

Eine andere Möglichkeit wäre, daß die mit dem Nor beginnenden jüngeren Schichtglieder nicht durch die Erosion, sondern auf tektonischem Wege entfernt wurden. Man könnte sich vorstellen, daß als östliche Fortsetzung des Untersberges einst eine Decke über der Osterhorngruppe lag, welche nur aus Obertrias und Jura bestand, aber gänzlich abgetragen wurde. Diese Möglichkeit kommt mir aber weniger wahrscheinlich vor, weil der Dachsteinkalk des Gollinger Schwarzen Berges wie eine Deckenstirn aussieht (Plöchinger im geologischen Führer 1951, Tafel XI, Fig. 4).

Wenn der Ablagerungsraum der Schuppenzone in der östlichen Fortsetzung desjenigen des N-Teiles der Reiteralmdecke lag, erklärt sich auch die auffallende Tatsache, daß westlich vom Hochkönig die Werfener Schuppenzone fehlt, obwohl westlich vom Hochseiler der Erosionsrand der Trias wieder nach N zurücktritt. Die einst in der westlichen Fortsetzung der Trias der Schuppenzone gelegenen Kalke und Dolomite waren aber zur Zeit der Laramischen Phase bereits nicht mehr hier, da sie als Reiteralmdecke nach N abgewandert waren. Nur der größte Teil der Werfener Schichten dürfte im S zurückgeblieben sein. Da die Schubweite der Hochalpinen Überschiebung im E-Teil des Hochkönigs noch mindestens 9 km beträgt (Entfernung Blühnbachtal—S-Wand des Hochkönigs), kann wenige Kilometer westlich die südvergente Bewegung nicht plötzlich zu Ende sein. Die Hochalpine Überschiebung wird dort wohl durch Bewegungsflächen abgelöst, die sich innerhalb der Skythischen Stufe und an der Grenze zwischen der Untertrias und dem Paläozoikum der Grauwackenzone gebildet haben (Heißel, 1945). Die Feststellung Heißels, daß durch diese Bewegungen drei Fazies von Werfener Schichten übereinander gelangt sind (1945, S. 127), spricht für Schubflächen von bedeutenderer Schubweite. Da aber keine genaueren Anhaltspunkte für die Schubweite vorliegen, ist es nicht möglich, eine Abwicklung zu versuchen. Vermutlich haben sich diese Bewegungen in den Werfener Schichten vollzogen, welche einst das stratigraphisch Liegende der Mittel- und Obertrias der Juvavischen Decke bildeten und beim vorgosauischen Deckenschub im S zurückgeblieben sind.

Eine Schwierigkeit für die hier angenommene Heimat der Werfener Schuppenzone östlich der Untersbergtrias scheinen die großen Faziesunterschiede zwischen dem Untersberg und der Trias der Schuppen darzustellen. Die Faziesunterschiede sind aber ganz ähnliche und auch nicht größer als zwischen der Riff-Fazies und der Aflenzer Fazies des Hochschwabgebietes. Dort aber konnte ich einwandfrei nachweisen, daß sich der Faziesübergang auf der kurzen Strecke von 1 bis 2 km vollzieht (Spengler 1920, S. 248). Außerdem ist es möglich, daß an einzelnen Stellen die Faziesunterschiede auf der geo-

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

logischen Karte noch größer aussehen als in der Natur. Wenn z. B. Schlager 1930, S. 245 von der Mitteltrias des Untersberges schreibt: „Die untersten Lagen des Ramsaudolomites können lokal als geschichteter, dunkler, bituminöser Reichenhaller Dolomit ausgebildet sein, der manchmal auch Hornstein führt", so bedeutet das eine gewisse Annäherung an die Fazies der Werfener Schuppenzone.

Die Tatsache, daß die an der E-Seite des Untersberges aufgeschlossenen Werfener Schichten mit denen der tieferen Schuppen an der S-Seite des Hochkönigs nicht übereinstimmen, kann man so erklären, daß die Trennungsfläche zwischen dem nach N gewanderten und dem im S zurückgebliebenen Teil der Schichtenfolge innerhalb der Skythischen Stufe verläuft. Die „grünen" und die „quarzitischen" Werfener Schichten vertreten wohl ein tieferes Niveau des Skyth als die normalen.

Das weite Vorspringen des Hochkönigs gegen S im Vergleich mit dem Tennengebirge läßt wohl darauf schließen, daß auch in dem Raume östlich der Salzach der Kalkalpenrand einst so weit südlich lag wie am Hochkönig und erst durch die Rückwitterung des Kalkalpenrandes die Werfener Schuppenzone unterhalb der Dachsteinfazies freigelegt wurde. Zeugenberge sind der Flachenberg [1]) östlich vom Hochkönig und der Hofschober (= Schoberl B.) südlich des Tennengebirges, die aber der gemeinsamen Untertriasbasis von Hochkönig und Tennengebirge aufsitzen und daher nicht als abgetrennte Klippen bezeichnet werden dürfen. Zeugenberge sind aber auch Pailwand, Schoberstein und Quechenberg, die erst durch den jungen Vorschub des „Schubkeiles des Lammertales" (Spengler, 1952) in eine nördlichere Lage gelangten [2]).

Als ich meine Arbeit „Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge" (1952) schrieb, lag die Schrift von Cornelius und Plöchinger (1952) noch nicht vor. Diese Arbeit enthält nichts, was mich von meiner 1952 ausgesprochenen Deutung des Ostendes des Tennengebirges abbringen könnte. Auch Plöchinger (S. 188) erkennt die von Sickenberg (Profil V) erkannte, in östlicher Richtung einfallende, junge Schubfläche am Schober an, die auch bei Spengler 1952, Abb. 2 dargestellt ist. Der Sulzenkopf ähnelt durch den mächtigen Gutensteiner Dolomit dem Arlstein und muß ebenso wie dieser der Hallstätter Decke zugerechnet werden, während der Schober und die Pailwand durch ihre Schichtenfolge und ihre Lagerungsverhältnisse vom Sulzenkopf stark verschieden sind.

Bei der Abwicklung der Werfener Schuppenzone muß zuerst die jüngste Schubmasse, der Schubkeil des Lammertales, rückgängig gemacht werden, welcher jetzt die Verbindung zwischen den Dachsteinkalken des Tennengebirges und den mit den Gosauschichten des Beckens von Gosau bedeckten Dachsteinkalken des Dachsteingebirges verhüllt (Spengler, 1952, Abb. 2). Dadurch wird auch die Blattverschiebung von Sankt Martin (Spengler, 1952, S. 76) rückgängig gemacht und der ursprüngliche Zusammenhang der Schuppen beiderseits dieser Querströmung wiederhergestellt.

Für die Abwicklung der Werfener Schuppenzone wurden die geologischen Karten von Trauth (1926, Tafel II und III), Sickenberg (1926, Tafel II), Plöchinger (1948, Tafel I), Grubinger (1953, Tafel I) und für den Abschnitt südlich der Dachsteingruppe die „Geologische Karte der Dachsteingruppe" von Ganss, Kümel und Neumann (1954) sowie die zugehörigen Profile verwendet.

---

[1]) Wichtig ist der von Del-Negro (1955, S. 17) festgestellte, mir erst nach Vollendung der Karte und des Textes bekanntgewordene Aufbau des Flachenberges aus zwei Schuppen. Ich wäre nicht abgeneigt, nur die obere Schuppe der Hochalpinen Schubmasse zuzurechnen.

[2]) Auch Grubinger rechnet noch diese drei Berge zur Hallstätter Decke. Wie ich 1952, S. 81 gezeigt habe, ist es aber wahrscheinlicher, daß sie tirolisch sind.

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

Der Ablagerungsraum der Frommerschuppe Grubingers wurde durch die Eintragung der Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der Bischlinghöhe, des Karrein und des Höheneckls, derjenige der Steinbergschuppe durch die Ablagerungsorte des Steinberges und des P. 1598 gekennzeichnet. Weil die Faltung innerhalb dieser Schuppen ausgeglättet wurde, erscheinen sie in der P. K. etwas breiter als in der G. K. Nördlich vom Ablagerungsraum der Frommerschuppe wurde auch das Ablagerungsgebiet der Grundalmschuppe eingetragen. In dem Raume östlich vom Höheneckl weicht das Kartenbild Grubingers stark von der Trauthschen Karte ab. Leider aber ist hier — vielleicht infolge der allzu großen Kürze — die Darstellung Grubingers im Text recht unklar. Zu welcher Schuppe soll z. B. das aus Werfener Schiefern, Haselgebirge, Gutensteiner und Reiflinger Kalk sowie aus Ramsaudolomit aufgebaute Gebiet zwischen Hofschober und Höheneckl gehören? Ich habe es als Verbindungsstück zwischen der Grundalmschuppe und der Eibensteinschuppe betrachtet. Die Schoberhofschuppe scheint nach Grubingers Karte von der Frommerschuppe nicht getrennt zu sein, denn die Reingrabener Schiefer der Frommerschuppe (nördlich des Höheneckls) streichen gegen NE über P. 1116 in den Muldenkern der Schoberhofschuppe. Es ist auch nicht möglich, den Ablagerungsraum der Göglhofschuppe abzutrennen, da die Darstellung auf der Karte und in Profil 4 nicht übereinstimmt. Südlich der Steinbergschuppe folgt noch eine tiefere Schuppe, die Schuppe des Weyerberges, wie sich aus der Karte und den Profilen, Fig. II und auf Tafel B bei Trauth, 1928, ergibt.

Es ist sehr zu bedauern, daß infolge der früheren strengen Absperrung des Blühnbachtales von diesem Gebiet noch keine geologische Karte existiert. Auch auf der Karte von Trauth (1926, Tafel II) ist das Blühnbachtal noch weiß gelassen. Daß aber die Werfener Schuppenzone auch noch in der Tiefe des Blühnbachtales aufgeschlossen ist, ergibt sich aus der Arbeit Fuggers (1907), aus dem Profile 8 bei Trauth (1928, Tafel B) und aus dem Profile Heißels (Geol. Führer 1951, Tafel XII, Fig. 2). Die in der Schlucht der „Hundskehle" im vorderen Blühnbachtale aufgeschlossene, meist steil N fallende Schichtenfolge (Fugger, 1907, S. 93—95, Fig. 1) gehört wohl der Frommerschuppe an. Nur im vorderen Teile der Schlucht (unterhalb der zwei Straßentunnels) steht noch eine höhere, nur aus Werfener Schiefern, Haselgebirge und Gutensteiner Kalken aufgebaute Schuppe an, welche eine ähnliche Lage wie die Grundalmschuppe an der S-Seite des Tennengebirges hat [1]). Die in Heißels Profil eingetragenen Hallstätter Kalke bauen (nach einer brieflichen Mitteilung Heißels) das Niedere Tenneck (1464 m) auf. Wenn diese Kalke auch zur Werfener Schuppenzone gehören, ist diese bis ins innerste Blühnbachtal hinein im Liegenden der Hochalpinen Schubmasse [2]) aufgeschlossen. Am Blühnteckkamm hingegen scheint die Hochalpine Schubmasse weit nach E vorzuspringen. Die Hochalpine

[1]) In dem von Del-Negro 1955 veröffentlichten Profil des Blühnbachtales bei Werfen würde der größere S-Teil der Frommerschuppe, das Haselgebirge im Strubgraben der höheren Schuppe angehören.

[2]) Als „Hochalpine Schubmasse" bezeichne ich hier die an der „Hochalpinen Überschiebung" südvergent bewegte Dachsteinkalkserie des Hochkönig-, Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirges. Es handelt sich somit um etwas ganz anderes als bei Kobers hochalpiner Decke. In den Erläuterungen zur Geol. Dachsteinkarte habe ich die Hochalpine Schubmasse des Dachsteingebirges als „Dachsteinmasse" bezeichnet (1954, S. 7).

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

Überschiebung prägt sich an einzelnen Stellen, z. B. bei der Wegalm, dadurch aus, daß Reingrabener Schiefer der Schuppenzone mit Werfener Schiefern der Hochalpinen Schubmasse in unmittelbaren Kontakt kommen (eigene Beobachtungen im Sommer 1954). Fuggers Fig. 3 (S. 99) ist vielleicht so zu deuten, daß mit den bei der Köckalpe und beim Stadlmoos zutage tretenden Werfener Schiefern die hier eine Mulde bildende Hochalpine Schubmasse beginnt, während die mächtigen Gutensteiner Kalke im Immelaugraben und im Blühnbachtale noch der Schuppenzone angehören. Ob die hier ausgesprochenen Vermutungen der Wirklichkeit entsprechen, wird wohl erst die im Gange befindliche Aufnahme des Spezialkartenblattes „St. Johann i. P." durch W. Heißel ergeben.

Die in der P. K. mit dem Lineal gezogene Grenze zwischen dem von der Hochalpinen Schubmasse verhüllten Teile der Werfener Schuppenzone und dem der Abtragung anheimgefallenen Raume östlich der Untersbergtrias soll nur die Grenze andeuten, bis zu welcher der Ablagerungsraum der tieferen Trias gegen W und derjenige der (größtenteils als Reiteralmdecke nach N abgewanderten) höheren Trias gegen E in der P. K. eingetragen ist. In Wirklichkeit übergreifen sich natürlich diese Räume, da die im S zurückgebliebene tiefere Trias noch eine — allerdings unbekannte — Strecke unter die Hochalpine Schubmasse hineinreicht, während die ursprünglich darüber gelegenen jüngeren Trias- und Juragesteine teils im Untersberg noch erhalten, teils durch Abtragung verschwunden sind. Würde man getrennte P. K. für die tiefere und die höhere Trias zeichnen, würde diese gerade Linie aus dem Kartenbilde verschwinden.

Östlich der Blattverschiebung von St. Martin setzt sich die Schuppe des Weyerberges in die gleichfalls durch mächtige Werfener Quarzite ausgezeichnete Schuppe des Gerzkopfes fort (Spengler, 1952, S. 69, Abb. 1), die ich im Dachsteingebiete als Wurmeggschuppe bezeichnet habe (Spengler, 1954, S. 27, Tafel II, Profil 2). Die quarzitischen Werfener Schichten der Wurmeggschuppe lassen sich nach E bis zum Brandriedl verfolgen.

