

Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen.

Von Erich Spengler

I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen.

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

Dem Andenken Otto Ampferers gewidmet

Inhalt

	Seite
Vorwort	2
Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte	3
Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums	10
Der Ablagerungsraum der Allgäudecke	10
Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke	18
1. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den Vilsener Alpen	19
2. Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke im Bereiche des Ampfererschen Querschnittes	21
3. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den westlichen Allgäuer und Lechtaler Alpen	24
4. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke in den westlichen Lechtaler Alpen	28
5. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke im Rätikon und in der Davenna- gruppe	29
6. Der Ablagerungsraum des Nordteiles der Lechtaldecke zwischen dem Lechtal und dem Leitzachtal	34
7. Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke in den östlichen Lechtaler Alpen	38
8. Der Ablagerungsraum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges	39
9. Der Ablagerungsraum des Karwendelgebirges	42
10. Der Ablagerungsraum der Achentaler Schubmasse	45
11. Der Ablagerungsraum des Sonnwendgebirges	50
Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke ..	50
Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Lechtal- und Inntaldecke ..	54
Ergebnisse	57
Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums	61

Zusammenfassung

Die Arbeit ist eine ausführliche Erläuterung zu der beiliegenden Karte des Ablagerungs-
raumes der Trias- bis Neokomablagerungen des Westabschnittes der Nördlichen Kalk-
alpen (Rheintal bis Rattenberg), welche durch Abwicklung der Decken und Ausglättung
der Falten konstruiert wurde, wobei die Schubweite der Decken und Schuppen möglichst
gering angenommen wurde. In der Einleitung wird die Arbeitsmethode besprochen. Der

Hauptteil der Arbeit ist eine eingehende Begründung der Kartenkonstruktion auf Grund der geologischen Karten und Profile. Die Karte zeigt, daß der Ablagerungsraum des Westabschnittes der Kalkalpen vor der Orogenese etwa 3-5mal so breit war als gegenwärtig. Es ergaben sich ferner Anhaltspunkte für die Richtigkeit der Unterströmungstheorie.

Vorwort

In dieser Arbeit soll der Versuch gemacht werden, den Raum, welchen die Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine der Nördlichen Kalkalpen vor Eintritt der Orogenese in der Geosynklinale eingenommen haben, mit Hilfe der neuesten geologischen Karten möglichst genau topographisch zu rekonstruieren, u. zw. unter der Annahme eines Minimums an Schubweite.

Für einzelne Profile wurden bereits mehrmals solche Versuche durchgeführt. Ich erwähne nur meinen 1918 erschienenen geologischen Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes, in welchem nicht nur der heutige Zustand, sondern auch derjenige am Ende der Oberkreide und am Ende der Unterkreide dargestellt ist, ferner einen ähnlichen Versuch, den K. Osswald für das Wendelsteingebiet gemacht hat (1928, S. 241).

Eine solche Karte bietet erst die richtige Unterlage für paläogeographische Karten des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen. Das hat bereits E. Kraus in seiner „Baugeschichte der Alpen“ (I. Teil 1951, S. 116—117) ausdrücklich ausgesprochen, und die paläogeographischen Karten in diesem Buche (Tafel I—VI, VIII, X, XI) sind tatsächlich nicht auf der heutigen Unterlage, sondern auf einer durch Rückverschiebung der Decken konstruierten Karte der Geosynklinale gezeichnet. Aber die Abwicklung der Decken erfolgte bei Kraus in ziemlich schematischer Weise und in einem so kleinen Maßstab (1:3,125.000), daß die Eintragung von Einzelheiten nicht möglich ist. Ich lege aber großen Wert darauf, daß aus meiner Karte ersichtlich ist, welche Teile der alpinen Geosynklinalsedimente an der Erdoberfläche noch sichtbar sind, welche verhüllt und welche verschwunden sind.

Es ist selbstverständlich, daß die Richtigkeit der hier zur Veröffentlichung gelangenden Karte von der Richtigkeit der hiezu verwendeten geologischen Karten und Profile abhängt. Aber ich glaube, daß der Zeitpunkt insofern für einen solchen Versuch günstig ist, als jetzt für das Gesamtgebiet der Nördlichen Kalkalpen neuere geologische Karten vorliegen. Ich habe mich auf die oberostalpinen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen beschränkt, weil diese offenbar in einem mehr oder minder zusammenhängenden Räume abgelagert wurden. Die Faziesunterschiede innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind meiner Ansicht nach nicht so groß, daß sie weit voneinander getrennte Ablagerungsräume erfordern.

Ich hatte den Versuch, eine solche Karte für die ganzen Nördlichen Kalkalpen zu zeichnen, bereits in Prag im Jahre 1945 gemacht. Allerdings wählte ich damals den Maßstab der Geologischen Übersichtskarte von Österreich (1:500.000), wodurch die Einzeichnung von Einzelheiten nicht möglich war. Diese Arbeit hätte in der zum 70. Geburtstag Hofrat Dr. O. Ampferers geplant gewesenen Festschrift erscheinen sollen. Das Manuskript ist aber im Jahre 1945 in Verlust geraten.

Ich habe während der ganzen schweren Zeit, die meiner Ausweisung aus Prag folgte, an der Absicht festgehalten, diese Arbeit nochmals zu schreiben. Es war aber erst möglich, meinen Plan zu verwirklichen, als es mir im November 1951 gelang, in Wiesbaden eine Wohnung zu bekommen, wo mir die ausgezeichnete Bibliothek des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zur Verfügung steht. Es sei an dieser Stelle dem Hessischen Landesamt für das Flüchtlingswesen, u. zw. besonders Herrn B. Utikal und Frau J. Schenk, sowie dem Direktor des Landesamtes für Bodenforschung, Herrn Professor Dr. F. Michels, der beste Dank dafür ausgesprochen, daß sie mir in so tatkräftiger Weise bei der Beschaffung der Wohnung behilflich waren. Ferner danke ich Herrn Professor Dr. C. W. Kockel in Marburg, daß er meine Arbeit durch Überlassung von Literatur sehr gefördert hat.

Grundsätzliches zur Konstruktion der Karte

Zur Konstruktion einer Karte des Ablagerungsraumes der kalkalpinen Sedimente genügte es nicht, die Decken in ihrer heutigen Form in den Ablagerungsraum zurückzuschieben, etwa in der Art, daß man einfach die in einer tektonischen Karte eingetragenen Decken nebeneinander ausbreitet. So leicht darf man sich die Sache nicht machen, das würde ein ganz falsches Bild geben. Es ist auch nötig, mit Hilfe sämtlicher im Schrifttum vorhandenen Profile die Falten auszuglätten und auch kleinere Schubflächen (Schuppen), sowie Blattverschiebungen rückgängig zu machen.

Auf diese Weise ist eine Karte entstanden, welche folgende Ausscheidungen aufweist:

1. Noch auf der Erdoberfläche sichtbare Teile des nordalpinen Mesozoikums (mit Ausnahme der Oberkreide). (Ohne Signatur.) Als sichtbar sind solche Punkte der Geosynklinale eingetragen, von denen irgendein Schichtglied in einer geologischen Karte erscheint. Das ist z. B. schon der Fall, wenn sich nur der Buntsandstein erhalten hat und alles, was einst darüber lag, abgetragen ist, oder auch dann, wenn nur das Neokom erhalten ist und alles was einst darunter lag, infolge tektonischer Vorgänge fehlt. Zur Orientierung wurde die ursprüngliche Lage der Gesteine einer großen Zahl von Bergspitzen in den sichtbaren Teilen des Mesozoikums eingetragen. Im allgemeinen war in der Schubrichtung, d. h. meist in der N—S-Richtung, die Horizontalentfernung der Gesteine zweier Bergspitzen größer als heute. Seltener tritt der Fall ein, daß die Horizontalentfernung der Gesteine zweier Bergspitzen in der Geosynklinale kleiner war als heute, ja bei saigerer Schichtstellung kann sogar der Fall eintreten, daß zwei heute 1 km und mehr voneinander getrennte Punkte in der Geosynklinale vertikal übereinander lagen und daher in der Karte nicht getrennt werden können. Das gilt z. B. für den Falkensteinzug bei Füssen. Auch die Gesteine heute noch weiter als 1—2 km voneinander entfernter Berge können in dem seltenen Falle vertikal übereinander gelegen gewesen sein, in dem Teile einer ursprünglich einheitlichen Schichtenfolge durch Schubbewegungen voneinander getrennt wurden (z. B. Sonnwendgebirge).

2. Durch höhere Decken oder Schuppen verhüllte Teile des Mesozoikums (Vertikalschraffen). Hierher gehören nur solche Punkte, an denen alle Schichtglieder Trias-Neokom infolge Bedeckung mit höheren tektonischen

Einheiten an der Erdoberfläche nicht sichtbar sind. Wenn in einer einheitlichen vertikal schraffierten Fläche ein Teil dieser Fläche unter einer Decke, ein anderer unter einer anderen Decke oder unter einer Schuppe verborgen ist, ist dazwischen keine Grenze gezogen. So vereinigt sich z. B. im Gappengraben östlich vom Vilsalpsee das unter der Lechtaldecke gelegene Gebiet mit demjenigen, welches unter der Nebelhorn-Teildecke verborgen ist.