Die Frommer- und Steinbergschuppe zusammen haben östlich der Querstörung von St. Martin ihre Fortsetzung in der Schuppe des Neubachtales (mit P. 1095), in der aber auch das Lammertal von Lungötz bis zur Mündung des Rußbachtales verläuft. Im Dachsteingebiet habe ich sie „Schuppe der Wiesenhöhe" genannt. In dieser Schuppe treten die quarzitischen Werfener Schichten zugunsten der normalen Werfener Schiefer zurück. Häufig ist gipsführendes Haselgebirge und Rauhwacke vorhanden. Als Reste dieser Schuppe betrachte ich daher auch das Rauhwackenvorkommen am Marchegg und den Rauhwackengürtel des Rettensteins, über dem die Hallstätter Deckscholle des Rettensteingipfels liegt. Im Gebiete von Ramsau dürften die mächtigen, bei der Austriahütte gipsführenden Werfener Schiefer am Fuße der Scheichenspitzgruppe zu dieser Schuppe gehören, da in der Ramsau als unmittelbares Liegendes der normalen Werfener Schiefer der Pinzgauer Phyllit aufgeschlossen ist, was zeigt, daß hier die Quarzite fehlen. Ein völliges stratigraphisches Auskeilen der Werfener Quarzite auf 2 km Entfernung im Streichen ist wenig wahrscheinlich. Die Grenze zwischen der Wurmegg- und der Wiesenhöhenschuppe ist ferner durch den Dolomitblock am Pürstling und durch das kleine Vorkommen von Pinzgauer Phyllit bei der Neustatt-Alm (Kümel, S. 42, 43) angedeutet [1]). Am N-Rande

[1]) Kümel betrachtet diese Vorkommen als Grenze zwischen der Raucheckschuppe (= Hofpürglschuppe) und der Brandriedlschuppe (= Wurmeggschuppe). Die hier vorgenommene tektonische Deutung wird jedoch besser der Zusammengehörigkeit von Rettenstein und Hühnerkogel sowie dem Umstande gerecht, daß an der Basis der Hofpürglschuppe nirgends Werfener Schiefer in größerer Mächtigkeit erhalten sind.

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

sind schmale Streifen der Wiesenhöhenschuppe durch die kleinen vorgosauischen Deckschollen der Hallstätter Decke (Ramsauer Hühnerkogel und Kalchwand S. 41) verhüllt.

Über der Wiesenhöhenschuppe folgt im Dachsteingebiet die Hofpürglschuppe, welche sich vom Kopfberg (1159 m) östlich von Annaberg bis zum Schönbühel südlich der Südwandhütte verfolgen läßt (Spengler, 1952, S. 65—70). Die kleine Kesselwandschuppe ist nur eine örtliche obere Abspaltung von der Hofpürglschuppe (Spengler, 1954, S. 28; Tafel II; Tafel IV, Bild 1). Einen Anhaltspunkt für die Schubweite der Hochalpinen Überschiebung über die Hofpürglschuppe bietet das kleine Fenster beim Hinteren Gosausee, wo fossilleere Fleckenmergel (Lias ?) den Dachsteinkalk unterlagern (Ganss, 1954, S. 58). Nördlich des Sulzenhals ist ein Teil der Hofpürglschuppe durch die zur Hochalpinen Schubmasse gehörige Deckscholle der Eiskarschneid verhüllt (Spengler, 1943 a, Abb. 2).

Die von Trauth (1928, Tafel D, Profil 34) beschriebene, Halobienschiefer und fossilführenden unternorischen Hallstätter Kalk führende Schuppe am S-Abhang des Stoderzinkens darf vielleicht als ein östliches Analogon zur Hofpürglschuppe betrachtet werden.

Die Zwieselalmschuppe (Spengler, 1954, S. 28) wird als eine örtliche Abspaltung von der Hochalpinen Schubmasse betrachtet, die vom Gosaukamm durch eine nordwestvergente Schubfläche von geringer Schubweite getrennt ist. Sie hat dadurch dieselbe tektonische Stellung wie die Pailwand, zu der auch fazielle Beziehungen bestehen (Plöchinger, 1948, S. 32). Hingegen wird die untere Schuppe des Buchbergriedls (Edalm-Schönau-Schuppe) als ein Äquivalent der Hofpürglschuppe angesehen (Spengler, 1952, S. 82).

Der südlichste Teil der Schuppenzone ist der Mandlingzug. Die auffallendsten tektonischen Merkmale des Mandlingzuges sind seine Geradlinigkeit (besonders der N-Randstörung) und der Umstand, daß er nicht parallel mit den anderen Schuppen W—E, sondern WSW—ENE streicht. Die Geradlinigkeit der N-Randstörung spricht dafür, daß sie sehr jung ist. Jedenfalls ist sie erst nach Ablagerung des Ennstaler Miozäns eingetreten. Dafür spricht die starke Störung des Miozäns der Lobenau (Winkler-Hermaden, 1951, S. 419, Abb. 2 a), die Tatsache, daß sich das Miozän von Wagrein in der genauen Fortsetzung des Mandlingzuges erhalten hat (Trauth, 1926, Tafel II) und die von Cornelius (1944, S. 128, Abb. 1 a) beobachtete Einschuppung von Miozän zwischen Karbon und Trias. Die N-Randstörung des Mandlingzuges ist jedenfalls keine flache Überschiebung, sondern eine sehr steile südvergente Aufschiebung des Pinzgauer Phyllits des Roßbrandzuges auf die Trias (Trauth, 1928, S. 49, Fig. III; Ganss, 1954, Tafel III). Vielleicht ist hier die Störung erhalten, an welcher durch das Aufsteigen der Kalkalpen die Augensteinflüsse außer Funktion gesetzt wurden. Östlich der Ramsau muß aber diese steile Störung ältere flache südvergente Schubflächen abschneiden, an denen die Hochalpine Schubmasse über die höheren Schuppen hinweg an den Mandlingzug herangeschoben wurde. Weiter im E scheint die flache Überschiebung der Hochalpinen Schubmasse über den Mandlingzug nach Trauths Profilen (1928, Tafel D, Profil 33, 34) unmittelbar zutage zu treten. Für den Dachsteinkalk des Eichberggipfels scheint mir Schwinners Deutung wahrscheinlicher zu

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

sein (Trauth, 1928, S. 51). Aus dem oben erwähnten Profil bei Trauth (Fig. III) ergibt sich als Breite der Mandlingtrias an dieser Stelle vor der Orogenese 2·7 km, während der steilgestellte und geschuppte Mandlingzug hier jetzt 2 km breit ist. Trauth bezeichnet die Triaskalke des Mandlingzuges als Dachsteinkalk, da sie Megalodonten geliefert haben (1926, S. 181 bis 183). Es ist nun bemerkenswert, daß sich bei der hier vorgenommenen Abwicklung ergeben hat, daß die Dachsteinkalke des Mandlingzuges östlich derjenigen des Gollinger Schwarzenberges sedimentiert wurden. Es scheint sich also eine Schwelle, auf der Megalodontenkalke abgelagert wurden, aus dem zusammenhängenden Dachsteinkalkgebiet im W (Ablagerungsraum der Reiteralmdecke), zwischen der Hallstätter Fazies im N und S, gegen E erstreckt zu haben.

Die Ablagerungsräume der Dachstein-Gamsfeld-Masse und des Sparberhorns

Wie ich bereits 1912, S. 1060 gezeigt habe, wurde die Dachsteinkalkserie der Gamsfeldgruppe und die damit zusammenhängende [1]) der Dachsteingruppe schon vorgosauisch an der Rettenkogel-Überschiebung auf die Hallstätter Deckscholle des Ischltales aufgeschoben und diese dadurch in ähnlicher Weise unter Gesteine der Dachsteinkalkfazies eingeschuppt, wie die Hallstätter Deckschollen des Berchtesgadener Landes unter die Reiteralmdecke (Del-Negro, 1932). Aber die Dachstein-Gamsfeld-Masse ist nicht dieselbe Decke wie die Reiteralmdecke, sondern nur ein Analogon zu dieser (Spengler, 1943, S. 10). Wie ich 1943, S. 11 festgestellt habe, dürfte die Schubweite der vorgosauischen nordvergenten Rettenkogelüberschiebung 7 km, diejenige der nachgosauischen nordnordwestvergenten Gamsfeldüberschiebung 4·5 km betragen. Dem entsprechend habe ich in der P. K. den N-Rand des Ablagerungsraumes des Katergebirges 13·5 km südlicher eingetragen als den S-Rand der von diesem jetzt überschobenen Gosauschichten beim Nussensee. Dieser Betrag setzt sich aus folgenden Schubweiten zusammen:

1. Nordkomponente der etwa 3 km Schubweite aufweisenden Schubfläche „Hof-Neßnerscharte" (S. 28), die sich wohl unterhalb der Gamsfeldecke noch in diesen Raum fortsetzt (Schubfläche B bei Spengler, 1918, Tafel I) + Ausglättung der schwachen Faltung	2·5 km
2. Schubweite der Rettenkogelüberschiebung	7 km
3. Nordkomponente der nordnordwestvergenten Gamsfeldüberschiebung	4 km
Summe ...	13·5 km

Da die Dachstein—Gamsfeld-Masse — abgesehen von der Stirnbildung am Rettenkogel und Katergebirge — durch Faltung nur eine sehr geringe Verschmälerung erfahren hat, wurde die Entfernung: N-Rand des Kater-

[1]) Der von Thurner (1951, S. 666) vorgeschlagenen Abtrennung der Gamsfeldmasse von der Dachsteinmasse kann ich nicht zustimmen, da der am W-Ufer des Hallstätter Sees aufgeschlossene Dachsteinkalk einen durchaus einheitlichen Eindruck macht und offenbar dem des Sarsteins entspricht. Die südlich und nördlich des Rudolfsturmes anstehenden Dachsteinkalke sind nur durch einen jungen Bruch, den Roßalpenbruch (Spengler 1919, S. 426), voneinander getrennt.

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

gebirges—Dachsteinsüdwand in der P. K. nur um 2·5 km größer gezeichnet als gegenwärtig (28·5 statt 26 km). Dasselbe Ergebnis erzielte ich schon 1918 bei der an dem geologischen Querschnitt durch das Salzkammergut vorgenommenen Abwicklung.

Die Masse der Braunedlköpfe und des Taborberges wurde westlich der Blattverschiebung des Rinnbachtales um 3·5 km weniger weit nach N geschoben als die zentrale Gamsfeldmasse (Spengler, 1914, S. 268). Durch die Rückgängigmachung dieser Blattverschiebung gelangen — wie schon die von mir im Jahre 1914 vorgenommene Abwicklung ergeben hat — die Ablagerungsorte von Braunedlkopf und Rinnkogel annähernd in dieselbe Breite (1914, Oleate I zu Tafel III).

Das Sparberhorn schließt sich in fazieller Hinsicht an die Schafberggruppe an (Spengler, 1912, Plöchinger, 1948, S. 24). Gegen E tauchen die mit Gosauschichten bedeckten Trias- und Juragesteine des Sparbers unter die nachgosauische Gamsfelddecke, an ihrem NNW-Rande sind sie auf die Gosauschichten des Wolfgangseebeckens aufgeschoben (Plöchinger, 1948, Abb. 4, 5). Der Sparber verhält sich also in bezug auf die nachgosauische Tektonik wie eine Schuppe, welche zwischen den zur Schafberggruppe gehörigen Gosauschichten des Wolfgangseebeckens und der Gamsfelddecke gelegen ist. Welcher Art die Störungen sind, welche Sparberhorn und Bleckwand trennen, ist infolge der von der Bleckwand abgestürzten Bergsturzmassen schwer zu erkennen (siehe die Karte, Tafel I bei Plöchinger, 1948). Daß beide Berge nur durch einen Bruch getrennt sind, ist wegen der beträchtlichen Faziesverschiedenheit unwahrscheinlich. Die von Plöchinger, 1948, geäußerte, aber inzwischen wieder von ihm selbst verlassene (1953, S. 366) Ansicht, daß der Sparber samt dem Einbergzug eine über der Osterhorngruppe liegende, selbständige Decke bildet, würde den Zusammenhang zwischen Sparber und Schafberg zerreißen.

Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß zuerst die NE-vergente Schubfläche, an der die Osterhorngruppe auf die Schafberggruppe aufgeschoben wurde (Störung 3 „Hof-Neßnerscharte", S. 28) die Gesteine der Bleckwand an diejenigen des Sparbers herangeschoben und dadurch den Raum überbrückt hat, in dem sich die Faziesänderung vollzogen hat. Dann erst wurde die Sparberschuppe mit einer nordwestvergenten Schubfläche auf die Gosauschichten des Wolfgangseetales aufgeschoben. Diese letztere Überschiebung dürfte eine durch den Anschub der Gamsfelddecke ausgelöste, örtliche Reliefüberschiebung sein, welche durch eine Hohlform im Bereiche des Wolfgangseebeckens ermöglicht wurde. Diese nordwestvergente Sparberschuppe war von der damals schon benachbarten Bleckwandmasse durch eine NW streichende Blattverschiebung getrennt, welche die ältere Störung 3 gewissermaßen maskiert. Auf Grund dieser Erwägungen habe ich den Ablagerungsort des Sparbergipfels etwa 5 km östlich desjenigen des Bleckwandgipfels eingetragen. Gegenwärtig beträgt die Entfernung der beiden Gipfel nur 1·5 km.

Am S-Rand der Dachsteinmasse wurde die Reißgangstörung, u. zw. die Verschiebung des SW-Flügels um 2·5 km gegen NW, rückgängig gemacht. Die Reißgangstörung betrachte ich als die östliche Randstörung des Schubkeiles des Lammertales (Spengler, 1952, S. 70). Durch diese Zurückschiebung des SW-Flügels gegen SE gelangen Bischofsmütze und Hoher

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

Dachstein in dieselbe geographische Breite. Da sich die Reißgangstörung noch bis ins Windlegerkar fortsetzt, wo die Windlegerspitze dem E-Flügel, die Eiskarschneid dem W-Flügel der Reißgangstörung angehören (siehe geol. Karte der Dachsteingruppe), waren die Ablagerungsorte der Gipfelgesteine der beiden Berge vor Eintritt der Blattverschiebung um 2·5 km weiter voneinander entfernt als die heutige Entfernung beider Gipfel voneinander.

Da in dem Raume östlich des Trauntales der ursprüngliche Stirnteil der Dachstein-Gamsfeldmasse abgetragen ist, ist der Verlauf des primären Stirnrandes der Decke hier unsicher. Ich habe angenommen, daß er etwa bis zur SW-Ecke des Raschberges gegen SE und von da an wieder gegen E verlief, so daß die (erst im III. Teil der Arbeit zu behandelnden) Berge Türkenkogel und Lawinenstein noch der Dachsteinmasse angehören. Östlich vom Salzsteig erfolgt dann ein zweites, dem Gamsfeldlappen vergleichbares lappenförmiges Vorspringen des Stirnrandes gegen N in der Warscheneckgruppe.

Im Bereiche des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke sind in der P. K. mit der Signatur VII diejenigen Räume bezeichnet, aus denen sich vielleicht noch Reste der Hallstätter Decke unter dem Schutze der Dachstein-Gamsfeldmasse erhalten haben, mit der Signatur VI diejenigen Räume, in denen die Teile der Hallstätter Decke abgelagert wurden, die sich einst im Hangenden der Dachstein-Gamsfeldmasse befanden.

Der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe und deren Verhältnis zur Hallstätter Decke

1943, S. 11, sprach ich die Vermutung aus, daß das ausgedehnte Zlambachschichtengebiet südlich vom Raschberg und Sandling, das sich gegen E noch bis in den Raum nördlich des Lawinensteins erstreckt, nur eine lokale Fazies innerhalb der tirolischen Einheit ist. Das erfolgte aber noch vor Erscheinen der Arbeiten von W. Medwenitsch. Das Profil der von 1872 bis 1880 im Poserner Graben bei Goisern abgeteuften Tiefbohrung [1]) zeigt, daß die Zlambachschichten auf tiefer als der Talboden der Traun liegende Tressensteinkalke aufgeschoben sind (Medwenitsch, 1949, S. 14). Allerdings braucht es sich hier nicht um eine Fernüberschiebung zu handeln. Diese Bohrung ist die einzige Stelle, wo das Liegende der Zlambachschichten bekanntgeworden ist.

Die Überschiebung der von Liasfleckenmergeln überlagerten Zlambachschichten über (wohl tirolische) Tressensteinkalke liegt in der Tiefbohrung 239 m unterhalb der Erdoberfläche. Die Tressensteinkalke gehen gegen unten in Hornstein führende Oberalmschichten über. Von 362·57 bis 385·90 m folgt laut Bohrjournal: „Glanzschiefer mit eingelagerten Rollstücken von verschieden gefärbtem Kalk mit Kalkspatadern und reich mit Schwefelkieskristallen bedeckt", von 385·90 bis 388·10 m: „schwarzgraue Sandschicht". Der tiefste Teil der Bohrung verläuft bis 656·69 m im Hauptdolomit. Medwenitsch deutet die von 362·57 bis 388·10 m angetroffenen Schichten als Neokom. Wenn diese Deutung zutrifft, bedeutet die Lage des Neokoms zwischen Trias und Malm eine sehr merkwürdige tektonische Komplikation innerhalb der tirolischen Einheit.

Die tektonische Stellung der landschaftlich so auffallenden Tressensteinkalktafeln: Jochwand, Anzenberg (mit dem Predigtstuhl), Zwerchwand, Hoher und Niederer Rosenkogel ist wegen des außergewöhnlich ver-

[1]) Herr Dr. Medwenitsch hat mir auch das Originalprofil der Bohrung zugänglich gemacht, wofür ich ihm bestens danke.

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

wickelten Baues schwer mit Sicherheit festzustellen. Schadler (1949, Abb. 1) betrachtet sie als tirolisch — ebenso wie ich es bis 1943 angenommen habe. Dagegen spricht vor allem die Tiefbohrung im Poserner Graben. Medwenitsch deutet sie als „Stirnschollen" der (oberen) Hallstätter Decke. Dafür spricht die in seinen Profilen 5—8 und II dargestellte Unterlagerung der Tressensteinkalke durch Hallstätter Kalke und Haselgebirge [1]). Aber auch Schadlers nach genauen Beobachtungen im Ischler Salzberg gezeichnetes Profil (Abb. 2) scheint mir vom regionaltektonischen Standpunkte aus am leichtesten verständlich zu sein, wenn man alle über den „Quetschgesteinen" liegenden Gesteinsmassen — also auch die Tressensteinkalke der Rosenkögel und der Zwerchwand — zur Hallstätter Decke rechnet. Die Quetschgesteine können dann als Mylonitzone an der Deckenüberschiebung betrachtet werden. Die Hallstätter Decke ist in sich jedenfalls durch salztektonische Vorgänge sehr stark gestört.

Da in dem Raume zwischen Anzenau und der Pernecker Störung noch Gesteine der Hallstätter Decke (Burgstall Kogel bis Siriuskogel) nördlich der Stirn des Anzenberges liegen, muß man sich vorstellen, daß die Stirn am Anzenberg nur für die vorgosauische Hallstätter Decke gilt. Die jetzt zwischen Anzenau und Ischl liegenden Teile der Hallstätter Decke lagen unmittelbar nach der vorgosauischen Überschiebung der Hallstätter Decke noch südlich der „Ewigen Wand" im Raume von Goisern und wurden erst mit der nachgosauischen Gamsfeldüberschiebung unterhalb der Dachsteinkalkserie des Katergebirges über die Stirn der primären Hallstätter Decke hinweg an ihre heutige Stelle geschoben. Dafür spricht auch das N-Fallen der Tressensteinkalke des Anzenberges (siehe geol. Spezialkarte „Ischl—Hallstatt", geol. Übersichtskarte von Medwenitsch, 1950 und Profil 7 bei Medwenitsch, 1949).

Wo lag nun die Heimat der Zlambachschuppe? In fazieller Hinsicht ist die Ähnlichkeit mit der Hallstätter Decke gering, weil in der karnischen Stufe im Liegenden der Zlambachschichten und Pedatakalke nicht karnische Hallstätter Kalke wie in der Hallstätter Decke (Raschberg, Feuerkogel) sondern Lunzer Sandstein und Cardita-Oolith (Geyer, 1916, S. 207, Fig. 1) oder Halobienschiefer (Medwenitsch, 1955) auftreten. Die einzige Ähnlichkeit mit der Hallstätter Decke beschränkt sich daher auf die stratigraphischen Einschaltungen von sevatischen Hallstätter Kalken in die Zlambachmergel (Medwenitsch, 1949, S. 15). Es wäre infolge dieser geringen Faziesähnlichkeit auch denkbar, daß die Ablagerungsräume der Zlambachschuppe und der Hallstätter Decke durch größere Zwischenräume getrennt waren.

Nun ist es wichtig, daß in den Hallstätter Deckschollen auf der Dachsteinmasse (Plassengruppe, Mitterndorfer Deckschollengruppe) nur die Hallstätter Decke, nicht auch die Zlambachschuppe auftritt. Es muß daher

---

[1]) Ein Vergleich der von Medwenitsch aufgenommenen geologischen Karte (1950) mit seinen Profilen (1949) läßt allerdings erkennen, daß in den Profilen die Beobachtungen an der Erdoberfläche oft in sehr hypothetischer Weise in den Berg hinein verlängert wurden. So ist z. B. in der Karte nicht zu sehen, ob die in Profil 8 im Liegenden der Liasfleckenmergel der Jochwand eingetragenen Hallstätter Kalke irgendwo tatsächlich beobachtet wurden. Gegen die Verlängerung der Beobachtungen an der Erdoberfläche ins Innere der Berge hinein ist nichts einzuwenden, das macht jeder Tektoniker. Aber es wäre von Vorteil gewesen, wenn in den Profilen von Medwenitsch tatsächliche Beobachtungen und hypothetische Eintragungen deutlicher getrennt wären.

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

nur die Hallstätter Decke aus dem Raume südlich der Dachsteingruppe stammen, die Zlambachdecke könnte auch aus dem Raume zwischen der Hohen Schrott und dem Sarstein gekommen sein. Ich habe daher den Ablagerungsraum der Zlambachschuppe in der P. K. in dieser Lage einzutragen versucht. Dadurch würde sich der von Geyer (1916, S. 224) beschriebene Übergang der Zlambachschichtenfazies in die Hauptdolomitfazies nördlich des Lawinensteins erklären.

Da aber der zwischen den Ablagerungsräumen des Toten Gebirges und des Dachsteingebirges zur Verfügung stehende Raum verhältnismäßig eng ist, ist es nur dann möglich, den Ablagerungsraum der Zlambachschuppe an diese Stelle zu legen, wenn man einen raschen seitlichen Übergang der Zlambachfazies in die Dachsteinkalkfazies für möglich hält. Nach meiner und Rosenbergs Ansicht ist ein unmittelbares stratigraphisches Aneinandergrenzen von Zlambachschichten und Dachsteinkalk an der W-Seite der Donnerkögel vorhanden (Spengler, 1954, Erl. zur Dachsteinkarte, S. 29).

Wenn der Ablagerungsraum der Zlambachschuppe wirklich an der in der P. K. eingetragenen Stelle lag, würde deren Schubweite nur 4—5 km betragen. Das würde aber schon das Profil der Bohrung im Poserner Graben erklären.

Wie die Profile 1—3 bei Medwenitsch zeigen, bilden die Pötschenkalke und -dolomite noch eine besondere Schuppe über der Zlambachschuppe. Der Ablagerungsraum der Pötschenschuppe (mit dem Dimmelberg und dem Sommersberger Kopf) wurde etwa 2·5 km südlich desjenigen der Zlambachschuppe eingetragen. Daß die Schubweite der Pötschenschuppe mindestens so groß ist, ergibt sich aus dem Fenster im Luppitschtal (Profile 1, 2), in dem die Zlambachschuppe unterhalb der Pötschenschuppe zutage tritt.

Sollten aber künftige Untersuchungen zeigen, daß der Ablagerungsraum der Zlambachfazies doch in der Nachbarschaft desjenigen der Hallstätter Decke liegen müßte, so hätte er auch zwischen den Ablagerungsräumen des Mandlingzuges und der Raschberg-Deckscholle reichlich Platz. In diesem Falle müßte man natürlich von einer Zlambach-Decke sprechen, denn dann wäre ihre Schubweite nur wenige Kilometer kleiner als die der Hallstätter Decke.

Der Ablagerungsraum der Decke des Toten Gebirges

Der Totengebirgsdecke kann ich nicht die Ausdehnung zuerkennen, welche ihr Haug (1912) gegeben hat. Wie ich bereits 1913 gezeigt habe, gehört der Schafberg keinesfalls zur Decke des Toten Gebirges. Aber auch Schadler (1949, Abb. 1) und Medwenitsch (1949) geben der Totengebirgsdecke eine zu große Ausdehnung gegen W, wenn sie auch die Hohe Schrott dazurechnen. Denn die Hohe Schrott ist durch keine Schubfläche vom Höllengebirge getrennt und gehört daher zur Staufen—Höllengebirgs-Decke. Hingegen trifft die Abgrenzung, die ihr Thurner gibt (1954, Abb. 2) zu, aber er parallelisiert die Totengebirgsdecke mit der Staufendecke, während er das Höllengebirge zur Lechtal—Lunzer-Decke rechnet.

Die N-Begrenzung der Decke des Toten Gebirges ist durch die von Geyer (1911) beschriebene Kasberg-Überschiebung gegeben, während die NW-Begrenzung durch die Überschiebung von Dachsteinkalk auf Jura

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

längs des Kargrabens gebildet wird. Wie das Schwarzenbergfenster und die Deckscholle des Gamskogels zeigt, wurde die Dachsteinkalkmasse des Toten Gebirges mindestens 3 km weit gegen NW auf die von Jura bedeckten Dachsteinkalke der Hohen Schrott aufgeschoben (siehe die Profile VI—VIII bei Ganss, 1937, Tafel XV). Mit Rücksicht auf die Kasberg-Überschiebung wurde in der P. K. eine etwas größere Schubweite (4·5 km) angenommen. Eine untergeordnete Schuppung ist auch am Schaßboden erfolgt (Waagen, 1924).

Der weitaus größere Teil der Decke des Toten Gebirges wird erst im III. Teil der Arbeit zur Darstellung gebracht.

Der Verlauf der Faziesgrenzen der Trias in der Geosynklinale.

Es soll hier der Versuch gemacht werden, in der durch Abwicklung der Decken erhaltenen paläogeographischen Karte den Verlauf der Faziesgrenzen der Trias einzuzeichnen [1]). Es werden die Grenzen zwischen den von mir 1951, S. 316, unterschiedenen Faziesgebieten der Trias eingetragen, wobei aber innerhalb der Hallstätter Kalk-Fazies noch die Zlambachfazies unterschieden wird (siehe die Zeichenerklärung der Karte). Bei den Faziesgrenzen wurden die an der Erdoberfläche sichtbaren und nicht sichtbaren verschieden bezeichnet. Bei ersteren handelt es sich um Faziesgrenzen innerhalb der Decken, u. zw. in solchen Räumen, in denen an der Erdoberfläche Trias ansteht, bei letzteren um Faziesgrenzen, die entweder in den verhüllten oder in den abgetragenen Teilen der Triassedimente liegen. Ein Blick auf die P. K. zeigt, daß in den weitaus meisten Fällen die Faziesgrenzen nicht unmittelbar beobachtet werden können. Es ist klar, daß überall dort, wo die Faziesgrenze mit der gestrichelten Linie eingetragen ist, deren Lage nur annähernd angegeben werden kann, u. zw. ist die Eintragung umso unsicherer, je weiter entfernt die Linie von tatsächlich aufgeschlossenen Triasgesteinen verläuft. Aber auch dort, wo die Faziesgrenzen unmittelbar aufgeschlossen sind, machen sich diese nicht — wie auf der Karte — als scharfe Linien, sondern als mehr oder minder breite Übergangszonen bemerkbar.

Der Übergang zwischen der Hauptdolomitfazies (u. zw. des Nordtiroler Typus) und der Dachsteinkalkfazies (Gesäusetypus) ist in der Norischen Stufe besonders deutlich im S-Teil der Kammerkergruppe erkennbar, wo er von Hahn (1910, S. 332—335) beschrieben wurde. Obwohl Hahns „Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtypus" mit dem geschichteten Dachsteinkalk der Gesäusefazies identisch ist, wurde doch — nach der geol. Spezialkarte „Lofer—St. Johann" — die Faziesgrenze durch das Strubtal gezogen, weil nördlich dieses Tales der Hauptdolomit noch dunkle Farbe besitzt und noch Kössener Schichten auftreten. Von Lofer gegen E verschwindet die Faziesgrenze unter der Reiteralmdecke.

Westlich der Loferer Steinberge ist der Dachsteinkalk abgetragen, so daß im Nor die Faziesgrenze nicht mehr erhalten ist. Doch darf man auch die Kalkstein—Kirchberg-Gruppe noch zur Dachsteinkalkfazies rechnen, da hier im Ladin der für diese Fazies bezeichnende Ramsaudolomit vorherrscht. Auch

[1]) Im I. T. war wegen der Einheitlichkeit der Triasfazies des W-Abschnittes der Kalkalpen die Eintragung von Faziesgrenzen nicht erforderlich.

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

der Niederkaiser und die südliche Randzone des Kaisergebirges weisen vorwiegend Ramsaudolomit auf (Ampferer, 1933, S. 40) und gehören daher zur Übergangszone zur Dachsteinkalkfazies [1]). Zweifellos gehören zur Dachsteinkalkfazies die auf Blatt „Rattenberg" gelegenen Triasberge südlich des Inntales und der Gaisberg (Ampferer, 1907); denn diese Gebiete weisen durchwegs Ramsaudolomit auf. Die Faziesgrenze habe ich bei Wörgl südlich des aus Wettersteinkalk bestehenden Grattenbergls gezogen. Am W-Rande der P. K. verläuft die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies wohl N—S, da gegen W in gleicher geographischer Breite das Heimatgebiet der Inntaldecke des Karwendelgebirges anschließt, welche typisch Nordtiroler Fazies aufweist.

Im Roßfeldgebiet und in der Osterhorngruppe ist die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und der Dachsteinkalkfazies unter den mächtigen Oberalmschichten und Neokomgesteinen verborgen, so daß ihre genaue Lage nicht angegeben werden kann. Jedenfalls weist der N-Teil der Göllgruppe (Kehlstein und P. 2245) bereits typische Dachsteinkalkfazies auf. In der Osterhorngruppe zeigt die Trias im Alm-, Hintersee- und Zinkenbachtal typische Hauptdolomitfazies, während der S-Rand (Einbergzug) bereits Dachsteinkalkfazies aufweist (Plöchinger, 1953 a, Tafel XV). Östlich der Osterhorngruppe ist die Faziesgrenze unter der Gamsfelddecke verborgen. Östlich von Ischl verläuft sie nicht an der Überschiebung der Decke des Toten Gebirges, sondern bereits innerhalb der Gruppe der Hohen Schrott. In der geol. Spezialkarte „Ischl und Hallstatt" ist der Kamm der Hohen Schrott als Hauptdolomit, in der Karte bei Kittl, 1903, als Dachsteinkalk eingetragen. Letztere Eintragung ist insofern richtiger, als der Kamm der Hohen Schrott aus Kalken besteht. Ob diese Kalke mehr das Aussehen von Plattenkalk oder Dachsteinkalk haben, müßte allerdings erst durch eine Begehung festgestellt werden. Der E-Teil der Gruppe der Hohen Schrott zeigt bereits Dachsteinkalkfazies (Ganss, 1937). Da nach der geol. Spezialkarte von Mojsisovics im W-Teil der Gruppe noch Kössener Schichten auftreten, rechne ich ihn noch zur Hauptdolomitfazies. Wahrscheinlich läßt sich der Faziesübergang in der Hohen Schrott ebenso schrittweise verfolgen wie im S-Teil der Kammerkergruppe.