3. Durch Oberkreide (Cenoman oder Gosauschichten) verhüllte Gebiete. (Schräge unterbrochene Schraffen.) Hier wurde (z. B. in der nördlichen Randzone der Allgäudecke) das Cenoman auch eingetragen, wenn gegenwärtig die älteren Schichtglieder darunter nicht mehr vorhanden sind.

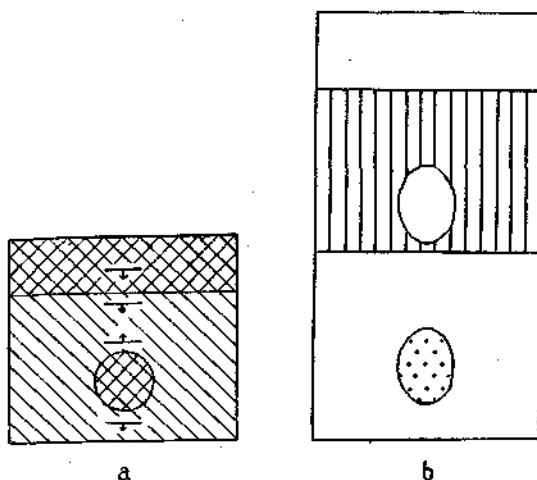


Abb. 1 (Zeichenerklärung S. 8)

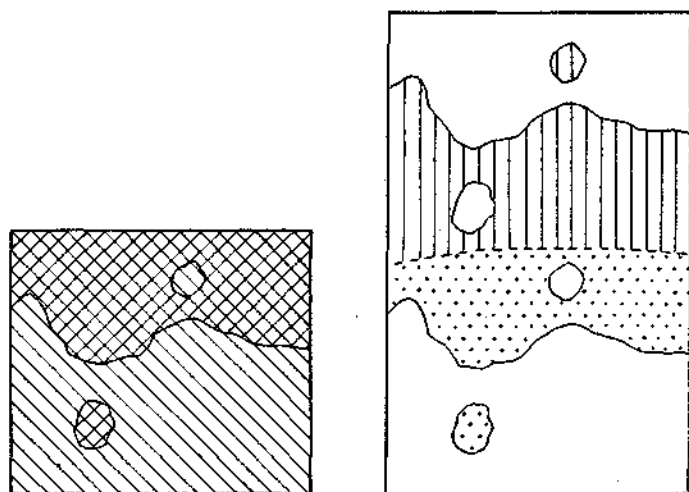
4. Durch Tertiär, Quartär, Seen oder Gletscher verhüllte Gebiete. (Waagrechte unterbrochene Schraffen.) Hier wurden nur größere Bedeckungen mit jungen Sedimenten berücksichtigt, u. zw. besonders solche, unter denen der ältere Untergrund nicht sicher bekannt ist oder die zur Orientierung auf der Karte wichtig sind (Alluvien größerer Täler). Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß bei 3 und 4 nicht die heutige Verbreitung der jungen Ablagerungen eingetragen ist, sondern der Raum, den die unter ihnen liegenden Trias-Unterkreide-Sedimente in der Geosynklinale einnahmen. Da diese in der Regel gefaltet und die Falten in der Karte ausgeglättet sind, erscheinen meist die Verbreitungsgebiete der jungen Ablagerungen in der Bewegungsrichtung — vorwiegend N—S — in die Länge gezerrt. Wenn der Untergrund eines jungen Decksedimentes zu zwei verschiedenen Decken gehört, erscheint der von dem jungen Sediment verhüllte Raum im Bereiche der Ablagerungsräume beider Decken, also zweimal in der Karte. Das gilt z. B. für das Alluvium des Isartales bei Lenggries.

5. Durch Erosionsvorgänge abgetragene Teile des Mesozoikums (punktiert). Hieher gehören nur solche Gebiete, aus denen die Erosion gar nichts von der Schichtenfolge: Trias-Neokom an der Erdoberfläche übriggelassen hat. Hingegen ist es möglich, daß infolge tektonischer

Vorgänge (Abscherungen) tiefere Teile der betreffenden Schichtenfolge an unbekannten Stellen in der Tiefe noch erhalten geblieben sind. Das betrifft besonders die Unter- und Mitteltrias.

6. Schließlich wurden solche Räume, deren Schicksal ganz unsicher ist, mit ? bezeichnet. Es handelt sich dabei meist um Gebiete, deren Sedimente beim Deckenschub weit im Süden zurückgeblieben sind und die im Sinne von E. Kraus samt ihrem älteren Untergrund in die Tiefe „hinabgebaut“ wurden.

Da die durch Abtragung verschwundenen Teile einer Decke punktiert, die durch höhere Decken verhüllten Teile vertikal schraffiert sind, muß jedes Fenster und jede Deckscholle in einer paläogeographischen Karte,



a b
Abb. 2 (Zeichenerklärung S. 8)

die den ursprünglichen Ablagerungsraum darstellt, zweimal erscheinen. Das zeigen die Abb. 1 und 2. Die den Fenstern und Deckschollen entsprechenden Flächen haben in der paläogeographischen Karte nur dann dieselbe Form wie in der tektonischen, wenn dem Deckenschub keine Deckenfaltung gefolgt ist. Das wurde in Abb. 2 angenommen. Ist hingegen — was viel häufiger ist — eine Deckenfaltung eingetreten, so erscheint der dem Fenster oder der Deckscholle entsprechende Raum in der paläogeographischen Karte im Vergleich zu dem tektonischen Kartenbilde in der Bewegungsrichtung in die Länge gezogen. Wie die Fallzeichen in Abb. 1 a zeigen, wurde hier eine Deckenfaltung angenommen. Daher erscheint das kreisförmige Fenster der tektonischen Karte in der paläogeographischen zu einer Ellipse verzerrt, deren große Achse in der Bewegungsrichtung der Decke verläuft.

Abb. 1 b ist aber nur dann richtig, wenn 1. im Fenster der innerste (in den Nordalpen meist südlichste) Teil des autochthonen Untergrundes oder der tieferen Decke sichtbar ist. Das wurde mit Rücksicht auf das eingangs ausgesprochene Prinzip der Annahme eines Minimums an Schubweite

immer angenommen, wenn nicht sehr triftige fazielle Gründe dagegen sprechen. 2. Die Decke bis zu ihrer Stirn vollständig erhalten ist. Ist hingegen — was die Regel ist — die Decke nicht bis zum Stirnrand erhalten, so muß sich in Abb. 1 zwischen der weiß gelassenen und der schraffierten Fläche noch eine punktierte Fläche einschalten, welche den abgetragenen Stirnteil der Decke darstellt. Meist wird es bei einer solchen nicht bis zur Stirn erhaltenen Decke sehr schwer möglich sein, die Größe des abgetragenen Stirnteiles zu bestimmen. Dadurch kommt natürlich eine Unsicherheit in die Rekonstruktion¹⁾. Im Sinne des zu Beginn ausgesprochenen Grundsatzes wird aber in solchen Fällen der fehlende Stirnteil möglichst klein gezeichnet, bei Schuppen mit sehr geringer Förderweite (ziemlich steil stehender Schubfläche) sogar in der Regel angenommen, daß diese bis zur Stirn erhalten sind. In den sehr häufigen Fällen, wo der Außenrand der Decke ausgezackt ist — Halbfenster vorliegen — wird man mit großer

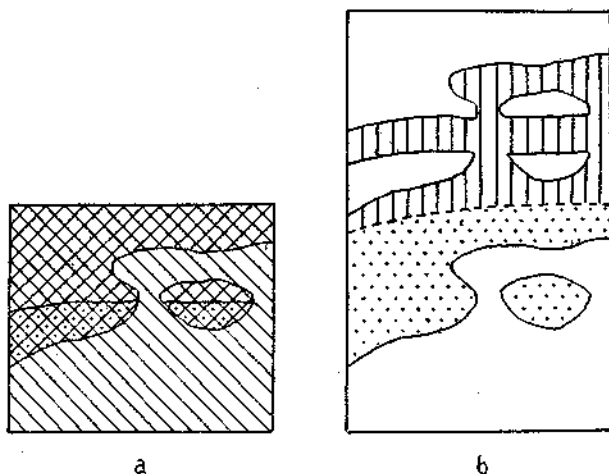


Abb. 3 (Zeichenerklärung S. 8)

Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, daß die ursprüngliche Deckenstirn mehr oder minder gerade war, und daher ein Kartenbild nach dem Schema Abb. 2 b zeichnen.