Die Grenze zwischen der Gesäusefazies (geschichtete Dachsteinkalke) und der Riff-Fazies innerhalb der Dachsteinkalkfazies wurde hauptsächlich deshalb in der P. K. nicht eingetragen, weil sich zwischen beiden Gebieten meist ein breiter Streifen einschaltet, in dem der tiefere Teil der Obertrias aus Riffkalk, der höhere aus geschichtetem Dachsteinkalk besteht. Siehe besonders die geolog. Spezialkarte Blatt „Liezen", auf der Geyer den geschichteten Dachsteinkalk und den Dachsteinriffkalk getrennt hat. Eine weitere Schwierigkeit für die Einzeichnung einer Grenze ist darin gelegen, daß auf keiner geologischen Karte diese Grenze auf den Plateauflächen des Hagen- und Tennengebirges eingetragen ist.

Im allgemeinen liegt die Riff-Fazies südlich der Gesäusefazies. Gänzlich der Gesäusefazies gehören an: Loferer und Leoganger Steinberge, Hochkalter

---

[1]) Der Umstand, daß die Mitteltrias des Wilden und Zahmen Kaisers aus Wettersteinkalk und nicht aus Ramsaudolomit besteht, spricht auch gegen eine von S herangeschobene Decke; denn unmittelbar südlich des Kaisergebirges beginnt bereits die Ramsaudolomit-Fazies.

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

und Watzmann, fast ganz das Steinerne Meer. Hingegen wird der Hochkönig gänzlich aus Riffkalken aufgebaut. Im Hagen- und Tennengebirge gehört der N-Teil der Gesäusefazies, der S-Teil der Riff-Fazies an. Nach Fugger (1915, S. 427) verläuft an der W-Seite des Tennengebirges die Grenze zwischen beiden Arten des Dachsteinkalkes südlich von Stegenwald.

An der S-Seite scheint das Hochkönigriff ähnlich wie an der N-Seite von geschichteten Dachsteinkalken begleitet zu sein. Nach Gillitzer (1912, S. 178) weist der Dachsteinkalk der Reiteralm eine deutliche Bankung auf; dasselbe gilt nach Schlager (1930, S. 348) für den Dachsteinkalk des Untersberges.

Die als „Hallstätter Kalk-Fazies" zusammengefaßten Faziesgebiete: Zlambachfazies, Aflenzer Fazies und Salzbergfazies haben nur das gemeinsam, daß in allen diesen Gebieten neben mehreren anderen Gesteinen auch sehr verschieden aussehende Kalke vorkommen, die wegen des Auftretens von Hallstätter Ammoniten oder Halobien als Hallstätter Kalke bezeichnet werden. Sonst aber sind diese drei Faziesgebiete voneinander so verschieden, daß es nicht unbedingt nötig ist, daß sie einen zusammenhängenden Ablagerungsraum hatten.

Ich habe daher S. 53 angenommen, daß die Zlambachfazies eine lokale, allseits von Dachsteinkalk umgebene Bildung darstellt.

Die Fazies der Werfener Schuppenzone wird im Sinne von Hahn (1913 a, S. 321) als Aflenzer Fazies bezeichnet, obwohl die Übereinstimmung mit der an der S-Seite der Bürgeralpe bei Aflenz auftretenden Triasfazies keine vollständige ist. Aber immerhin bestehen folgende Beziehungen zur typischen Aflenzer Fazies:

1. Meist ziemlich mächtige Halobienschiefer (Reingrabner Schiefer), aber keine Lunzer Sandsteine in der Karnischen Stufe.

2. Karnische Hornsteinknollenkalke (Hüpflinger Kalke) (Bittner, 1884, Spengler, 1914, S. 295, Trauth, 1926, S. 176—177, Grubinger, 1953, S. 149). Die Hüpflinger Kalke kommen zwar in dem Profil der Bürgeralpe bei Aflenz nicht vor, wohl aber in dem sonst ähnlichen Profil des Hüpflinger Halses in den südlichen Gesäusebergen (Bittner 1886).

3. Dunkle Hornsteinkalke der norischen Stufe, welche von Sickenberg (1928, S. 116) vom Gipfel des Schobersteins beschrieben werden, und die Plöchinger (1952, S. 157) durch die Auffindung von *Halorella pedata* als Pedatakalke bestimmen konnte, entsprechen den Aflenzer Kalken des Profiles der Bürgeralpe, welche gleichfalls *Halorella pedata* geliefert haben (Spengler 1920, S. 226).

Der wichtigste Unterschied der Fazies der Werfener Schuppenzone von derjenigen bei Aflenz ist das Auftreten von Hallstätter Kalken, was ja bei der Nachbarschaft zur typischen Hallstätter Fazies (Salzbergfazies) nicht zu wundern ist (Bittner, 1884, Trauth, 1926, S. 184—186, Plöchinger, 1948, S. 31, 32, 1952, S. 157).

Wenn hier die Fazies der Werfener Schuppenzone als Aflenzer Fazies bezeichnet wird, so soll damit keineswegs gesagt sein, daß im Triasmeer eine räumliche Verbindung mit der Trias bei Aflenz bestand. Wahrscheinlicher ist es, daß beide Räume durch ausgedehnte Gebiete getrennt waren, in denen typische Hallstätter Fazies zur Ablagerung gelangte.

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

Wie die P. K. zeigt, rechne ich zur Aflenzer Fazies nicht nur die Werfener Schuppenzone, sondern in dem Zwischenraume zwischen Tennen- und Dachsteingebirge auch einige Triasmassen, die jetzt oberhalb der „Hochalpinen Überschiebung" liegen (Pailwand, Schoberstein, Gwechenberg, Zwieselalpe).

Bei Aflenz ist der Übergang der Pedatakalke in Dachsteinriffkalk auf einer Strecke von wenigen Kilometern in der Westwand des Schönleitenplateaus unmittelbar aufgeschlossen (Spengler 1920, S. 230; Taf. IV, Profil I). Es ist möglich, daß auch am Ostende des Tennengebirges ein ähnlicher rascher Übergang aus Dachsteinriffkalk in Pedatakalk bestand, der erst durch die Bildung des „Schubkeiles des Lammertales" zerrissen wurde.

Von der Salzbergfazies (typischen Hallstätter Fazies) war der Ablagerungsraum der Aflenzer Fazies durch einen von W hereinragenden Sporn von Dachsteinkalkfazies getrennt, der den Hohen Göll, den Gollinger Schwarzen Berg und die Zaimberge im Mandlingzug aufbaut. Östlich dieses Spornes vereinigte sich wohl ohne scharfe Grenze die Aflenzer Fazies mit der Salzbergfazies. Da uns aus diesem Raume gar keine Gesteine erhalten geblieben sind, ist es unmöglich, die Lage der Grenze zwischen Aflenzer und Salzbergfazies auch nur annähernd anzugeben.

Die Salzbergfazies ist vor allem durch das salzführende Haselgebirge und darüber durch eine geringmächtige, an bunten Ammonitenkalken in der oberanisischen, karnischen und norischen Stufe reiche, von terrigenen Einschwemmungen fast freie Schichtenfolge ausgezeichnet, die aber nach den Untersuchungen von W. Schwarzacher nicht in der Tiefsee, sondern in verhältnismäßig seichtem Meere abgelagert wurde. Die Salzbergfazies ist zum großen Teil in der mittleren Kreide als Hallstätter Decke nach N gewandert, dort aber durch die Erosion sehr weitgehend zerstört und durch das Darüberschieben der Reiteralm- und Dachsteindecke unseren Blicken zum großen Teile entzogen worden, so daß nur verschwindend wenig von dem überliefert ist, was in dem großen Faziesraum der Salzbergfazies abgelagert wurde.

Ergebnisse:

1. Die Breite des Ablagerungsraumes der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich mit der heutigen Breite der Kalkalpen.

Durch Abmessen auf der P. K. ist es möglich, für jeden Meridian des dargestellten Gebietes die ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes und dadurch das Ausmaß der durch die Orogenese hervorgerufenen Verschmälerung festzustellen. Als Beispiel soll dies in der folgenden Tabelle für die Meridiane von Kufstein, Berchtesgaden und Hallstatt durchgeführt werden. Da aber die Unterschiede zwischen der ursprünglichen und der heutigen Breite bei den einzelnen tektonischen Einheiten sehr verschieden groß sind, sind die ursprünglichen und die heutigen Breiten für die einzelnen Decken getrennt angegeben. Die Zahlen bedeuten Kilometer.

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

	Kufstein		Berchtesgaden		Hallstatt	
	vor der Orogenese	heute	vor der Orogenese	heute	vor der Orogenese	heute
Allgäudecke	48 (38)	1·5	51 (35)	0	27 (25) ?	0
Lechtaldecke.....	39	13	18·8	0	12·8	3
Staufen—Höllengeb.-D.	37·5	23·1	48·6	40·6	63	43
Werfener Schuppenz. .	—	—	—	—	18·6	4
Reiteralmdecke	—	—	40·5	34·7	—	—
Zwischenraum	—	—	—	—	21·8	0
Hallstätter Decke	—	—	30	26	58 (67)	30
Gesamtbreite ...	124 (114)	37·6	189 (173)	40·6	199 (210) ?	50

Erläuterungen zur Tabelle:

Die eingeklammerten Zahlen bei „Allgäudecke" gelten für den Fall, daß sich der Ablagerungsraum dieser Decke von den Allgäuer Alpen bis zum Inntal stetig um 10 km verschmälert (siehe S. 8) und sich auch auf der Strecke zwischen den Meridianen von Kufstein und Berchtesgaden in gleichem Sinne verschmälert und daher auch der in der P. K. des II. T. eingezeichnete Ablagerungsraum des sichtbaren Teiles der Allgäudecke um einen Winkel von 6° im Sinne des Uhrzeigers gedreht werden muß. Die in der Kolonne „heute" eingesetzten Zahlen beziehen sich auf die heutige Breite des an der Erdoberfläche sichtbaren Teiles der Decke. Bei der Allgäudecke ist der Unterschied zwischen beiden Kolonnen deshalb so groß, weil im Meridian von Kufstein etwa 40 (30) km der Allgäudecke unter den höheren Kalkalpendecken verborgen sind. Im Meridian von Berchtesgaden wurde angenommen, daß 45 (35) km der Allgäudecke unter den höheren Decken verborgen sind; der Rest entfällt auf die durch die Erosion zerstörte Stirn der Allgäudecke und die gänzlich unter der Allgäudecke liegende Randschuppe. Das bedeutet aber nicht, daß die Allgäudecke 40 (30) km bzw. 45 (35) km weit unter den höheren Kalkalpendecken nach S reicht. Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Allgäudecke in sich mehrfach geschuppt unter der Lechtaldecke liegt. Das Fragezeichen bei „Allgäudecke" im Meridian von Hallstatt bedeutet, daß wir dort keine Anhaltspunkte für die Breite des Ablagerungsraumes dieser Decke haben. Die oben eingesetzten Zahlen ergeben sich aus der halbwegs sicheren Annahme, daß die Ternberger Zone im Steyrtale dem sichtbaren Teile der Allgäudecke entspricht. Wie ich zu den Zahlen 27 (25) gelange, kann erst im III. Teile der Arbeit erläutert werden.

Die bedeutende Verschmälerung der Lechtaldecke durch die Orogenese im Meridian von Kufstein ist auf ihre starke Faltung und vor allem darauf zurückzuführen, daß ein beträchtlicher Teil dieser Decke unter der Staufen—Höllengebirgs-Decke verborgen ist (S. 17). Außerdem sind wohl an der Stirn einige Kilometer abgetragen. Im Meridian von Berchtesgaden ist vielleicht ähnlich wie bei der Allgäudecke der größte Teil unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen und ein kleiner Teil an der Stirn abgetragen. Es kann aber auch die ganze Lechtaldecke unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verborgen sein. Im Meridian von Hallstatt ist die Breite des Ablagerungsraumes der Langbathscholle und des verkehrten Mittelschenkels der Liegendfalte des Höllengebirges in der Zahl 12·8 enthalten, in der Zahl 3 jedoch nur die heutige Breite der Langbathscholle in diesem Meridian.

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

Im Meridian von Kufstein ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke von Kohlstatt bei Kiefersfelden bis zum S-Rande des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol gemessen und die Verschmälerung durch die Orogenese ist auf die Überschiebungen am N- und S-Rand der Kaisergebirgsscholle und auf deren muldenförmige Verbiegung zurückzuführen. Im Meridian von Berchtesgaden ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande des Staufen bis zum S-Rande des Hochkönigs gemessen. Der Ablagerungsraum wurde um 8 km breiter gezeichnet als die heutige Breite, da die Verschmälerung durch Faltung und Schuppung auf 4 km und die Rückwitterung an der Stirn und südlich vom Hochkönig gleichfalls auf 4 km geschätzt wurde. Im Meridian von Hallstatt ist die Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke vom N-Rande des Höllengebirges bis zum S-Rande der Scheichenspitze in der Dachsteingruppe gemessen. Die Verschmälerung durch die Orogenese beträgt hier 20 km, da in diesem Betrag außer verschiedenen Faltungen und Schuppungen die Schubweite der Dachstein-Gamsfeld-Decke (S. 49) enthalten ist.

Im Meridian von Berchtesgaden ist die Reiteralmdecke vom N-Rande des Untersberges bis zum S-Rande der Deckscholle im Hochkönigbiet (Heißel 1953) gemessen, die Hallstätter Decke von Reichenhall bis zum S-Rande der kleinen Klippe von Hallstätter Kalk südlich des Obersees (Lebling 1935, S. 27). Die heutige Gesamtbreite ist in diesem Meridian gleich der Breite der Staufen-Höllengebirgs-Decke, da die Juvavischen Decken gänzlich auf dieser Decke liegen, „Ultradecken" im Sinne von Ampferer sind.

Im Meridian von Hallstatt wurde die Werfener Schuppenzone auf mehr als ein Viertel durch die Orogenese verschmälert. Der größte Teil der Schuppen ist hier unter den nächsthöheren Schuppen oder unter der Dachsteinmasse verborgen. Das im Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Werfener Schuppenzone und der Hallstätter Decke abgelagerte Sediment ist wahrscheinlich gar nicht als Decke nach N gewandert, sondern in seiner Heimat südlich vom Mandlingzug der Abtragung zum Opfer gefallen. Die eingeklammerte Zahl bei der Hallstätter Decke gibt die Breite des Ablagerungsraumes an, wenn der Ablagerungsort des Rettensteins 22 km südlicher lag als derjenige des Plassen (S. 41). Die Verschmälerung durch die Orogenese ist hier sehr stark, weil sich neben Faltung und Schuppung die Einschuppung der Hallstätter Decke durch die Dachstein-Gamsfeld-Decke bemerkbar macht.

Nach der obigen Tabelle beträgt somit die relative tektonische Abwicklung (im Sinne von Arnold Heim, 1916, S. 477) im Meridian von Kufstein 3·3 (3·0), im Meridian von Berchtesgaden 4·6 (4·3), im Meridian von Hallstatt 4·0 ? [1]). Im Meridian von Kufstein ist sie nur deshalb geringer, weil dort keine Juvavischen Decken vorhanden sind. Auch im Meridian von Innsbruck ist sie mit 3·6 (I. T., S. 57) wegen des Vorhandenseins der Inntaldecke größer als im Meridian von Kufstein.

Es sollen nun Betrachtungen darüber angestellt werden, wie weit der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken nach S reichte. Zuerst muß festgestellt werden, daß wir selbst dann, wenn wir für das Mesozoikum dieselbe Pol-Lage annehmen wie heute, keine Anhaltspunkte über die geographische Breite haben, in der das Meer lag, in dem die Sedimente der Kalkalpen abgelagert wurden. Es können daher hier nur relative Beziehungen festgestellt werden. In relativ zueinander bewegten Massen kann man nach Belieben eine als fix betrachten und die Bewegungen auf diese als fix betrachtete Masse beziehen. Wir betrachten als fix den Mandlingzug, der dem südlich angrenzenden metamorphen oberostalpinen Paläozoikum (Pinzgauer Phyllit und dem darunter liegenden Radstädter Quarzphyllit-Quarzit nach Trauth, 1926, S. 109) normal aufgelagert ist [2]) und dadurch gegenüber dem oberostalpinen Kristallin keine bedeutende Horizontalverschiebung erfahren hat.

---

[1]) Im Meridian von Hallstatt wurde mit Rücksicht auf die schwer zu schätzende Breite der Allgäudecke nur der kleinste Wert mit ? eingesetzt.

[2]) Das zeigt die von Trauth festgestellte Tatsache, daß der Triasdolomit des Mandlingzuges mit Werfener Schichten dem Pinzgauer Phyllit aufgelagert ist (Karte Tafel II bei Trauth 1926 und Profile 20, 22, 24, 32, 33, 34 sowie Fig. III auf S. 49 bei Trauth 1928).

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

Nach der P. K. liegen die Ablagerungsorte des Hohen Göll und des Gr. Hundshorns im S-Teil der Reiteralmdecke annähernd in derselben geographischen Breite wie der Mandlingzug bei Radstadt, u. zw. ist der Ablagerungsort des Hohen Göll 31·5 km, derjenige des Gr. Hundshorns 61·5 km von Radstadt entfernt. Der Ablagerungsort des Hohen Göll lag daher in der Gegend der Dienter Alm (südlich vom Hochkönig), derjenige des Gr. Hundshorns 2 km östlich von Saalbach. Gegenwärtig liegt der Hochkönig nur 3·5 km nördlich der Dienter Alm, nach der P. K. hingegen lag der Ablagerungsort des Hochkönigs 25·5 km nördlicher und 8 km westlicher als die Dienter Alm.

Die größere Entfernung in N—S-Richtung ergibt sich aus der Abwicklung der südvergenten Überschiebungen am S-Rande der Kalkalpen, die westlichere Lage aus der Rückgängigmachung der tektonischen Verkürzung im Streichen (junger Westschub des Hohen Göll [S. 36], N—S streichende Mulde zwischen Tennen- und Dachsteingebirge). Der Südschub des Hochkönigs erfolgte wohl an den Schubflächen zwischen den einzelnen Fazies der Werfener Schichten, die Heißel in seiner Karte des W-Endes des Mitterberger Kupfererzganges (1947) eingetragen hat.

Somit lag der Ablagerungsort des Hochköniggipfels etwa 3 km westlich von Berchtesgaden.

Wo lag nun der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke? Der Ablagerungsort des Hochkranz lag 47 km südlich und 4 km östlich desjenigen des Gr. Hundshorns, d. h. — bezogen auf die heutige Karte — an einem Punkte, der 12 km südlich vom Großglockner und 3 km nördlich vom Hochschober liegt. Der Ablagerungsort des Sandlings lag 20 km südlich und 19 km östlich von Radstadt, d. h. bei Kocher im Lignitztal in den Niederen Tauern, derjenige des Plassen 59 km südlicher und 10 km östlicher als Radstadt, d. h. in der Gegend des Tschirnock (Schirneck) südlich von Gmünd in Kärnten, derjenige des Rettensteins 75 km südlich und 7 km östlich von Radstadt, d. h. 2 km östlich von Stockenboi in Kärnten [1]).

Es soll nun festgestellt werden: Welcher Raum steht uns für den Ablagerungsraum der Juvavischen Decken zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug zur Verfügung? Der Hochkönig ist heute vom N-Rand des Drauzuges bei Dellach im Drautale 75 km entfernt. Nach obigen Ausführungen betrug aber die Entfernung vor der Orogenese um 22 km mehr, also 97 km. Nun ist aber weiter zu berücksichtigen, daß das oberostalpine Kristallin über dem Tauernfenster ein Gewölbe bildet und der Bogen länger ist als die Sehne. Wenn wir in dem Querprofil durch die Ostalpen bei H. P. Cornelius 1940 die Länge der aufgewölbten Unterfläche des oberostalpinen Kristallins abmessen, so zeigt es sich, daß dieser Bogen um 5 km länger ist als die zugehörige Sehne. Dadurch erhöht sich die Breite des zur Verfügung stehenden Raumes auf 102 km. Es ist aber außerdem wahrscheinlich, daß das oberostalpine Dach des Tauernfensters kein einfaches Gewölbe bildete, sondern in sich gefaltet und geschuppt war. 102 km ist also als Mindestbreite des zur Verfügung stehenden Raumes zu betrachten [2]).

---

[1]) Es wurde nur der kleinere Wert (13 km Zwischenraum) in Betracht gezogen, der mir auch sonst wahrscheinlicher dünkt.

[2]) Selbstverständlich liegen auf Grund dieser Erwägungen die Ablagerungsorte der oben angegebenen Gipfel der Hallstätter Decke (Hochkranz, Sandling, Plassen, Rettenstein) um einige Kilometer nördlicher als dort angegeben wurde.

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

In diesem Raume hat somit der im Meridian von Berchtesgaden nach der Tabelle 70·5 km breite Ablagerungsraum der Juvavischen Decken bequem Platz, und es ist südlich von diesem noch Raum für den Übergang von der Hallstätter Kalk-Fazies zu der Fazies des Drauzuges, die bekanntlich nicht die geringste Ähnlichkeit mit der Hallstätter Kalk-Fazies aufweist, sondern der Hauptdolomitfazies nahesteht. Etwas knapper ist der Raum weiter im E, aber auch dort ist nördlich des Drauzuges Platz für den Ablagerungsraum der Hallstätter Decke vorhanden.

Ernstliche Schwierigkeiten hingegen bereitet die Tatsache, daß der Raum, welcher sich nach meiner Rekonstruktion für die Heimat des südlichen Teiles der Hallstätter Decke ergibt, zum Teil durch die Trias von Innerkrems (Holdhaus 1921) und Paal (Thurner 1935) besetzt ist. Obwohl Letztere nicht durch Fossilien belegt ist, besteht doch an dem triadischen Alter kein Zweifel, da Stowasser (1945) den Zusammenhang mit der Trias von Innerkrems nachgewiesen hat. Den ganzen Zug bezeichnet man mit Stowasser am besten als Stangalpen-Mesozoikum, da er über der Trias auch etwas Jura angetroffen hat (S. 206). Der Ablagerungsraum der (erst im III. Teil der Arbeit zur Darstellung kommenden) Hallstätter Deckschollengruppe von Mitterndorf lag etwa 48—56 km südlich des Mandlingzuges, aber die von der Hallstätter Trias faziell sehr verschiedene Stangalpentrias nimmt gegenwärtig einen Raum ein, dessen N-Rand 40 km und dessen S-Rand 67 km südlich des Mandlingzuges liegt.

Es bestehen hier folgende Möglichkeiten der Erklärung:

A. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag nördlich desjenigen des Stangalpen-Mesozoikums.

1. Die Entfernung des Ablagerungsraumes der Hallstätter Decke vom Mandlingzug war doch kleiner als oben angegeben wurde. Das ist besonders dann möglich, wenn man annimmt, daß die Hallstätter Decke eine Gleitdecke war (S. 64) und schon bei ihrer Bewegung zerrissen ist, so daß ihre Stirn (Raschberg—Sandling) im Vergleich zu ihren rückwärtigen Teilen (Plassen, Mitterndorf) vorausgeeilt ist. Dann braucht man im Ablagerungsgebiet den Zwischenraum zwischen Raschberg—Sandling einerseits und Plassen—Mitterndorf anderseits nicht so groß anzunehmen wie in der P. K.

2. Der kristalline Untergrund, auf dem die Hallstätter Trias abgelagert wurde und der jetzt die Niederen Tauern aufbaut, ist nach Abwanderung der Hallstätter Decke durch heute nicht mehr erkennbare Faltungen so stark verschmälert worden, daß der ursprünglich wesentlich größere Abstand zwischen dem Mandlingzug und der Trias von Paal auf sein heutiges Maß verkürzt wurde.

3. Der Abstand zwischen Mandlingzug und Trias von Paal ist heute dadurch so klein, daß das Stangalpen—Mesozoikum unter der Belastung durch die Decke des Stangalpen-Karbons aus seinem Ablagerungsraum nach N verschleppt wurde. Vergleiche dazu die von Thurner und Stowasser beschriebenen Phyllonite, welche auf eine starke tektonische Durchbewegung des Stangalpen-Mesozoikums hindeuten.

B. Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke lag südlich desjenigen des Stangalpen-Mesozoikums, und zwar im Hangenden des früher viel ausgedehnteren Stangalpen-Karbons. Das würde etwa der Vorstellung entsprechen, welche Fallot 1953 für die Trias der Inntaldecke geäußert hat,

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

die nach seiner Hypothese ursprünglich über dem Karbon des Nößlacher Jochs lag, welches in tektonischer Hinsicht dem Stangalpen-Karbon analog ist, so daß beide Karbonvorkommen von Staub (1924) zur „Steirischen Decke" gerechnet werden. Nach der Hypothese B lag somit der Ablagerungsraum des Stangalpen-Mesozoikums zwischen demjenigen der Dachsteinkalk-Fazies und der Hallstätter Kalk-Fazies. In diesem Falle aber wäre der Übergang der Dachsteinkalk-Fazies in die Hallstätter Kalk-Fazies am S-Rande der Dachsteingruppe schwer verständlich. Außerdem müßte die Schubweite der Hallstätter Decke noch größer angenommen werden als S. 35 in Abb. 5, Profil 2 und S. 64 angegeben ist.

C. Der Ablagerungsraum nicht nur der Hallstätter Decke sondern auch der gesamten übrigen Kalkalpen lag südlich des Stangalpen-Mesozoikums. Das würde (bei gleichzeitiger Annahme des Tauernfensters) der Ansicht von Thurner (1935, S. 228) entsprechen, daß „alle diese paläozoischen Schubmassen, welche das Mesozoikum von Semmering, Thörl, Radstadt, Innerkrems und Murau überlagern, gleiche tektonische Stockwerke sind". Oder mit anderen Worten, das Stangalpen-Mesozoikum wäre unterostalpin, wenn auch samt ihrer kristallinen Unterlage eine höhere unterostalpine Decke als das Mesozoikum der Radstädter Tauern. Faziell würde diese Lösung insofern befriedigen, als die Stangalpentrias — auch in bezug auf ihre Metamorphose — derjenigen der Radstädter Tauern ähnlicher sieht als derjenigen der Nördlichen Kalkalpen (nach Stowasser, S. 201, „Bockbühelschiefer"=„Pyritschiefer"). Anderseits allerdings spricht das Auftreten von magmatischem Material (Tuffite nach Stowasser, S. 202) ebenso wie in den Unterengadiner Dolomiten eher für eine Beziehung zu der südalpinen Trias. Aber die Hypothese C hätte zur Folge, daß auch der größte Teil des Kristallins der Muralpen als unterostalpin zu betrachten wäre, was eine äußerst einschneidende und sonst schwer zu rechtfertigende Änderung unserer Anschauungen über den Deckenbau der Ostalpen bedeuten würde.

Ich möchte daher den Erklärungsversuch A als den einfachsten und wahrscheinlichsten betrachten, wobei A_1, A_2 und vielleicht A_3 zusammengewirkt haben, um den Abstand zwischen Mandlingzug und Stangalpen-Mesozoikum zu verkürzen.

Wir gelangen daher zu dem Ergebnis: Der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke lag einst über der Grauwackenzone, derjenige der Hallstätter Decke über dem oberostalpinen Kristallin, das einst das Dach des Tauernfensters bildete. Das ist ein wichtiger neuer Beweis für die Existenz des Tauernfensters. Denn die Gegner des Tauernfensters müßten in dem Raume zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug außer dem Ablagerungsraum der Juvavischen Decken noch die Ablagerungsräume des Mesozoikums der Radstädter Tauern und der Schieferhülle der Hohen Tauern unterbringen. Das wäre aber nur möglich, wenn der Raum zwischen dem S-Rande der Kalkalpen und dem Drauzug im Mesozoikum etwa dreimal so breit gewesen wäre wie heute. Es müßte daher eine gewaltige Zusammenpressung dieses Raumes erfolgt sein, die aber nicht auf die Hohen Tauern beschränkt gewesen sein könnte, sondern auch in den Muralpen östlich vom Katschberg erfolgt sein müßte. Denn wenn im Meridian von Radstadt der Raum zwischen

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

Nördlichen Kalkalpen und Drauzug auf ein Drittel zusammengepreßt wurde, muß dasselbe auch für die Muralpen gelten. Dort aber sind — abgesehen von der sich aus der Anwesenheit des Stangalpen-Mesozoikums ergebenden, verhältnismäßig bescheidenen jungen Verschmälerung der Schladminger Gneismasse — keine Anzeichen einer so starken alpidischen Zusammenpressung der Zentralalpen vorhanden. Man denke z. B. an die ruhige Lagerung des Mesozoikums des Krappfeldes in Nordkärnten.

Dieses Ergebnis ist aber gleichzeitig eine Bestätigung des Zutreffens der südvergenten Überschiebungen im Bereiche der Werfener Schuppenzone. Denn erst durch die Rückgängigmachung dieser Überschiebungen erhält der Raum zwischen dem S-Rande des Hochkönigs und dem Drauzug die für die Aufnahme des Ablagerungsraumes der Juvavischen Decken notwendige Breite.