Nur dann, wenn der Deckenschub eine vorher völlig ungestörte Schichtenfolge betroffen hat, ist die in der oberen Hälfte der Abb. 1—2 den Fenstern und Deckschollen entsprechende Fläche ebenso groß wie diejenige in der unteren Hälfte der Abbildungen. Wenn aber z. B. die tiefere Decke vor Eintritt des Deckenschubes gefaltet ist, die höhere hingegen nicht, so ist die den Fenstern entsprechende Fläche in der oberen Hälfte der Abbildungen in N—S-Richtung ausgedehnter als in der unteren. Wenn die Gesteine der tieferen Decke vor Eintritt des Deckenschubes von einer steilen Schuppung betroffen wurden, so gilt Abb. 3. Die heute im Fenster sichtbaren Teile

¹⁾ Da die Grenze zwischen dem verhüllten rückwärtigen Teil der tieferen und dem abgetragenen Stirnteil der höheren Decke nicht unmittelbar aus der geologischen Karte entnommen werden kann, wurde der hypothetische Charakter dieser Grenzlinie in der paläogeographischen Karte durch eine - - - - - Linie zum Ausdruck gebracht (Abb. 2 und 3).

der beiden Schuppen der tieferen Decke waren vor der Schuppung durch einen schmalen Raum getrennt, welcher jetzt durch die südliche Schuppe verhüllt ist. Auch der umgekehrte Fall ist denkbar, daß die Gesteine der höheren Decke vor Eintritt des Deckenschubes gefaltet wurden, diejenigen der unteren aber nicht, so daß der von der Decke verhüllte Raum kleiner ist als die Decke selbst.

Das Ausglätten der Falten ist schwieriger als das Zurückschieben der Decken. Die Ausglättung der Falten wurde so durchgeführt, daß in möglichst vielen Profilen ein Faden an eine geeignete, u. zw. möglichst tief gelegene Schichtgrenze angelegt und geradegestreckt wurde. Bei Deckenfalten (nachträglich gefalteten Deckensystemen) wurde der Faden wenn möglich an die gefaltete Überschiebungsfläche angelegt. Wo sich kein Faltenprofil

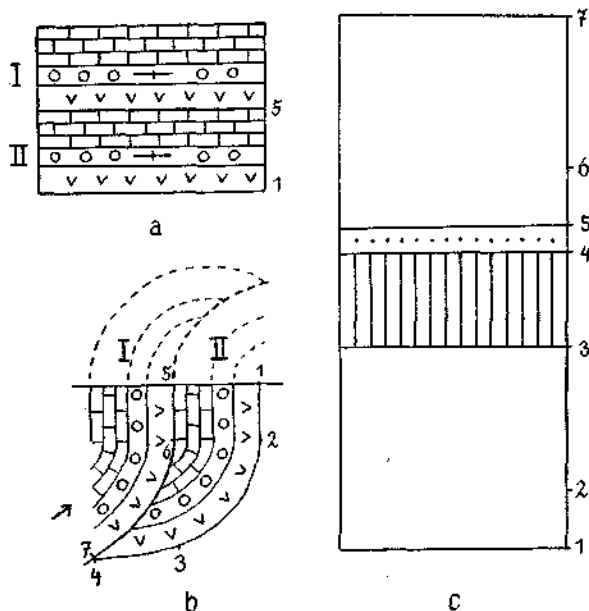


Abb. 4 (Zeichenerklärung S. 8)

im Schrifttum fand, wurde mit Hilfe der Fallzeichen der geologischen Karte zuerst ein Profil gezeichnet. In vielen Fällen war das Ausglätten der Falten mit Schwierigkeiten verbunden. Bei isoklinalen Falten ist häufig die Tiefe der Mulden und die Höhe der Sättel unbekannt. In solchen Fällen wurde eine möglichst geringe Tiefe der Mulden und Höhe der Sättel angenommen.

Sehr schwierig und unsicher ist auch die Ausglättung nachträglich saiger gestellter Überschiebungsflächen, wie sie z. B. am S-Rande der Kalkalpen auftreten. Abb. 4 zeigt eine nachträglich saiger gestellte Überschiebung, u. zw. wäre die Schubmasse I in der Richtung des Pfeiles auf die Masse II geschoben und beide Schubmassen nachträglich durch Faltung saiger gestellt. Wie weit die Ausbisse der beiden Schubmassen in der Geosynklinale voneinander entfernt waren, ist in der Regel unbekannt, da keine

in große Tiefe hinabreichenden Aufschlüsse vorhanden sind und die Stirn von I erodiert ist. Wenn die Faziesverhältnisse nicht dagegen sprechen, wurde hier die Muldenbiegung von II in geringer Tiefe und die abgetragene Sattelbiegung von I in geringer Höhe über der Erdoberfläche angenommen.

Die Rückgängigmachung der Blattverschiebungen wird durch Abb. 5 erläutert. Wird die Blattverschiebung von einer jüngeren Schichtgruppe, z. B. einem Flußalluvium, ganz oder teilweise bedeckt, erscheint der von diesem verhüllte Raum in der paläogeographischen Karte in entgegengesetztem Sinne disloziert (Abb. 5 b).

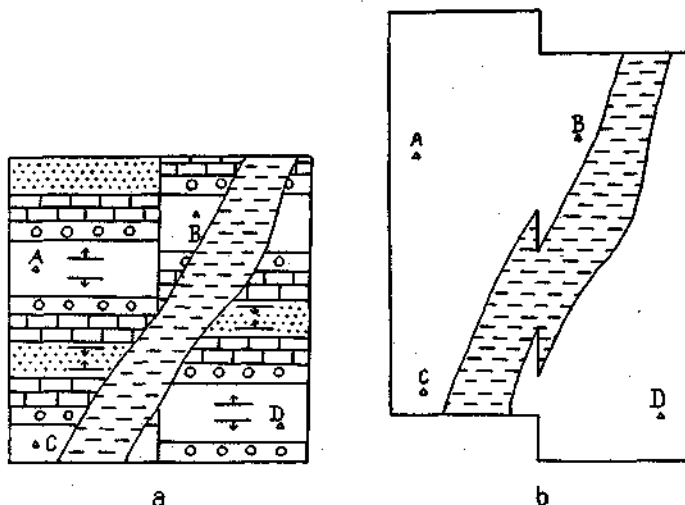


Abb. 5 (Zeichenerklärung S. 8)

Zeichenerklärung zu den Abb. 1—5.

Abb. 1 a, 2 a, 3 a tektonische Karten, Abb. 1 b, 2 b, 3 b die zugehörigen (abgewickelten) paläogeographischen Karten.

In den tektonischen Karten: Schiefe Schraffen = höhere Decke, Kreuzschraffen = tiefere Decke (in 3 a Kreuzschraffen mit Punkten in den Quadraten = höhere Schuppe der tieferen Decke).

Abb. 4 a geologische Karte (nachträglich saiger gestellte Schubmassen), Abb. 4 b zugehöriges geologisches Profil, Abb. 4 c zugehörige paläogeographische Karte.

Mit 1—7 sind die einander entsprechenden Punkte in 4 a, 4 b und 4 c bezeichnet. Nur das Stück zwischen 3 und 4 ist in der paläogeographischen Karte mit Vertikal-schraffen bezeichnet, da nur dieses — von oben gesehen — unter einer höheren Schubmasse verborgen ist.

Abb. 5 a geologische Karte eines durch eine Blattverschiebung gestörten Faltengebirges, welches teilweise durch ein Flußalluvium verhüllt ist. Abb. 5 b zugehörige paläogeographische Karte.

Mit A—D werden die entsprechenden Punkte in 5 a und 5 b bezeichnet. In den paläogeographischen Karten 1 b, 2 b, 3 b, 4 c, 5 b kamen dieselben Signaturen wie in der beiliegenden großen paläogeographischen Karte der Kalkalpen zur Anwendung.

Wichtige Gesichtspunkte von allgemeiner Bedeutung hat Arnold Heim in seiner Arbeit: „Abwicklung und Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen“ (1916) herausgearbeitet. Er unterscheidet

hier mit Recht zwischen der tektonischen Abwicklung und der Faziesabwicklung; nur die letztere ergibt die ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes. Auch hier wird daher eine Faziesabwicklung angestrebt. Im Helvetischen Deckensystem der Schweiz, welches Arnold Heim bei seinen Untersuchungen in erster Linie berücksichtigt, bestehen dadurch große Unterschiede zwischen der tektonischen und der Faziesabwicklung, daß die jüngeren Abteilungen des Mesozoikums gegenüber den nächstälteren bedeutend nach N vorgeschoben wurden. Das ist in den Decken der Nördlichen Kalkalpen in viel geringerem Maße der Fall, was sich schon daraus ergibt, daß in allen Decken der Hauptdolomit (oder der gleichalte Dachsteinkalk) auftritt. Selbst im karnischen Niveau dürfte die Ablösung der höheren Trias nicht allgemein sein, was sich daraus ergibt, daß in den Stirnteilen der Lechtaldecke (z. B. in den Vilser Alpen oder im Benediktenwandgebirge) noch Wettersteinkalk und sogar Muschelkalk vorhanden ist. Erst an der Grenze zwischen dem Skyth und dem Anis ist wohl eine ähnliche allgemeine Ablösung und ein ähnliches allgemeines Vorseilen des Hangenden eingetreten, wie es sich im Helvetischen Deckensystem an vielen tonigen Niveaus vollzogen hat. Dieser Unterschied hängt auch damit zusammen, daß im Helvetischen Deckensystem die oberste Decke (Säntisdecke) am weitesten nach N vordringt, in den Kalkalpen hingegen die oberste Decke (Inntaldecke) am weitesten im S zurückbleibt.