Wie aber steht die Sache bei Annahme der Ansicht von Kober und Grubinger, daß die Schuppen südlich des Tennengebirges Teile der Bajuvarischen Decken sind? Vorausgeschickt sei, daß Kober mit mir in dem Punkte einig ist, daß der Drauzug südlich des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurde (1955, S. 268). Dann muß nicht nur der Ablagerungsraum der Juvavischen Decken, sondern auch der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Tirolischen Decke) in dem Zwischenraum zwischen dem S-Rande der Werfener Schuppenzone und dem Drauzug gelegen gewesen sein. Wie sich aus der Tabelle auf S. 58 ergibt, muß dieser Zwischenraum im Meridian von Berchtesgaden mindestens 119 km breit gewesen sein, d. h. wir kommen mit dem S-Rande des Ablagerungsraumes der Juvavischen Decken weit über den Drauzug hinaus bis in die Gegend von Tolmezzo in Italien! Kobers Auffassung führt also zu ähnlichen Schwierigkeiten in der Platzfrage wie die Ansicht der Gegner des Tauernfensters.

2. Phasen der Verschmälerung durch die Orogenese

Die Zahlen der Tabelle bedeuten die beiläufige Breite der Kalkalpen in den angegebenen Zeitpunkten in km.

	Kufstein	Berchtesgaden	Hallstatt
Vor der Orogenese	114	173	199?
Nach dem Gault	112	141	139?
Nach dem Cenoman und Turon (?)	86	92	128?
Kreide—Tertiär-Grenze	84	92	116?
Nach dem Unteroligozän	43	53	75
Nach dem Aquitan.....	40	45	75
Heutige Breite	37·6	40·6	50

In der Reihe „Vor der Orogenese" wurden nur die kleineren Zahlen aus der Tabelle S. 58 in Betracht gezogen. In der Kolonne „Hallstatt" wurden die Zahlen in den ersten vier Reihen mit ? versehen, weil in diesen Zahlen der ganz unsichere Posten „Allgäudecke" (Tabelle S. 58) enthalten ist.

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

Die Verschmälerung nach dem Gault ist durch die Bewegungen in Stilles „Austrischer Phase" bedingt. Dazu gehören: 1. Die vorcenomane Faltung im N-Teil der späteren Lechtaldecke. Die Verschmälerung durch diese Faltung wurde ziemlich willkürlich auf 2 km geschätzt. 2. Die Überschiebung der Hallstätter Decke. Die Hallstätter Decke ist die älteste Decke der Kalkalpen [1]) und gleichzeitig diejenige mit der größten Schubweite (etwa 80 km). Daß sich die Hallstätter Decke bereits in der Austrischen Phase gebildet hat, ergibt sich vor allem aus den Beobachtungen von Medwenitsch (1949, S. 5), daß die oberneokome Sedimentärbreccie des Ischler Salzberges bereits Gerölle von typischem Hallstätter Kalk enthält [2]). Die große Schubweite ergibt sich daraus, daß sie im Meridian von Berchtesgaden die Ablagerungsräume der späteren Reiteralmdecke und der späteren Staufen-Höllengebirgs-Decke bis in die Gegend von Reichenhall überfahren hat und im Meridian von Hallstatt bis zum Ischler Salzberg vorgedrungen ist. Ich glaube, daß die Hallstätter Decke genetisch ein Gebilde anderer Art ist als die jüngeren Decken. Für die jüngeren Decken scheint mir die von Ampferer begründete Unterströmungstheorie (I. T., S. 59) die beste Erklärung zu bieten. Ich glaube — im Gegensatz zu Kraus — daß die penninischen und unterostalpinen Gesteine von N her unter den Kalkalpen hindurch bis in den Raum des späteren Tauernfensters unterschoben wurden. Aber die Hallstätter Decke ist ein so dünnes und gebrechliches Gebilde, daß ich mir nicht vorstellen kann, daß hier der kompakte Untergrund das Bewegte und die Decke das Ruhende war. Ich möchte vielmehr die Hallstätter Decke als eine Gleitdecke betrachten, bei der das so bewegliche Haselgebirge als Gleithorizont gedient hat. Ich stelle mir vor, daß das sehr langsame Abgleiten der Hallstätter Decke durch eine flache Hebung in ihrem Heimatgebiet (welches dem oberostalpinen Anteile der heutigen Zentralalpen entspricht) veranlaßt wurde. Dadurch wurde das Gefälle geschaffen, welches für das Abgleiten durch Gravitationswirkung erforderlich ist. In derselben Weise erklärt P. Fallot die Entstehung der Juvavischen Decken [3]). Selbstverständlich hatte diese der Austrischen Phase angehörige Aufwölbung nichts mit der heutigen Kuppelform der Hohen Tauern zu tun. Diese ist wohl jünger als der Deckenbau, wie besonders Clar (1953, S. 98) dargelegt hat.

In der vorgosauischen, nach dem Cenoman und Turon (?) eingetretenen Gebirgsbildungsphase, welche offenbar Stilles „Subherzynischer Phase" entspricht, ist im Bereiche des Meridians von Kufstein die Eigenfaltung der späteren Lechtaldecke und des Guffert—Pendling-Zuges eingetreten. Daß nur ein kleiner Teil der Faltung innerhalb der Lechtaldecke vorcenoman, die Hauptfaltung aber in dem Zeitraum zwischen dem Cenoman und der Ablagerung der Gosauschichten erfolgt ist, ergibt sich aus der

---

[1]) Auch nach Del-Negro ist die Hallstätter Decke die älteste Decke (1955, S. 20).

[2]) Eine ähnliche Beobachtung hat Kühnel (1929, S. 473) in den Grundkonglomeraten der Oberalmschichten im N-Teil der Göllgruppe gemacht. Doch kann ich mir nicht vorstellen, daß die Bewegung der Hallstätter Decke bereits im Malm begonnen hat. Ich vermute, daß die Hallstätterkalk-Gerölle in den Oberalmschichten Kalken entstammen, die mit dem Dachsteinkalk sedimentär verbunden sind.

[3]) „De vastes écailles glissèrent alors vers le Nord tout au long du flanc septentrional du pli de fond" ... „charriages par gravité" (Fallot 1954).

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

geol. Spezialkarte, Blatt „Kufstein"[1]). Die am G. Riesenkopf, bei Fahrenberg und bei der Schoißeralm eingezeichneten Cenomanvorkommen liegen in Muldenkernen, nur das Cenoman nördlich von Wildbarren transgrediert über Hauptdolomit. Aber die Gosauschichten am Nußlberg bei Kiefersfelden transgredieren über den Hauptdolomit im Kern des Trainsjochsattels. Im Bereiche des Guffert—Pendling-Sattels transgredieren die Gosauschichten des Brandenberger Tales, des Kegelhörndls, beim Hechtsee und an anderen Punkten über Wettersteinkalk und Hauptdolomit des Sattelkerns. Auch die Bildung der Kaisergebirgsmulde ist wohl bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt. Ferner gehört in diese Phase die Bildung der Achentaler Schubmasse mit einer 7 km betragenden Nordkomponente der Bewegung (S. 17). Um diesen Betrag ist daher schon vorgosauisch der S-Schenkel der Thierseer Mulde über den Muldenkern geschoben. Es setzt sich somit die vorgosauische Verschmälerung im Bereiche des Meridians von Kufstein aus folgenden Teilbeträgen zusammen:

1. Verschmälerung der Lechtaldecke durch Faltung ..... 15 km
2. Überschiebung des S-Schenkels der Thierseer Mulde..... 7 km
3. Verschmälerung des Guffert—Pendling-Zuges durch Faltung ..... 4 km

Summe ... 26 km

Im Meridian von Berchtesgaden erfolgte vor allem in dieser Phase die Überschiebung der Reiteralmdecke, deren Schubweite mindestens 44 km beträgt (Abb. 5, Profil 5). Der vorgosauische Anteil des Vorschubes der Staufen-Höllengebirgs-Decke, die vorgosauische Faltung der späteren Lechtaldecke und die — sehr geringe — vorgosauische Faltung der Staufen-Höllengebirgs-Decke darf man zusammen auf etwa 5 km schätzen. Daher nehme ich an, daß in dieser Phase die Kalkalpen im Meridian von Berchtesgaden um 49 km schmäler wurden.

Im Meridian von Hallstatt entfällt auf die vorgosauische Einschuppung der Hallstätter Decke unter die Dachsteindecke etwa 7 km (Spengler, 1943, S. 11) während man für die vorgosauische Faltung vielleicht 4 km annehmen kann, so daß sich eine Gesamtverschmälerung um 11 km ergibt.

An der Wende von Kreide und Tertiär (Laramische Phase Stilles) sind nach meiner Ansicht die südvergenten Schübe am S-Rande der Kalkalpen eingetreten. Im Meridian von Kufstein haben sich die Kalkalpen dadurch verschmälert, daß das dem Kaisergebirge südlich vorgelagerte Gebiet 2 km weit unter dieses hineingeschoben wurde, im Meridian von Hallstatt hat sich durch die Bildung der Werfener Schuppenzone die Breite der Kalkalpen um 12 km verkleinert. Infolge dieser Unterschiebungen von S her muß sich an der Wende von Kreide und Tertiär vorübergehend unter dem S-Teil der Kalkalpen eine kleine Verschluckungszone gebildet haben, die auf den ersten Blick für die Nordalpine Narbe von Kraus zu sprechen scheint. Aber an der Wende von Kreide und Tertiär lagen die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen noch südlich des penninischen und unterostalpinen Ablagerungsraumes (siehe den folgenden Absatz) und daher haben sich auch die südvergenten Bewegungen am Südrande der Nördlichen Kalkalpen noch südlich des penninischen und unterostalpinen

[1]) Oder aus der Geol. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee".

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

Ablagerungsraumes vollzogen und die dadurch entstandenen Schuppen wurden erst durch den großen Deckenschub in der Hauptphase der alpinen Orogenese passiv nach N transportiert. Es können daher die südvergenten Schubflächen am kalkalpinen Südrand nicht als Argument für das Vorhandensein einer Nordalpinen Narbe angeführt werden, wenn man an die Existenz des Tauernfensters glaubt.

Von der Überschiebung der Lechtal- über die Allgäudecke wissen wir eigentlich nur, daß sie jünger als das Cenoman ist. Ich glaube aber, daß es sich bei dieser gewaltigen Überschiebung um eine Bewegung handelt, welche gleichzeitig mit der Überschiebung des ostalpinen Deckensystems über das Penninische eingetreten ist, die infolge des Auftretens von Untereozän im Bündner-Schiefer-Flysch des Prätigau (Nänny, 1948) jünger als Untereozän sein muß. In demselben Sinne spricht auch die Tatsache, daß das jüngste Gestein der bayerischen Flyschzone die untereozänen Unternoggschichten sind (M. Richter, 1937, S. 140) [1].

In dieser Hauptphase der alpinen Orogenese sind im Meridian von Kufstein mindestens 32 km der Allgäudecke (und der unteren Wendelsteindecke) unter der Lechtaldecke verschwunden, während die Verschmälerung des jetzt noch sichtbaren Teiles der Allgäudecke durch Schuppung und Faltung mindestens 5 km beträgt. Die Staufen-Höllengebirgs-Decke ist um etwa 4 km vorgerückt, so daß die Gesamtverschmälerung in dieser orogenetischen Phase etwa 41 km beträgt. Im Meridian von Berchtesgaden sind mindestens 39 km der Allgäu- und Lechtaldecke unter der Staufen-Höllengebirgs-Decke verschwunden, so daß die Gesamtbreite der Kalkalpen um diesen Betrag verschmälert wurde. Im Meridian von Hallstatt setzt sich die Verschmälerung aus folgenden Beträgen zusammen:

1. Verhüllung der Allgäudecke durch die höheren Decken .	25 (?) km
2. Bildung der Liegendfalte des Höllengebirges.....	9 km
3. Überschiebung der Osterhorngruppe über die Gosauschichten des Wolfgangsee-Beckens [2]) + kleinere Schubflächen	3 km
4. Tertiäre Gamsfeldüberschiebung	4 km
Summe ...	41 (?) km

Nach dem Aquitan erfolgte als jüngste Überschiebung im Meridian von Kufstein die Überschiebung des Kaisergebirges über die Angerbergschichten am N-Fuße des Zahmen Kaisers (und die Faltung der Angerbergschichten), wodurch die Gesamtverschmälerung der Kalkalpen noch um etwa 3 km gewachsen ist.

---

[1]) Mit der Feststellung, daß die oben genannten Deckenüberschiebungen nach dem Untereozän eingetreten sind, ist natürlich noch nicht gesagt, daß sie sofort nach dem Untereozän erfolgt sind. Eine obere Grenze zur Feststellung des Alters dieser Hauptphase der alpinen Orogenese ist erst durch das Auftreten von kalkalpinen Geröllen in der mitteloligozänen unteren Meeresmolasse gegeben.

[2]) Diese Überschiebung dürfte schon vorgosauisch ihre Bewegung begonnen haben und erst nachgosauisch vollendet worden sein. Da sich aber der ältere und jüngere Anteil des Schubes schwer trennen lassen, ist die ganze Schubweite hier berücksichtigt. Wenn auch der sichtbare Teil der Überschiebung nicht bis zum Meridian von Hallstatt nach E reicht, so ist doch anzunehmen, daß die entsprechende Raumverschmälerung auch hier eingetreten ist.

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

Im Meridian von Berchtesgaden muß das letzte Vordringen der Stirn der Staufen-Höllengebirgs-Decke jünger sein als die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke. Denn nur so erklärt sich das von Max Richter (1937, S. 120) beschriebene, mit ESE-Streichen verbundene gemeinsame Verschwinden der Allgäu- und Lechtaldecke unter der Staufendecke. Die dadurch bedingte letzte Verschmälerung der Kalkalpen in diesem Meridian wurde in der Rubrik „Nach dem Aquitan" eingetragen, womit aber nicht gesagt sein soll, daß dieser letzte Schub wirklich erst nach dem Aquitan eingetreten ist. Die Schubweite wurde im Meridian von Berchtesgaden auf 8 km geschätzt.

Die kleine Differenz zwischen der Breite nach dem Aquitan und der heutigen Breite ist auf Abwitterung der Deckenstirnen am N-Rande der Kalkalpen zurückzuführen. Der Betrag der Abwitterung ist äußerst schwer zu schätzen. Dort wo heute noch Deckenstirnen erhalten sind (z. B. Höllengebirge, Katergebirge südlich des Ischltales, Untersberg) wurde bei der Konstruktion der P. K. gar keine Abwitterung an der Stirn angenommen. Dort aber, wo keine Stirnen mehr vorhanden sind (z. B. N-Rand der Lechtaldecke in den Bayerischen Alpen), wurde stets eine Abwitterung von wenigen Kilometern an der Deckenstirn angenommen (in der P. K. ist der abgewitterte Raum punktiert).

Im Meridian von Kufstein kommt nur die Abwitterung an der Stirn der Lechtaldecke in Betracht [1]). Nach der Karte hat hier die Stirn der Lechtaldecke nach dem alttertiären Deckenschub noch etwas über 2 km über den heutigen N-Rand der Allgäudecke hinausgeragt. Die Abwitterung südlich vom Gaisberg (bei Kirchberg) kommt nicht in Betracht, da die hier abgewitterten mesozoischen Gesteine nicht in der Zahl 114 enthalten sind.

Im Meridian von Berchtesgaden wurde an der Stirn der Staufendecke ein Abwitterungsbetrag von 3 km und an der S-Seite des Hochkönigs ein solcher von nur 1·4 km angenommen (was wahrscheinlich zu wenig ist), weil in so geringer Entfernung bereits der Ablagerungsraum der Reiteralmdecke eingezeichnet ist.