Aus diesen Gründen kann in den Nördlichen Kalkalpen für die Schichtenfolge Anis—Neokom, auf die sich die Abwicklung im allgemeinen bezieht, der Unterschied zwischen der tektonischen und der Faziesabwicklung in der Regel nicht so groß sein wie in der Helvetischen Zone der Schweiz. Besonders muß eine tektonische Abwicklung des Hauptdolomites und Dachsteinkalkes, die hier nach Möglichkeit vorgenommen wurde, ein Bild ergeben, das wohl nur in geringem Maße abweicht von den Ergebnissen einer Faziesabwicklung nach der von Arnold Heim, S. 478, angegebenen Methode, die mit den für die Nördlichen Kalkalpen vorliegenden Profilen praktisch nicht durchführbar ist. Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind dafür nicht nur deshalb sehr geeignet, weil sie meist das mächtigste Schichtglied sind, sondern auch aus dem Grunde, weil sich diese Gesteine ziemlich starr verhalten und daher nur wenig ausgewalzt oder angeschoppt sind.

Ein wichtiger Grundsatz, an dem bei dem Abwicklungsversuch stets festgehalten wurde, besagt, daß die Schubweite einer Decke im Streichen zwar Schwankungen unterliegen kann, aber daß sich in der Regel die Zunahme und Abnahme der Schubweite nur allmählich auf größerer Strecke vollziehen kann. Wenn daher zwei oder mehrere nahe nebeneinander gelegene Parallelprofile bei der Abwicklung zu sehr verschiedenen Mindestschubweiten führen — was häufig vorkommt — dann gilt die größte unter diesen Schubweiten als die kleinstmögliche Schubweite der Decke. Wenn aber doch eine sprunghafte Änderung der Schubweite im Streichen erfolgt, muß sich das im geologischen Kartenbilde durch auf die Decke beschränkte Blattverschiebungen bemerkbar machen (Cornelius, 1949, S. 395). Wenn man allerdings die Deckenüberschiebungen als Unterschiebungen betrachtet, wofür viel spricht (vgl. S. 59), so kann sich eine Änderung der Schubweite im Streichen auch durch ein schieb unter die Schubfläche hineinziehendes Faltenstreichen der tieferen Decke, und eine plötzliche Änderung auch

durch eine auf die tiefere Decke beschränkte Blattverschiebung bemerkbar machen.

Der nun folgende spezielle Teil der Arbeit ist nur mit Hinzuziehung der von der Geologischen Bundesanstalt in Wien und der vom Bayerischen Geologischen Landesamt herausgegebenen geologischen Karten und des anderen angeführten Schrifttums lesbar. Im Text wurden folgende Abkürzungen angewendet: P. K. (paläogeographische Karte) für die der Arbeit beiliegende Karte, G. K. für die als Quelle verwendete geologische Karte.

Begründung der Konstruktion der Karte mit Hilfe des Schrifttums

Der Ablagerungsraum der Allgäudecke

Zur Ausglättung der Allgäudecke geht man am besten von dem Raum zwischen dem Illertal bei Oberstdorf und dem Vilstal bei Tannheim und Schattwald aus. Die Allgäudecke besteht in diesem Raum aus drei Teildecken¹⁾: 1. Jochschrofen-Teildecke (von der im W-Teil eine Randschuppe abgegliedert ist), 2. Iseler-Teildecke, 3. Nebelhorn-Teildecke (C. W. Kockel und M. Richter, 1931/a, Tafel VIII; M. Richter, 1937, Abb. 11, Custodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 409—414 und tektonische Karte der Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu).

Wie diese Karte zeigt, ist die Randschuppe nur bis in den Raum südlich von Unterjoch von der Jochschrofen-Teildecke getrennt. Der größte Teil der Randschuppe ist von der langgestreckten, zu der Oberen Vilser Decke gehörenden Deckscholle des Falkensteinzuges verhüllt. Am W-Ende ist die Obere Vilser Decke nach Custodis (1939, Profile 8—15) unter die Randschuppe eingewickelt. Da der die Obere Vilser Decke einwickelnde S-Teil der Randschuppe verkehrt liegt (besonders deutlich am Gipfel des Hirschberges, Profil 8), muß er zurückgeklappt werden, so daß in der ursprünglichen normalen Lage gegenüber dem Kartenbild bei Custodis NW und SE vertauscht sind. Dadurch bekommt das Ablagerungsgebiet der Randschuppe bei Hindelang eine Breite von 3·3—3·5 km, während jetzt die Breite der Randschuppe dort nur 2·5 km beträgt.

Wie das Fenster von Hinterstein im Osterachtale zeigt, muß die Jochschrofen-Teildecke mindestens bis zum S-Rande dieses Fensters unter die Iseler-Teildecke hineinreichen. Außerdem muß die Deckenfaltung ausgeglättet werden. Dadurch erhalten wir im Osterachtal eine Breite des Ablagerungsraumes von mindestens 5·5 km, von denen 4 km unter der Iseler-Teildecke verborgen sind (M. Richter, 1937, S. 71)²⁾. Gegen Osten scheint sich die Schubweite der Iseler-Teildecke auf die Jochschrofen-Teildecke rasch zu verkleinern und außerdem schalten sich nach Schmidt-

¹⁾ Ich ziehe in diesem Falle, wo es sich um Schubmassen handelt, deren Schubweite einige Kilometer beträgt und die nachträglich eine Deckenfaltung mitgemacht haben, die Bezeichnung „Teildecke“ dem von Richter gebrauchten Ausdruck „Schuppe“ vor. Als Schuppe möchte ich im Folgenden nur Schubmassen bezeichnen, bei denen die Schubweite geringer, gleich oder nur wenig größer ist als die vertikale Komponente der Bewegung.

²⁾ Durch Ausglätten des Deckensattels des P. 2002 (M. Richter, 1937, Abb. 9) und des Ponten erhielt das heute infolge der Deckenfaltung elliptische Fenster von Hinterstein in der P. K. fast Kreisform.

Thomé zwischen beiden kleinere Schuppen ein (Ächsele-Teilschuppe, untere Breitenbergsschuppe). Am N-Abhang des Breitenberges geht die Schuppung in Überfaltung über (Schmidt-Thomé, 1951, S. 35, unteres Profil).

Die Iseler-Teildecke springt im Imberger Horn und im Iseler stärker nach N vor als im Osterachtal. Das bucht förmige Zurückspringen des Außenrandes der Teildecke im Osterachtal ist wohl eine Erosionswirkung; daher wurde hier ein dreieckiger Raum gezeichnet, in dem die Stirn der Iseler-Teildecke abgetragen ist. Südlich der unteren Haseneckalm östlich des Rettenschwängtales entwickelt sich aus der mit Liasfleckenmergeln gefüllten Mulde der oberen Haseneckalm eine kleine Schuppe innerhalb der Iseler-Teildecke, die sich noch bis in den Nordhang des Entschenrückens verfolgen läßt. Wie das langgestreckte Halbfenster südlich des Felsgrates: Daumen—Pfannenhölzer-Mittagsspitze, welches sich als schmales, verquetschtes Streifenfenster westlich unter dem Nebelhorngipfel und bis ins Oytal verfolgen läßt, und das Fenster südlich vom Vilsalpsee zeigt, muß die Iseler-Teildecke bis über den Südrahmen dieser Fenster unter die Nebelhorn-Teildecke hineinreichen. Wir erhalten dadurch im Osterachtale eine Breite des Ablagerungsraumes der Iseler-Teildecke von 9 km, von denen der kleinere S-Teil unter der Nebelhorn-Teildecke verborgen ist. Gegen E verbreitert sich der Ablagerungsraum der Iseler-Teildecke bedeutend: wir erhalten durch Ausglätten der nordvergenten Breitenbergfalten, der breiten Schattwalder Deckenmulde und des Deckensattels Ponten-Krinnespitze im Meridian von Pfronten eine Gesamtbreite des Ablagerungsraumes der Iseler-Teildecke von etwa 17 km.

Der heutige zackige N-Rand der Nebelhorn-Teildecke ist wohl größtenteils ein Erosionsrand. Ich habe daher angenommen, daß zwischen dem E-Ende des Daumengrates und dem Geishorn, sowie beim Vilsalpsee ein Stück des ursprünglichen Stirnrandes der Teildecke durch Erosion entfernt wurde. Nach Ampferer (Ampferer-Hammer, 1911, S. 543) verläuft die Schubfläche zwischen Iseler- und Nebelhorn-Teildecke östlich vom Vilsalpsee im Gappenfeldgraben, verschwindet dann aber unter der Lechtaldecke. Zwischen die Allgäu- und die Lechtaldecke schaltet sich aber die „Tektonische Moräne“ ein, welche besonders bei der Ussernalpe großartig ausgebildet ist (Ampferer-Hammer, 1911, S. 542, Fig. 4). Selbstverständlich ist es nur in schematischer Weise möglich, die ursprüngliche Lage derjenigen Gesteine, die durch die Überschiebung der Lechtaldecke in eine „Tektonische Moräne“ verwandelt wurden, in der P. K. einzutragen. Da sich die tektonische Moräne südlich vom Gappenfeldgraben im Hangenden des Jura der Nebelhorn-Teildecke, nördlich dieses Grabens aber im Hangenden des Jura der Iseler-Teildecke befindet, dürfte der S-Teil der durch den Deckenschub nachträglich in eine tektonische Moräne umgewandelten Jura- und Kreidegesteine ursprünglich im Hangenden der Nebelhorn-Teildecke, der N-Teil aber im Hangenden des jetzt verhüllten Teiles der Iseler-Teildecke gelegen, von dort aber auf den jetzt sichtbaren Teil dieser Teildecke aufgeschoben worden sein. Da außerdem — wie Ampferers Ansicht der Schubschollenlandschaft zeigt — die (Muschelkalkschollen aus der Lechtaldecke führenden) Jura- und Kreidegesteine mehrmals übereinandergeschoben sind, wurde die Zunge der teilweise von Klippen der Lechtaldecke verhüllten Jura- und Kreidegesteine länger gezeichnet, als sie

gegenwärtig ist. Die Nebelhorn-Teildecke weist eine sehr starke Faltung auf. Zum Ausglätten der Falten eignet sich besonders das von Haniel (1914, Profil IV) gezeichnete, von M. Richter 1929 (Abb. 4, S. 21) verbesserte Profil durch den Kamm: Nebelhorn—Schochen—Schneck. Wenn wir die starke Faltung der Gesteine dieses Profiles ausglätten, beträgt die Entfernung vom Nebelhorn bis zum Schubrand der Lechtaldecke südlich vom Himmeleck 12 km. Gegenwärtig sind es infolge der Faltung nur 6 km; besonders tief ist die Mulde des Schneck (= Höfatsmulde) und daher hier die Verschmälerung besonders groß. Im S-Teil der Allgäuer Hauptmulde ist längs des Schubrandes der Lechtaldecke die durch diese hervorgerufene schmale Juraschuppe der Rotspitze abgespalten (Ampferer-Hammer, 1911, S. 544, Abb. 5). Der durch diese Schuppe verhüllte schmale Streifen der Allgäuer Hauptmulde ist auch in der P. K. eingezeichnet.

Wir verfolgen nun die Allgäudecke zunächst nach W. Die Randschuppe endet bei Hindelang, die Jochschrofen-Teildecke an der Achsel, die Iseler-Teildecke im Rettenschwangtal und westlich vom Nebelhorn an der Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone; die westliche Fortsetzung dieser Teildecken ist somit durch die Erosion entfernt. Nur die Nebelhorn-Teildecke, unter der nach M. Richter im Fenster von Gerstruben die Iseler-Teildecke zutage tritt, streicht weiter gegen W.

In der Allgäuer Hauptmulde der Nebelhorn-Teildecke läßt noch das Profil des Höfatsgrates (Haniel-Richter, 1929, Abb. 8) die sehr starke Faltung dieser Teildecke erkennen. Noch weiter gegen W ist nur Liasfleckenmergel in der Allgäuer Hauptmulde vorhanden, der auch in sich stark gefaltet sein muß, was auch Haniels Profile I und III in schematischer Weise andeuten. Wäre in den Profilen der Höfats und des Schneck auch nur Liasfleckenmergel vorhanden, würde man die ursprüngliche Ablagerungsbreite der Gesteine der Allgäuer Hauptmulde viel zu niedrig schätzen. So aber müssen wir annehmen, daß auch westlich der Iller der Ablagerungsraum der Allgäuer Hauptmulde viel breiter war als heute die Mulde ist.

Für den 8 km langen Raum zwischen dem Stillachtal und dem E-Rande des Blattes „Klostertaler Alpen“ der Karte der Lechtaler Alpen liegen nur die etwas veralteten Profile Pontoppidans (1911) vor. Von hier an bis zum W-Ende der Allgäudecke im Großen Walsertal aber ist der innere Zusammenschub der Allgäudecke an der Hand der 17 Querprofile Benzingers (1929, Tafel XII) und der 12 Querprofile Blumenthals (1936) sehr genau zu verfolgen. Durch Ausglätten der Falten ergibt sich für den Meridian des Widdersteins eine ursprüngliche Breite des sichtbaren Teiles der Allgäudecke von 11 km, während die gegenwärtige Breite hier 6 km beträgt. In dem Raume östlich der Bregenzer Ache ist innerhalb der Allgäudecke nur eine Schubfläche von sehr geringer Schubweite vorhanden, welche zwischen Kl. und Gr. Widderstein (Benzinger, Profil Fig. 8, S. 449) und nördlich vom Alpeleskopf (Benzinger, Profil V) verläuft. Diese Schubfläche trennt auf Blumenthals Karte (Tafel XXVI) die Zitterklapfen- von der Hochkünzelschuppe. Nach M. Richter (1937, S. 69) setzt sich die Zitterklapfenschuppe bis zum Warmatsgundtal nach E fort. Dazu möchte ich folgendes bemerken: Nach der Geologischen Karte der Lechtaler Alpen endet der schmale Jurastrifen, welcher die Schuppe des Kl. Widdersteins (= Zitterklapfenschuppe) von derjenigen

des Widdersteins (= Hochkünzelschuppe) trennt, beim Roßboden etwa 1 km westlich vom Gaishorn. Im Hauptdolomit des Gaishorns ist daher Zitterklapfen- und Hochkünzelschuppe nicht mehr getrennt. Die nördlicher gelegene Juramulde des Bärenkopfes setzt sich gegen E in diejenige des Elferkopfes (2387 m, Profil 2 bei Pontoppidan) fort. Am Fiderepaß tritt nach Pontoppidan (1912) und Kraus (bei Schmidt-Thomé 1951, Abb. 7) in einem Fenster Flysch zutage¹⁾.

Westlich der Bregenzer Ache gehört die Niederkünzelspitze zur Zitterklapfenschuppe, die Hochkünzelspitze zur Hochkünzelschuppe (Benzinger Profil XIII). Letztere endet nach Blumenthals Karte am Gaisrücken. Der höchstens wenige hundert Meter breite, von der Hochkünzelschuppe verhüllte Teil der Zitterklapfenschuppe wurde in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen. Östlich vom Schöneegg setzt die Schubfläche an, welche die Walsertalschuppe abspaltet, an der gleichfalls nur ein ganz schmaler Streifen der Allgäudecke verhüllt ist (Profile XIV—XVI bei Benzinger und Profile 6 und 12 bei Blumenthal). Nördlich der Zitterklapfenschuppe ist noch die Randschuppe des Gräshorn und Annalperstecken vorhanden, die durch starke Faltung eine sehr beträchtliche Verschmälerung erfahren hat, von der Zitterklapfenschuppe durch eine Schubfläche von sehr geringer Schubweite getrennt und selbst zwischen Wildem und Grünem Gräshorn durch eine noch unbedeutendere Schubfläche zerschnitten ist (Ansichtprofile bei Ampferer 1931/a, S. 200, Fig. 20 und 1932 vor S. 115; Blumenthal, Profile 2—8). Da ich nicht entscheiden kann, ob die Deutung der Schiefer und Sandsteine bei den Partnomalpen als Flysch (Birnwangschichten) durch Kraus und Ampferer oder als Lias der Allgäudecke durch Blumenthal (S. 460) richtiger ist, habe ich beide Möglichkeiten in die P. K. eingetragen. Falls die Erstgenannten recht haben, müßte der Raum bei den Partnomalpen (P?) punktiert werden.

Der von Blumenthal als „Verkeilte Randzone“ und „Seewaldseezone“ am Außenrand der Allgäudecke eingetragene Streifen wurde bei der Zeichnung der P. K. nicht berücksichtigt. Denn abgesehen davon, daß es sich zum großen Teil um Oberkreide handelt, ist es auch gar nicht sicher, ob es wirklich Randteile der Allgäudecke sind, wie Blumenthal annimmt, oder aus größerer Entfernung hertransportierte unterostalpine Schubsetzen, wofür das von Blumenthal (S. 470) und Richter (1937, S. 70) erwähnte Auftreten von Diabasporphyriten spricht. Überdies ist es nicht möglich, die ursprüngliche Gestalt und Lage solcher verschürfter Schollen auch nur annähernd genau zu rekonstruieren.

Südlich der Höferspitze sind zwei sehr kleine Flächen durch Hauptdolomitklippen der Lechtaldecke verhüllt („Falken“ nordöstlich von Schröcken, Blumenthal, S. 476 und tektonische Karte Tafel XXVI).

Wenn wir aus dem Raume von Pfronten und Tannheim nach E gehen, so sehen wir, daß hier die Allgäudecke viel stärker als im W durch die Lechtaldecke verhüllt ist. Nur in drei Streifen liegt die Allgäudecke frei:

1. Im Halbfenster von Nesselwängle, das nur wenig über das Lechtal bis in die Gegend des Urisees reicht. Sehr kleine Teile dieses Halbfensters

¹⁾ M. Richter rechnet 1929 die hier und in dem kleinen Fenster von Griesgund zutage tretenden Gesteine zur Aroser Schuppenzone, während er 1937 (S. 70) am Fiderepaß grobe Cenomankonglomerate angibt.

sind durch die Deckscholle des Hahnenkamms und nördlich von diesem durch zwei noch kleinere Deckschollen, größere Teile aber durch das Quartär des Lechtales in der Gegend von Reutte verhüllt. Da die Profile bei Kockel und Richter (1931/a, Tafel IX) hier eine verhältnismäßig geringe Faltung der Allgäudecke zeigen, wurden die im Halbfenster sichtbaren Gesteine in der P. K. nur wenig breiter eingezeichnet als in der G. K.