Im Meridian von Hallstatt wurde — sehr hypothetisch — an der Stirn der Langbathscholle eine Abwitterung von 3 km angenommen. Die zwischen dem Mandlingzuge und dem Ablagerungsraum der Hallstätter Decke durch Abtragung verschwundene Trias ist der „Zwischenraum" in der Tabelle auf S. 58. Es ist selbstverständlich ohne weiteres möglich, daß die Abtragung der einst im Zwischenraum zwischen den Sedimenten des Mandlingzuges und der Hallstätter Decke gelegenen Sedimente auch schon vor dem Aquitan erfolgt ist, wir haben gar keine Anhaltspunkte für das Alter dieses Erosionsvorganges, der eine Verschmälerung der Kalkalpen um 22 km gebracht hat.

Anhang: Bemerkungen zu den Salzkammergutprofilen bei Kober 1955

Das Manuskript zu der vorliegenden Arbeit war fast abgeschlossen, als die zweite, völlig neubearbeitete Auflage von L. Kober: „Bau und Entstehung der Alpen" erschien. In diesem Buche sind drei von Kober und

---

[1]) Die Breite der an der Stirn der Allgäudecke abgewitterten Gesteine ist in der Zahl 114 nicht mehr enthalten.

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

Medwenitsch gezeichnete Profile durch das Salzkammergut enthalten (Abb. 71 auf S. 246, Abb. 72 und 73 auf S. 249). Diese Profile entsprechen den Ansichten, die Kober in Anlehnung an Haug auch schon früher vertreten hat und gegen die ich bereits wiederholt Stellung genommen habe. Aber einige neue Angaben sind doch in diesen Profilen und in dem zugehörigen Text enthalten, die mich veranlassen, mich nochmals zu Kobers Ansicht über die Tektonik dieses Teiles der Nördlichen Kalkalpen zu äußern.

Zum „Hallstätter Diapir" (Abb. 73) sei Folgendes bemerkt: Die Hypothese des „Hallstätter Diapirs" vertrat Kober bereits 1929 und ich nahm gleich nach Erscheinen seiner Arbeit dagegen Stellung. Die Auffindung von Haselgebirge unter Dachsteinkalk beim Bau des Hallstätter Erbstollens hat ihn neuerdings in seiner Ansicht bestärkt. Wie sich aber die Aufschlüsse im Erbstollen auch mit meiner Ansicht über den Bau des Plassengebietes vereinbaren lassen, habe ich 1954, S. 74 gezeigt. Daß man beim Hallstätter Salzstock auch mit salztektonischen Bewegungen rechnen muß, habe ich bereits 1919, S. 430—437 festgestellt. Von Kober aber werden dem Hallstätter Salzlager Titanenkräfte zugeschrieben, die das Salz sonst nirgends auf der Erde hat. (Aber nur dem Hallstätter Salzlager, nicht demjenigen von Ischl und Aussee, weil ihm dort die Lagerung der Hallstätter Decke paßt.) Nach Kober hat der etwa 1 km breite Hallstätter Salzstock eine bis 4 km breite (Spengler, 1919, Taf. XV, Profil IV) und mindestens 3000 m mächtige Gesteinsmasse (Hallstätter Trias+Lias+Plassenkalk eher mehr als 1000 m, Dachsteinserie mindestens 2000 m) genau so hoch gehoben, daß der Eindruck entsteht, daß die Hallstätter Gesteine mit ihren ältesten Schichtgliedern auf den Jura der Dachsteinserie aufgeschoben sind. Diese angeblich vom Salz emporgehobene Gesteinsmasse zeigt aber keineswegs ein chaotisches Durcheinander von der Hallstätter- und Dachsteinserie entnommenen Schollen, sondern noch ganz ungestörte Schichtverbände. Da ich nachgewiesen habe, daß an der W-Seite des Brieltales die Gosauschichten mit Grundkonglomeraten die Überschiebung der Hallstätter Decke über die Dachsteindecke diskordant überlagern (1919, Tafel XV, Profil I), müßte der Hallstätter Salzdiapir bereits vor Ablagerung der Gosauschichten entstanden sein und alle folgenden gewaltigen tektonischen Beanspruchungen unversehrt überstanden haben! Das kann aber auch Kober nicht glauben, denn er schreibt S. 252: „Die Hallstätter Decke liegt weiter westlich, im Becken von Gosau, offen zutage. Die Gosau transgredierte bereits über der Hallstätter Decke. Diese ist offenbar ganz jung, jungpliozän, zwischen den Dachsteinblöcken im Salzberg emporgepreßt worden, orogenartig, wie zwischen den Backen der Schraubstöcke der Dachstein-Decke". Der letzte Satz dieses Zitates steht in unlösbarem Widerspruch mit den beiden vorhergehenden, denn dieselben Gosauschichten transgredieren im Becken von Gosau über die Dachsteinserie und über die auf ihr liegende Hallstätter Decke.

Kober erwähnt aber gar nicht die von Geyer (1916, S. 229) beschriebene Hallstätter Deckschollengruppe bei Mitterndorf, die in der östlichen Streichungsfortsetzung der Plassengruppe dieselbe Lage auf der Dachsteinmasse erkennen läßt wie die Deckscholle der Plassengruppe. Besonders überzeugend sind die Lagerungsverhältnisse des Wandlkogels (Spengler, 1919,

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

S. 444—448 und 1934). Bei Mitterndorf steht kein Salzlager zur Verfügung, das die Arbeit des Heraushebens durch die Dachsteinmasse geleistet haben könnte.

Zu Profil Abb. 72 sei zunächst vermerkt, daß es mehrfach geknickt verläuft und in den Längenverhältnissen nicht stimmt. Vom Raschberg bis zum Krippenstein verläuft es wirklich N—S und auch die Länge stimmt annähernd mit dem unten angebrachten Maßstab überein. Aber vom Krippenstein bis Filzmoos verläuft das Profil NE—SW. Die Entfernung Krippenstein—Torstein beträgt in dem Profil 5·2 km, in Wirklichkeit sind es 9·6 km. Weniger falsch ist die Entfernung Torstein—Filzmoos (im Profil 5 km, in Wirklichkeit 6·5 km). An der S-Seite des Hoferecks liegt in Kobers Profil der Mandlingzug merkwürdigerweise nördlich vom Ennstal; in Wirklichkeit liegt er hier südlich der Enns. Von der Kemathöhe nach Untertauern sind es im Profil 2·5 km, in Wirklichkeit sind beide Punkte 5 km voneinander entfernt.

Für mich sehr erfreulich ist es, daß Kobers Schüler R. Fuker im Plassenkalk des Rettensteins Nerineen fand (S. 248) [1]). Nicht erwähnt wird aber, daß ich der erste war, der auf Grund der Übereinstimmung der Gesteinsbeschaffenheit und der Lagerungsverhältnisse zwischen den Kalken des Plassen und denen des Rettensteins erkannt hat, daß auch der Rettenstein aus Plassenkalk besteht (1943a, S. 62). Wenn nun im Rettenstein beide Hallstätter Decken unterschieden werden, so ist dazu zu bemerken, daß nach den Aufnahmen von Neumann in den Trias- und Juragesteinen der S-Seite des Rettensteins mindestens fünf etwa schichtenparallele Schubflächen verlaufen (Spengler, 1954, S. 24—25). Wenn nun aber eine dieser fünf Flächen als Überschiebung der oberen auf die untere Hallstätter Decke betrachtet wird und das unter dieser Schubfläche liegende Schichtpaket unter dem Dachstein hindurch mit den Gesteinen des Zlambachgebietes verbunden wird, so ist das reine Willkür.

Daß der Rettenstein von der Dachsteinmasse überschoben wird, ist zwar richtig (Spengler, 1943a, S. 64, Abb. 2). Aber diese Überschiebung muß nachgosauisch sein (Meier und Trauth, 1936). Sie kann daher nichts mit dem vorgosauischen juvavischen Deckenbau zu tun haben, sondern gehört einer jüngeren, nachgosauischen Phase an, welche durch südvergente Bewegungen ausgezeichnet ist (Spengler, 1954, S. 26, Abb. 2).

Gegen Kobers Ansicht, daß das 100—200 m mächtige Rauhwackenband unterhalb des Rettensteins die mächtige Tirolische Trias des Tennengebirges, Hochkönigs, Steinernen Meeres usw. vertreten soll, habe ich mich auch schon 1943, S. 56 gewendet. Nach meiner allerdings auch hypothetischen, aber meiner Ansicht nach besser zu begründenden Ansicht, versinkt der Tirolische Dachsteinkalk des Tennengebirges an dessen E-Ende unter die Trias des Schobersteins und Gwechenberges, zieht unter dem großen Werfener Schiefergebiet bei Annaberg, unter der Zwieselalm und unter den Gosauschichten des Beckens von Gosau durch und taucht im Modereck (Dachsteingruppe) östlich vom Gosauschmied wieder auf. Der Tirolische Dachsteinkalk

[1]) Bei der unter meiner Führung stattgefundenen Exkursion, die sich an die Tagung der Geologischen Bundesanstalt 1952 in Schloß Tandalier anschloß, hat Prof. Kieslinger im Schutt des Rettensteinkalkes auch Nerineen gefunden.

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

bildet also eine tiefe, etwa N—S streichende Mulde, in welche im Tertiär der „Schubkeil des Lammertales" von S hineingeschoben wurde (Spengler, 1952, Abb. 2).

Zu Abb. 71 sei nur bemerkt, daß die liegende Falte des Eibenberges und der Hohen Schrott auf sehr schwachen Beinen steht, wenn die Kobersche Annahme, daß der bei Langwies im Trauntale anstehende Dachsteinkalk einen Mittelschenkel andeutet (S. 247), der einzige Anhaltspunkt dafür ist. Aus den Fallzeichen in der geologischen Spezialkarte Gmunden und Schafberg geht doch klar hervor, daß das Trauntal von Langwies bis Ebensee der Achse einer SW—NEstreichenden Mulde folgt, in deren Kern sowohl der Dachsteinkalk bei Langwies als der Lias des Erlakogels gelegen ist.

Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums[1]).

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. M. G. G. W. = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. S. B. Akad. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. D. Akad. = Denkschriften derselben Akademie. N. J. Min. Beil. Bd. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagebände. Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau. Zbl. Min. B. = Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B. Geogn. Jh. = Geognostische Jahreshefte. Geol. Bav. = Geologica Bavarica, herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt.

Ampferer O.: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. Verh. 1907.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jb., *59*, 1909.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Achenkirch und Benedictbeuern". Wien 1912.

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Rattenberg". Wien 1918.

Ampferer O.: Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseer Tales in Tirol. Jb., *71*, 1921.

Ampferer O.: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. Jb., *71*, 1921.

Ampferer O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit geol. Karte 1 : 40.000. Jb., *72*, 1922.

Ampferer O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. II. Jb., *74*, 1924.

Ampferer O.: Über die Kaisergebirgsdecke. Verh. 1925.

Ampferer O.: Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. Jb., *75*, 1925.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Kufstein". Wien 1925.

Ampferer O.: Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. Jb., *77*, 1927.

Ampferer O.: Über den W-Rand der Berchtesgadener Decke. Jb., *77*, 1927.

Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Lofer und St. Johann". Wien 1927.

Ampferer O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wien 1933. Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt.

Ampferer O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. Jb., *86*, 1936.

Arlt H.: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. Mitteil. d. Geographischen Gesellschaft in München 6. 1911. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

[1]) Wenn zwei (oder mehr) Arbeiten eines Verfassers aus demselben Jahre vorliegen, wird die in diesem Verzeichnis an zweiter Stelle angeführte Arbeit im Text mit dem Zusatz a, die an dritter Stelle angeführte mit dem Zusatz b zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht. Bei Arbeiten in Zeitschriften wird nach dem Autornamen das tatsächliche Erscheinungsjahr der Arbeit angeführt.

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

Bittner A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. 1884.

Bittner A.: Aus den Ennstaler Kalkhochgebirgen. Verh. 1886.

Bittner A. und Fugger E.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Salzburg". Wien 1903.

Bittner A. und Fugger E.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Hallein und Berchtesgaden". Wien 1907.

Böse E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Z. D. G. G., *50*, 1898.

Brinkmann R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitzungsber. preuß. Akad. der Wiss. 1936.

Broili F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *37*, 1914.

Cadisch J.: Geologie der Schweizer Alpen. II. Aufl. Verlag Wepf u. Co. Basel 1953.

Clar E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. 1953.

Cornelius H. P : Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. D. G. G., *92*, 1940.

Cornelius H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz—Grimming-Zuges. Ber. d. Reichsamtes f. Bodenforschung Wien 1944.

Cornelius H. P. † und Plöchinger B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereiche des Lammertales. Jb., *95*, 1952.

Cornelius Marta: Siehe bei Furlani.

Dacqué E.: Geologische Aufnahme der Gebirge um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Landeskundl. Forsch. Geogr. Ges. München, *15*, 1912.

Del-Negro W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. Verh. 1932.

Del-Negro W.: Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. Verh. 1933.

Del-Negro W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.

Del-Negro W.: Der S-Rand der Salzburger Kalkalpen (Vortragsbericht). Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft in Salzburg 1955.

Dhein A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Abhandl., *88*, 1944.

Eder W.: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland. Beitrag zur Geologie des Unterinntales. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *52*, 1925.

Erhardt W.: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. Wissensch. Veröffentl. des D. u. Ö. Alpenvereins, *11*, 1931. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Fallot P.: Résumé des cours de 1952—1953. Annuaire du Collége de France, *53*, 1953.

Fallot P.: Résumé des cours de 1953—1954. Annuaire du Collége de France, *54*, 1954.

Fugger E.: Siehe bei Bittner A. 1903.

Fugger E.: Das Blühnbachtal. Jb., *57*, 1907.

Fugger E.: Siehe bei Bittner A. 1907.

Fugger E.: Das Tennengebirge. Jb., *64* (1914). Ersch. 1915.

Furlani-Cornelius Marta: Stratigraphische Studien in Nordtirol. Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. Verh. 1921.

Ganss O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *87*, 1937.

Ganss O.: Geolog. Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee". Mit Profiltafel. Herausgeg. v. Bayer. Geol. Landesamt. München 1951.

Ganss O., Kümel F. und Spengler E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, *15*, 1954. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

Geyer G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. Verh. 1911.

Geyer G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jb., *65* (1915), Ersch. 1916.

Geyer G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. 1917.

Geyer G.: Zur Geologie des Schobers und der Drachenwand am Mondsee. Verh. 1918.

Geyer G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Liezen". Wien 1918.

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

Geyer G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Gmunden und Schafberg". Wien 1922.

Gillitzer G.: Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jh., *25* (1912). Ersch. 1913. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Grubinger H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. Kober-Festschrift. Wien 1953.

Haber G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. Deutsche Landschaftskunde 3. München 1934, C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung.

Hahn F. F.: Geologie der Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *60*, 1910.

Hahn F. F.: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *63*, 1913.

Hahn F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. M. G. G. W., *6*, 1913.

Hasemann W.: Geologie des Brünnstein- und Traithengebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Waldshut 1929. Druckerei H. Zimmermann.

Haug E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bulletin de la Société géologique de France 1906, 1912.