2. Im Bennadeckensattel, wo die Allgäudecke nur in drei sehr schmalen Streifenfenstern am Füssener Jöchl, östlich Ober-Pinswang und in der Bleckenau sichtbar ist.

3. Die nördliche Randzone, die sich allein weit nach E verfolgen läßt, aber immer wieder sehr stark durch Quartär verhüllt ist. Außerdem ist ein mittlerer Streifen der nördlichen Randzone von Pfronten bis zur Hornburg durch die der Oberen Vilser Decke angehörige Deckscholle des Falkensteinzuges verhüllt, an den sich noch im E ein schmaler und kurzer Streifen anschließt, wo die Allgäudecke die kleine, der Unteren Vilser Decke angehörige Deckscholle des Schäßlersecks trägt (Kockel, 1936, S. 179—180). Man kann hier den Zusammenschub der Allgäudecke durch Faltung und Schuppung nur roh schätzen. Aber die durch die steile Aufschiebung der Klamgrabenschuppe auf die Fällgrabenschuppe und der Letzteren auf das (nahe dem Lobental winzige Hauptdolomitklippen tragende) Cenoman der Höllenzzone verhüllten Räume wurden angedeutet. Vom Lobental bis zum Schwabenkopf sind nur sehr kleine Teile der Allgäudecke sichtbar, die in etwas schematischer Weise eingetragen sind (Kockel, Richter, Steinmann, 1931).

Erst von hier bis zum Ammerquertal ist ein breites und auch ziemlich stark durch Faltung und Schuppung verschmälertes Stück der Allgäudecke sichtbar. Innerhalb dieses Abschnittes sind die durch die Lechtaaldecke (Teufelstätt- und Hennenkopf-Teildecke) und das ausgedehnte Cenoman beim Hennenkopf verhüllten Teile eingetragen. Dasselbe gilt für die unter der Aufschiebung südlich des Schwabenkopfes (M. Richter, 1937, Abb. 16, unteres Profil) und unter dem N-Rand der Steckenbergschuppe verborgenen schmalen Streifen. Zwischen Ammer- und Loisachtal sind wieder nur sehr spärliche Reste der Allgäudecke sichtbar. Zwischen diesen und der Allgäudecke der Herzogstandgruppe klafft eine 8 km lange Lücke, in der die Allgäudecke gänzlich unter den Alluvionen des Murnauer Moores verborgen ist.

Bei der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Allgäudecke zwischen Loisach- und Isar-Quertal soll von dem durch Särchinger (1939) aufgenommenen Benediktenwandgebirge ausgegangen werden, da hier die Allgäudecke am besten aufgeschlossen ist. Särchinger unterscheidet hier innerhalb der Allgäudecke zwei Schuppen: Lettenbachzone und Moosenbergschuppe.

Nach Särchinger S. 425 bildet das nördlich an die Lettenbachzone angrenzende Randcenoman keine selbständige tektonische Einheit, sondern ist mit dem am Nordrande überkippten Lias der Lettenbachzone stratigraphisch verbunden. Da aber Müller-Deile (1940, S. 63) in dem westlich anschließenden Gebiet eine selbständige Cenoman-Randschuppe feststellen konnte und ebenso M. Richter und seine Mitarbeiter (1939, S. 690) in dem östlich angrenzenden Raume, wäre es sehr unwahrscheinlich, wenn es im Benediktenwandgebirge anders wäre. Ich glaube daher, daß im nördlichen

Teile der Allgäudecke des Benediktenwandgebirges zweierlei Cenoman vorhanden ist: das im Lettenbach über Liaskalk liegende Cenomankonglomerat (Särchinger, S. 403, Abb. 16) und dasjenige östlich P. 803 (S. 404) transgrediert wirklich über den Lias der Lettenbachzone, der lange Streifen von Cenomansandstein zwischen Buchenauer Kopf und Vogelkopf hingegen gehört zu der von der Lettenbachzone überschobenen Randcenomanschuppe.

Der Lias der Lettenbachzone weist eine starke Faltung auf, wie besonders das Profil des Arzbaches zeigt, in dem Särchinger zahlreiche Fallzeichen einträgt, die auf das Vorhandensein von mindestens 5 Sätteln und 4 Mulden schließen lassen. Man darf vielleicht annehmen, daß die hier heute 1.1 km breite Lettenbachzone vor der Faltung mindestens 1.5 km breit war. Weiter im W sind die durch die kleinen Deckschollen des Vogelkopfes und des Sattelkopfes verhüllten Räume eingetragen.

Die Grenze zwischen Lettenbachzone und Moosenbergschuppe ist nach Särchingers Profilen eine vertikale Bewegungsfläche, die aber wohl kein Bruch, sondern eine nachträglich saiger gestellte Überschiebungsfläche ist. Unmittelbare Anhaltspunkte für die Schubweite dieser Überschiebungsfläche ergeben sich zwar nicht aus Särchingers Karte, aber es besteht zwischen beiden Schuppen ein Faziesunterschied im Lias: die Lettenbachzone zeigt „landnahe, flyschähnliche Fleckenmergel“, die Moosenbergschuppe „echte Fleckenmergel“. Wie Abb. 21 bei Särchinger zeigt, ist erstere Fazies des Lias etwa 130 m, letztere etwa 100 m mächtig. Es muß also zwischen den Ablagerungsräumen der beiden Fazies ein gewisser Zwischenraum angenommen werden. Ich glaube aber, daß schon auf der Strecke von 1 km der Faziesübergang möglich wäre. Ich habe daher für die beide Schuppen trennende Schubfläche in der P. K. eine Schubweite von 1 km angenommen.

Auch die Moosenbergschuppe weist eine starke Faltung auf. Zur Ausglättung dieser Falten eignet sich für den Jura am besten Profil 7, für die Trias Profil 5 b bei Särchinger. Für Profil 7 ergibt sich aber aus der Karte, daß die breite Radiolaritzone nördlich vom Arzbach durch zwei sekundäre Sättel geteilt ist und auch die nördlich anschließende Zone von Liasfleckenmergeln mindestens eine Mulde mehr aufweist, als das Profil zeigt. Wir kommen durch Ausglätten dieser Falten zu einer Jurazone, die vor der Faltung etwa doppelt so breit war wie jetzt. Zu demselben Ergebnis führt die Ausglättung der nordvergenten Rhätmulden in Profil 5 b. Wir begehen also offenbar keinen großen Fehler, wenn wir die Moosenbergzone vor der Faltung etwa doppelt so breit zeichnen wie gegenwärtig.

Der im Eselau-Fenster (Raum zwischen dem Großen Muldenzug und der Schwarzenbachlinie) sichtbare, von der Reliefüberschiebung Särchingers (S. 448—456) überfahrene Teil der Allgäudecke hat eine zweimalige Faltung mitgemacht: 1. die Faltung, die vor (oder vielleicht teilweise auch gleichzeitig mit) der Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke erfolgte. Diese Falten sind bei Särchinger in Abb. 58 schematisch dargestellt. 2. Die Deckenfaltung nach Eintritt der Reliefüberschiebung, die an den Profilen 10—20 an der Faltung der mit RÜ bezeichneten Relief-Überschiebungs-Fläche zu erkennen ist. Beide Faltungen müssen ausgeglättet werden. Durch Ausglättung der Deckenfaltung in den Profilen 14 bis 15 erhält man als Breite des vor Eintritt der Reliefüberschiebung

bestandenen Fensters an dieser Stelle etwa 3-8 km¹⁾. Das entspricht gut der von Särchinger S. 449 angegebenen Breite des ursprünglichen Fensters. Zur Ausglättung der älteren Faltung kann man Abb. 58 bei Särchinger verwenden. Wenn die Faltung hier wohl etwas schematisch eingetragen ist, so gibt das Profil doch ein Maß, wie stark sie nach Särchingers Meinung ist. Wir gelangen somit durch das Ausglätten beider Systeme von Falten zu dem Ergebnis, daß das Stück der Allgäudecke, welches in den Fenstern zwischen dem Südrande des Großen Muldenzuges und der Schwarzenbachlinie sichtbar ist, im Bereiche der Profile 14 und 15 im Geosynklinalzustand etwa 6 km breit war²⁾.

In dem westlich anschließenden, von Müller-Deile (1940) aufgenommenen Gebiete beiderseits des Kochelsees ist viel weniger von der Allgäudecke zu sehen. Hier ist eine sehr schmale, aber deutliche Randcenomanschuppe vorhanden. Der Lettenbachzone entsprechen die Liasschuppen, der Moosenbergschuppe die Schwarzenbergschuppe, den Deckschollen des Vogelbergzuges der Schmiedlainezug. In dem Raume östlich des Kochelsees hat sich durch das Eingreifen der großen, zu den Loisachstörungen gehörigen Kesselberg-Blattverschiebung die Allgäudecke des Benediktenwandgebirges gegenüber derjenigen der Herzogstandgruppe weit nach N verschoben. Durch Rückgängigmachen dieser Blattverschiebung gelangen die Ablagerungsräume der Allgäudecke in beiden Gebirgsgruppen in annähernd dieselbe geographische Breite. Die Schwarzenbergschuppe ist im Profile des Schwarzenbergkopfes durch eine Schubfläche in zwei Schuppen geteilt; die durch die südliche Schuppe und eine winzige Deckscholle der Lechtaldecke verhüllten Räume sind angedeutet. Die von dem schmalen Schmiedlainezug verhüllten Streifen sind etwas verbreitert angegeben, um bei dem kleinen Maßstab überhaupt sichtbar zu sein.