Heim Arnold: Über Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, *61*, 1916.

Heißel W.: Die geologischen Verhältnisse am W-Ende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jb., *90*, 1945. Mit geol. Karte 1 : 15.000.

Heißel W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen (Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951). Wien 1951.

Heißel W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). Jb., *96*, 1953.

Holdhaus K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. M. G. G. W., *14*, 1921.

Kittl E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. (Exkursionsführer des IX. Internationalen Geologenkongresses in Wien.) Wien 1903.

Klebelsberg R. v.: Geologie von Tirol. Mit geol. Karte 1 : 500.000. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.

Kober L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag Jul. Springer, Wien 1938.

Kober L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. Verlag F. Deuticke, Wien 1955.

Kraus E.: Baugeschichte der Alpen. Akademie-Verlag, Berlin 1951.

Krauss H.: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geogn. Jh., *26* (1913). Ersch. 1914. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Kühnel J.: Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Lande. Geol. Rdsch., *16*, 1925.

Kühnel J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. J. Min. Beil. Bd., *61*, 1929. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Kümel F.: Siehe bei Ganss 1954.

Lebling Cl.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jh., *24*, 1911. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Lebling Cl.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königsee. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Abh. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt. *20*, 1935.

Leuchs K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). N. J. Min. 1921.

Leuchs K.: Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. Verh. 1925.

Leuchs K.: Geologie von Bayern II. Bayerische Alpen. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1927.

Medwenitsch W.: Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl—Aussee. Mitt. d. Gesellschaft d. Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, *I*, 1949.

Medwenitsch W.: Geologische Übersichtskarte 1 : 50.000 der Hallstätter Zone Bad Ischl—Bad Aussee. Mitt. d. Ges. d. Geologie u. Bergbaustudenten in Wien, *II*, 1950.

Medwenitsch W.: Exkursion in das Salzkammergut. Führer zu den Exkursionen der Paläontologischen Gesellschaft. Wien 1954.

Medwenitsch W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten (Vortragsbericht). Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft in Salzburg 1955.

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

Meier A. und Trauth F.: Ein Gosauvorkommen am S-Gehänge der Dachsteingruppe. Verh. 1936.

Mojsisovics E. v.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt „Ischl und Hallstatt". Wien 1905.

Nänny P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Dissertation Zürich 1948.

Nöth L.: Der geologische Aufbau des Hochfelln—Hochkienberggebietes. Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd. 1926.

Nowak J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. acad. sc. Cracovie 1911.

Osberger R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. S. B. Akad., *161/1*, 1952. Mit geol. Karte 1 : 50.000.

Osswald K.: Die Wendelsteingruppe. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Geogr. Ges. München, *21*, 1928.

Osswald K.: Geologische Exkursion zum Wendelstein. Geol. Bav., *6*, 1951.

Petrascheck W. E.: Der tektonische Bau des Hallein—Dürrnberger Salzberges. Jb. 1945.

Pia J. v.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Mit geol. Karte 1 : 75.000, Jb., *62* (1912). Ersch. 1913.

Pia J. v.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden (mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine). S. B. Akad., *132*, 1924. Mit geol. Karte 1 : 50.000.

Pia J. v.: Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien, *53* (1942). Ersch. 1943. Mit geol. Karte 1 : 25.000.

Plöchinger B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Jb. 1948.

Plöchinger B.: Gosau-Golling. (Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geol. Bundesanstalt am 12. Juni 1951.) Wien 1951.

Plöchinger B. 1952: Siehe bei Cornelius H. P.

Plöchinger B.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Hallein—Berchtesgaden. Verh. 1953.

Plöchinger B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *96*, 1953.

Plöchinger B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. Jb. *98*, 1955.

Quenstedt W.: Geologische Exkursion in das Achentalgebiet (Tirol). Geol. Bav., *6*, 1951.

Richter M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung (Deutscher Boden V). Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.

Sabata H.: Die Dachstein-Südwestseite von der Zwieselalm bis zum Rettenstein. Unveröff. Dissertation.

Schadler J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzberges. Berg- u. hüttenmännische Monatshefte, *94*, 1949.

Schaffer F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl. Verlag F. Deuticke, Wien 1951.

Schlager M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Mit geol. Karte 1 : 75.000. Verh. 1930.

Schlager M.: Beitrag zur Geologie des Trattberges. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Naturw. Arbeitsgemeinschaft, Salzburg, *3/4*, 1952/3.

Schlager M.: Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Mitt. Naturw. Arbeitsgemeinschaft Salzburg, *5*, 1954 oder Mitt. d. Gesellschaft f. Salzburger Landeskunde, *94*, 1954.

Schlosser M.: Das Triasgebiet von Hallein. Z. D. G. G., *50*, 1898.

Schmidt-Thomé P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. Z. D. G. G., *91*, 1939.

Schottler W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß—Laubenstein—Spitzsteingebiet). Mit geol. Karte 1 : 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., *72 B*, 1934.

Schwarzacher W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl. Jb. 1946.

Sickenberg O.: Das Ostende des Tennengebirges. Mit geol. Karte. M. G. G. W., *19*, 1926.

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

Spengler E.: Die Schafberggruppe. Mit geol. Karte 1 : 75.000. M. G. G. W., *4*, 1911.

Spengler E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten I. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Mit geol. Karte 1 : 50.000. S. B. Akad., *121*, 1912.

Spengler E.: Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3éme partie, le Salzkammergut. Zbl. Min. 1913.

Spengler E.: Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zbl. Min. 1913.

Spengler E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. Mit geol. Karte 1 : 50.000. S. B. Akad., *123*, 1914.

Spengler E.: Geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. M. G. G. W., *11*, 1918.

Spengler E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Mit geol. Karte 1 : 25.000. Jb., *68* (1918). Ersch. 1919.

Spengler E.: Das Aflenzer Triasgebiet. Mit geol. Karte 1 : 50.000. Jb., *69* (1919). Ersch. 1920.

Spengler E.: Zur Frage des „Almfensters" in den Grünauer Voralpen. Verh. 1924.

Spengler E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., *19*, 1928.

Spengler E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, *5*, 1943.

Spengler E.: Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe). Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, *5*, 1943.

Spengler E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich 1951.

Spengler E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge. Verh. 1952.

Spengler E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Teil: Der W-Abschnitt der Kalkalpen. Jb., *96*, 1953.

Spengler E.: 1954. Siehe bei Ganss 1954.

Staub R.: Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, *52*, 1924.

Stowasser H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alm). (Vorläufige Mitteilung.) Verh. 1945.

Thurner A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. S. B. Akad., *144*, 1935.

Thurner A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. S. B. Akad., *160*, 1951.

Thurner A.: Die tektonische Stellung der Reiflinger Scholle und ähnlicher Gebilde. Mitt. Naturw. Verein Steiermark, *84*, 1954.

Trauth F.: Die geologischen Verhältnisse an der S-Seite der Salzburger Kalkalpen. M. G. G. W., *9*, 1916.

Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. D. Akad., *100* u. *101*, 1926 u. 1928. Mit geol. Karten 1 : 75.000.

Trauth F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. M. G. G. W., *29* (1936). Ersch. 1937.

Trauth F. u. Meier A. 1936. Siehe bei Meier.

Vortisch W.: Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). Zbl. Min. B. 1937.

Vortisch W.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe. I. Abh. Deutsch. Ges. d. Wiss. u. Künste, Prag 1938.

Vortisch W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Abh. Deutsch. Akad. d. Wiss., Prag, 14, 1944. 2. Aufl. N. J. Geol. Abh. 102, 1955.

Waagen L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. Verh. 1924.

Wimmer R.: Geologische Beobachtungen am Nordsockel des Schafberges. Verh. 1936.

Wimmer R.: Beitrag zum Aufbau der Landschaft rings um den Fuschlsee. Verh. 1937.

Winkler v. Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich 1951.

Wirth E.: Der geologische Bau des Funtenseegebietes. N. J. Min. Beil. Bd., 62, 1929.

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

Der Ablagerungsraum der Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente der Nördlichen Kalkalpen

II. Teil

Wendelstein, Chiemgauer Voralpen, Kaisergebirge, Berchtesgadener und Salzburger Alpen, Salzkammergut

von

E. SPENGLER

0 5 10 15 20 km

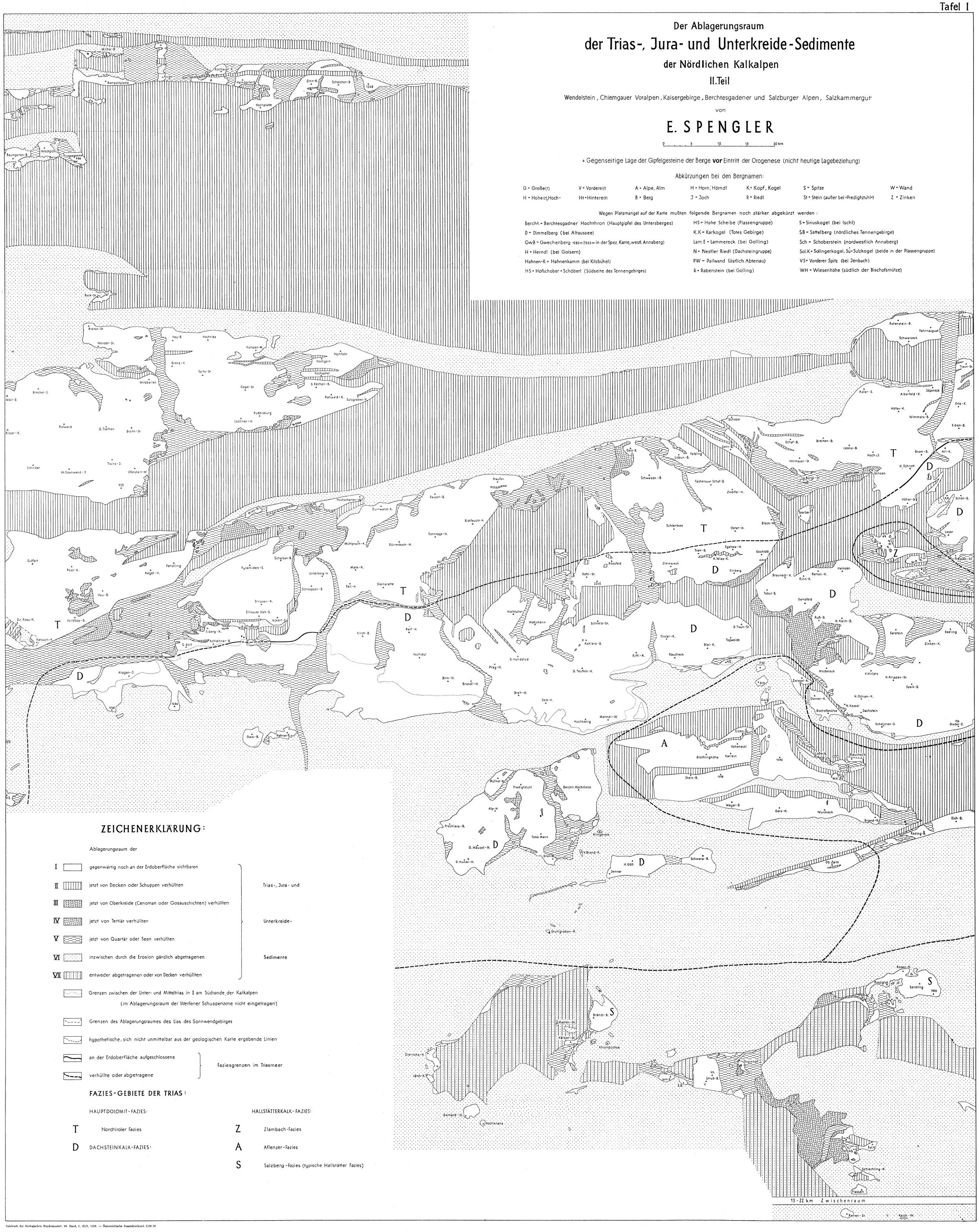
▵ Gegenseitige Lage der Gipfelgesteine der Berge **vor** Eintritt der Orogenese (nicht heutige Lagebeziehung)

Abkürzungen bei den Bergnamen:

G = Große(r)	V = Vordere(r)	A = Alpe, Alm	H = Horn, Hörndl	K = Kopf, Kogel	S = Spitze	W = Wand
H = Hohe(r), Hoch-	Ht = Hintere(r)	B = Berg	J = Joch	R = Riedl	St = Stein (außer bei »Predigtstuhl«)	Z = Zinken

Wegen Platzmangel auf der Karte mußten folgende Bergnamen noch stärker abgekürzt werden:

Bercht. = Berchtesgadner Hochthron (Hauptgipfel des Untersberges)
D = Dimmelberg (bei Altaussee)
GwB = Gwechenberg 1282 m (1322 m in der Spez. Karte, westl. Annaberg)
H = Herndl (bei Goisern)
Hahnen-K = Hahnenkamm (bei Kitzbühel)
HS = Hofschober = Schöberl (Südseite des Tennengebirges)
HS = Hohe Scheibe (Plassengruppe)
K.K = Karkogel (Totes Gebirge)
Lam.E = Lammereck (bei Golling)
N = Nestler Riedl (Dachsteingruppe)
PW = Pailwand (östlich Abtenau)
R = Rabenstein (bei Golling)
S = Siriuskogel (bei Ischl)
SB = Sattelberg (nördliches Tennengebirge)
Sch = Schoberstein (nordwestlich Annaberg)
Sol.K = Solingerkogel, Sü = Sulzkogel (beide in der Plassengruppe)
VS = Vorderer Spitz (bei Jenbach)
WH = Wiesenhöhe (südlich der Bischofsmütze)



ZEICHENERKLÄRUNG:

Ablagerungsraum der

I	gegenwärtig noch an der Erdoberfläche sichtbaren	Trias-, Jura- und Unterkreide-Sedimente
II	jetzt von Decken oder Schuppen verhüllten	
III	jetzt von Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllten	
IV	jetzt von Tertiär verhüllten	
V	jetzt von Quartär oder Seen verhüllten	
VI	inzwischen durch die Erosion gänzlich abgetragenen	
VII	entweder abgetragenen oder von Decken verhüllten	

Grenzen zwischen der Unter- und Mitteltrias in I am Südrande der Kalkalpen (im Ablagerungsraum der Werfener Schuppenzone nicht eingetragen)

Grenzen des Ablagerungsraumes des Lias des Sonnwendgebirges

hypothetische, sich nicht unmittelbar aus der geologischen Karte ergebende Linien

an der Erdoberfläche aufgeschlossene } Faziesgrenzen im Triasmeer
verhüllte oder abgetragene

FAZIES-GEBIETE DER TRIAS:

HAUPTDOLOMIT-FAZIES:

T Nordtiroler Fazies

D DACHSTEINKALK-FAZIES:

HALLSTÄTTERKALK-FAZIES:

Z Zlambach-Fazies

A Aflenzer-Fazies

S Salzberg-Fazies (typische Hallstätter Fazies)

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 99. Band, 1. Heft, 1956. — Österreichische Staatsdruckerei. 1100 56

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1956

Band/Volume: 99

Autor(en)/Author(s): Spengler Erich

Artikel/Article: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen: dem Andenken Otto Ampferers gewidmet 1-74