In der Herzogstandgruppe ist ebenfalls infolge der Bedeckung mit Quartär nur wenig von der Allgäudecke sichtbar. Die Profile Knauers und Müller-Deiles erlauben keine genaue Abwicklung der Falten, die Breite des Ablagerungsraumes muß ziemlich willkürlich angenommen werden. Der kleine, durch die Deckscholle des Simmersberges verhüllte Raum wurde eingetragen.

In dem Raume zwischen dem Isartal und dem Schliersee stehen — abgesehen von der Karte von M. Richter, Custodis, Niedermayer und Schmidt-Thomé (1939), die aber nur den nördlichsten, sehr schmalen Streifen der Kalkalpen umfaßt — nur die älteren, den Deckenbau ablehnenden Arbeiten von K. Boden (1915, 1916) und E. Dacqué (1912) zur Verfügung. Die in diesen Arbeiten enthaltenen Profile sind daher für die Abwicklung des Falten- und Deckenbaues fast unbrauchbar. Obwohl das Wendelsteingebiet erst im II. Teil meiner Arbeit zur Darstellung kommt, muß die Arbeit Osswalds auch schon hier berücksichtigt werden, da sich

¹⁾ Ich vermute, daß Särchinger in den Profilen die Tiefe der kleinen Deckenmulden und die Höhe der kleinen Deckensättel im Bereiche des Eselau-Fensters etwas zu groß gezeichnet hat. So muß z. B. in Profil 15 die Mulde des P. 1041 durch einen kleinen Deckensattel geteilt sein, da nach seiner Karte von W her ein mit Lias erfüllter Deckensatteltkern eingreift. Ich habe mich aber doch an seine Profile gehalten.

²⁾ Selbstverständlich erscheinen die durch die Hauptdolomit-Deckschollen verhüllten Räume durch die Ausglättung der Falten in der P. K. im Vergleich zur G. K. in N-S-Richtung verbreitert.

die von Osswald im Wendelsteingebiet festgestellten tektonischen Erscheinungen auch in den östlichsten Teil des im I. Teil der Arbeit beschriebenen Raum erstrecken.

Östlich des Isartales besteht nach Richter usw., 1939, S. 690, die nördlichste Randschuppe der Allgäudecke aus einem Cenomanzug, unter dem streckenweise Neokom und am Sattelpf und bei der Aalbachalm auch Malm zutage tritt.

Zwischen dem Isartal und dem Söllbachtal ist die von Särchinger beschriebene Gliederung in die Lettenbachschuppe und die Moosenberg-schuppe klar erkennbar: Der auch hier durch flyschähnlichen Lias (Boden, 1916, S. 208) ausgezeichneten Lettenbachschuppe gehört das Schwarzb-ergel an, die Moosenberg-schuppe beginnt mit den Raibler Schichten des P. 1209 östlich von Lenggries. Im Söllbachtal dürfte die von Richter usw., 1939 beschriebene Überschiebung von Raibler Schichten über Lias unterhalb des „Bauer in der Au“ der Schubfläche zwischen Lettenbach- und Moosenberg-schuppe entsprechen, so daß erstere hier gänzlich ausspitzt. Südlich des durch die Deckscholle des Geiger- und Fockensteins verhüllten Raumes treten die Gesteine des Hirschtal-Deckensattels zutage, welche die östliche Fortsetzung derjenigen des Eselau-Fensters sind. Hier ist es nach Bodens Karte (1935) nicht ganz klar, welche von den zahlreichen kleinen Triasvorkommen dieses Raumes als Deckschollen der Lechtaldecke und welche als Aufschuppungen innerhalb der Allgäudecke zu betrachten sind. Ich habe die meisten als Deckschollen angesehen.

Zwischen dem Tegernsee und Schliersee besteht die Allgäudecke aus der hauptsächlich aus Cenoman aufgebauten Randschuppe und der Moosenberg-schuppe, die nach Richter, usw. 1939, westlich vom Kreuzbergköpfl, aus einer Lias- und einer Neokomschuppe besteht und stark von Loisach-Blattverschiebungen durchsetzt ist, durch deren Rückgängigmachung der östlich vom Tegernsee nach N vorspringende Bogen verschwindet. Nördlich vom Brunnkogel weist die Moosenberg-schuppe einen deutlichen Muldenbau auf; durch Ausglättung dieser Mulde ergibt sich hier eine Breite von 2 km vor der Faltung. Die östliche Fortsetzung der Allgäudecke des Hirschtal-Deckensattels ist nach Richter, 1937, S. 110, Abb. 30, das Fenster des Westerberges.

Im Wendelsteingebiet bezeichnet Osswald (1951) die Randcenoman-schuppe als Ia, über der die auch noch zur Allgäudecke gehörenden Schuppen II und III liegen. Um für die Ablagerungsräume dieser Schuppen Platz zu haben, muß der Ablagerungsraum der Randcenomanschuppe auch westlich vom Wendelstein mindestens 10 km von dem noch erhaltenen Teile der Hauptschuppe der Allgäudecke entfernt abgelagert worden sein.

Nach Bodens Karte der Tegernseer Berge (1915) entwickelt sich im E-Gehänge des Söllbachtals eine Schuppe, die gegen die Weißach zu gegen N vorstößt und dadurch rasch an Schubweite gewinnt. Wir können sie als Ringspitzenschuppe bezeichnen. Über diese Schuppe haben Richter (1937, S. 108) und Osswald (1951, S. 68) voneinander abweichende Meinungen geäußert. Nach Richter handelt es sich um eine Schuppe der Allgäudecke, die „östlich des Weißbachtals schon nicht mehr vorhanden ist“, nach Osswald bildet sie einen Teil seiner Schuppe VI, der östlich der Weißach die Masse des Baumgartenberges, Brunnkogels und Hirschgröhrkopfes

angehört¹⁾. Mir scheint die Ansicht Osswalds wesentlich wahrscheinlicher zu sein, doch mit dem Unterschied, daß ich das Ablagerungsgebiet der Schuppe VI im Gegensatz zu Osswald nicht zwischen V und VII, sondern zwischen III und IV annehme. Ich glaube, daß es sich um eine südlichste, durch ziemlich große Schubweite ausgezeichnete Schuppe der Allgäudecke handelt, die man allenfalls auch als nördlichste Schuppe der Lechtaldecke bezeichnen könnte. Der Schuppe V Osswalds (= Obere Wendelsteindecke Richters) möchte ich nur das winzige Buntsandsteinvorkommen am Kreuzbergköpfl (Richter usw., 1939, S. 682) zurechnen, welches somit das einzige noch erhaltene Bindeglied zwischen dem Fockenstein und der Oberen Wendelsteindecke wäre. Das Fenster des Westerberges (1333 m, Richter, 1937, Abb. 30 auf S. 110) tritt daher nicht unter der Lechtaldecke, sondern unter der Ringspitzenschuppe zutage.

Die schmale Triasmulde mit Liaskern südlich der Ringspitze betrachte ich als eine kleine Deckscholle der hier sonst gänzlich abgetragenen Unteren Wendelsteindecke (P. 1322).

Im Gegensatz zu Osswald (1951, tektonische Karte und Profil A) möchte ich die sich aus Dacqués Karte ergebende, aber auf der Karte von Richter, usw. 1939 von der Gipfelschuppe des Hirschgröhrkopfes nicht abgetrennte Triasschuppe des P. 1262 — wenn sie überhaupt vorhanden ist — nur als eine örtliche Abspaltung von der Ringspitzenschuppe (VI bei Osswald 1951) betrachten und erst die von Osswald zu Ib gestellte Jurazone als Äquivalent der Schuppe III des Wendelsteingebietes (Osswald 1951) ansehen. Daraus ergibt sich aber eine ziemlich beträchtliche Schubweite der eigentlichen Allgäudecke (III) auf die Randzone (I a).

Osswalds Schuppe VII (1951) möchte ich erst mit dem Raibler Schichtenzug des Kühzags beginnen (siehe Karte von Dacqué). Entsprechend der von Särchinger im Benediktenwandgebirge angenommenen tektonischen Erklärung glaube ich, daß auch hier zwei Bewegungsphasen auftreten. In der älteren erfolgte eine erste große Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke (= Osswalds Schuppe IV und V auf III), dann die Öffnung eines großen Fensters südlich des „Großen Muldenzuges“, dem auch der Wendelstein angehört, durch die Erosion. In der jüngeren Phase erfolgten die Reliefüberschiebungen der Schuppen VI und VII²⁾. Durch die Reliefüberschiebung an der Basis von VI wurde die V angehörige Buntsandstein-Deckscholle des Kreuzbergköpfls unter VI eingewickelt. Nur dadurch ist es verständlich, daß am Kreuzbergköpfl alle Schichten zwischen Buntsandstein und Raibler Schichten fehlen.

Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke

Das für die Abwicklung der Lechtal- und Inntaldecke geeignetste Profil ist der bekannte Ostalpenquerschnitt von Ampferer und Hammer (1911). Nur fehlt in diesem Querschnitt infolge Abtragung der nördlichste Teil der

¹⁾ Auch Boden verbindet die Ringspitzenmasse mit derjenigen des Baumgartenberges (Geogn. Jahresh. 27, Tafel 10 a). Allerdings betrachtet Boden die Störungslinie, welche die Masse der Ringspitze und des Baumgartenberges im N begrenzt, nicht als Überschiebung.

²⁾ Hierzu sei bemerkt, daß ich zu dieser Auffassung vor allem durch ein handgezeichnetes Profil durch die Wendelsteingruppe geführt wurde, welches mir Herr Professor Dr. Kockel freundlicherweise zur Verfügung gestellt hatte.

Lechtaldecke (mit Ausnahme des Falkensteinzuges, dessen Zugehörigkeit zur Lechtaldecke Ampferer noch nicht erkannt hatte). Wir müssen daher für den nördlich des Halbfensters von Nesselwängle gelegenen Teil der Lechtaldecke von den Vilser Alpen ausgehen.

1. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den Vilser Alpen

Wie Ampferer (1921) erkannt hatte und wie alle späteren Beobachter (M. Richter, C. W. Kockel, W. Heiße) bestätigen konnten, besteht die Lechtaldecke in den Vilser Alpen aus zwei Decken, der Unteren und der Oberen Vilser Decke, wobei die Obere Vilser Decke die eigentliche Lechtaldecke ist, während das Ablagerungsgebiet der Unteren Vilser Decke unmittelbar nördlich desjenigen der Oberen Vilser Decke gelegen war und von dieser schon vor Ablagerung des Cenoman überschoben wurde (C. W. Kockel, 1931, S. 194). Um die Ablagerungsbreite der Unteren Vilser Decke ist daher die nordalpine Geosynklinale bereits im Cenoman verschmälert. Hauptsächlich aus diesem Grunde gilt die P. K. nicht mehr für das Cenoman.

Die Untere Vilser Decke ist nach C. W. Kockel und M. Richter (1931/a) in zwei Teildecken gespalten, die man als Einstein-Teildecke (tiefere Serie) und Seferspitz-Teildecke (höhere Serie) bezeichnen kann. Das Ablagerungsgebiet der Einstein-Teildecke muß nördlich an dasjenige der Seferspitz-Teildecke angeschlossen haben¹⁾. Die Einstein-Teildecke liegt nur im Einsteinmassiv bei Tannheim frei und ist weiter im E zum größten Teil von der Seferspitz-Teildecke verhüllt, und diese wieder liegt in der Tegelberg-Deckenmulde und in der Reintal-Deckenmulde unter der Oberen Vilser Decke; nur in dem schmalen, beide Deckenmulden trennenden Bennadeckensattel läßt sie sich bis zur Nieder-Straußbergalm verfolgen, wo sie gänzlich unter der Oberen Vilser Decke verschwindet (Kockel-Richter-Steinmann, 1931, Profil 23). Kockel fand im Bennadeckensattel Anzeichen für den primären Südrand der Unteren Vilser Decke (1931, S. 154). Ferner werden winzige Hauptdolomitklippen im Achtale westlich des Breitenberges und sehr schmale Streifen von Jurakalken am N-Rande des Falkensteinzuges von Custodis und Schmidt-Thomé (1939) zur Unteren Vilser Decke gerechnet. Breitet man die jetzt übereinanderliegenden Teile der Unteren Vilser Decke nebeneinander aus, so erhält man ein in N—S-Richtung 15 km breites Ablagerungsgebiet.

Wie aus der tektonischen Karte und den Profilen von Custodis und Schmidt-Thomé hervorgeht, fehlt die Untere Vilser Decke unter dem größten Teile des zur Oberen Vilser Decke gehörenden Falkensteinzuges. Die Hauptmasse der Trias-Jura-Gesteine, von denen einzelne Schubfetzen als „Untere Vilser Decke“ beim nachcenomanen Deckenschub losgerissen und nach N verschleppt wurden, ist offenbar im S (südöstlich vom Lias des Hornbacher Halbfensters) zurückgeblieben. Aber unter einer Schubmasse liegt sie gegenwärtig auf jeden Fall; es wurde daher der ganze Raum, in dem vor der Cenomantransgression die heute noch erhaltenen Teile der Oberen Vilser Decke gelegen waren, mit vertikalen Schraffen bezeichnet.

¹⁾ Heiße unterscheidet in seiner tektonischen Karte (Tafel XII) zahlreiche Schuppen in der Unteren und der Oberen Vilser Decke. Mir scheint aber die von Kockel und Richter gegebene tektonische Gliederung nicht nur einfacher, sondern auch richtiger zu sein.

Es ist aber möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß in dem Raume westlich der heute noch erhaltenen Teile der Unteren Vilser Decke (westlich vom Einstein und Aggenstein) ein Teil der in der P. K. als abgetragen bezeichneten Gesteine nicht abgetragen, sondern ebenfalls im S zurückgeblieben und daher erhalten ist.

Der nördlichste Teil der Oberen Vilser Decke ist der Falkensteinzug. Ich nehme an, daß der Falkensteinzug der primäre Stirnteil der Oberen Vilser Decke ist und daß das Ablagerungsgebiet der Unteren Vilser Decke unmittelbar an dasjenige des Falkensteinzuges im N anschloß. Die Faziesverhältnisse lassen eine solche unmittelbare Nachbarschaft ohne weiteres zu, denn beide Gebiete gehören der Schwellenfazies des Jura an (Custodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 422, Abb. 16). Es ist äußerst schwierig, den von Kockel (1936, S. 165—173) beschriebenen Teil des Falkensteinzuges richtig abzuwickeln, das paläogeographische Kartenbild ist daher hier nur annähernd richtig. Der östlich von Vils gelegene Teil des Falkensteinzuges erscheint in der P. K. sehr schmal, da die Schichten fast saiger stehen und nur der S-Schenkel der Deckenmulde sichtbar, der N-Schenkel hingegen durch Quartär verhüllt ist. Erst westlich von Oberkirch sind auch kleine Stücke des N-Schenkels sichtbar (Profil 4 bei Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis, 1936); dadurch verbreitert sich hier plötzlich der sichtbare Teil des Falkensteinzuges in der P. K. Aber hier stellt sich die gefaltete Salober—Zirmgrat-Schuppe ein, welche den S-Schenkel der Falkensteinmulde verhüllt. Etwas Ähnliches gilt für die kleine Schuppe der Schloßangeralm. Erst von Pfronten gegen W sind beide Schenkel der Deckenmulde des Falkensteinzuges sichtbar, so daß in der P. K. der Zug durch das Ausglätten der Mulde ziemlich breit erscheint. Der Sorgschrofengipfel gehört dem N-Schenkel an und liegt daher in der P. K. ganz am Außenrand des Falkensteinzuges. Auch das SW-Ende des Falkensteinzuges erscheint in der P. K. verhältnismäßig breit, besonders im Bereiche der liegenden Deckenmulde der Profile 18—20 bei Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis, 1936. Allerdings ist eine normale Ausglättung dieser merkwürdigen Mulde nicht möglich. Sie kann nur durch Scherbewegungen innerhalb des Hauptdolomits und der anderen Gesteine der Mulde entstanden sein.

Jetzt zeigt der Falkensteinzug eine auffallende, gegen NW konvexe Bogenform. Wie die Ausglättung der Allgäudecke gezeigt hat, ist diese bogenförmige Krümmung erst die Folge der gegen W zunehmenden Raumverengung durch die tektonischen Vorgänge. Das Ablagerungsgebiet des Falkensteinzuges dürfte daher eine — wenigstens annähernde — E—W-Richtung besessen haben und erst durch die letzten tektonischen Vorgänge bogenförmig gekrümmt worden sein.

Viel geringere Schwierigkeiten bietet die Ausglättung der Deckenfaltung in den zwischen den Deckensätteln von Vils und Nesselwängle gelegenen Teile der Oberen Vilser Decke. Durch Ausglätten der Deckenfaltung vergrößert sich im Meridian Vilser Kegel — Kellespitze die Entfernung vom S-Rand des Vilser zum N-Rand des Nesselwängler Halbfensters von 5 auf 7 km. Auch die Entfernung zwischen dem N- und S-Rand des Halbfensters von Nesselwängle war nur unbedeutend größer als heute, da die Lechtaldecke in verhältnismäßig flach gewölbtem Bogen das Halbfenster überbrückt (Ampferer-Hammer, 1911, S. 546, Fig. 6).

2. Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke im Bereiche des Ampfererschen Querschnittes

Wir begeben uns nun etwa 15 km weiter nach W, um die Ausglättung der Lechtal- und Inntaldecke an der Hand des Ostalpenquerschnittes von Ampferer (Ampferer-Hammer, 1911, Tafel XXXIII) vorzunehmen.

Der nördlich vom Jurastreifen des Glasfelder Kopfes gelegene Teil der Lechtaldecke dürfte nur unbedeutend tektonisch verschmälert sein. Der Jurastreifen selbst wird jetzt nicht mehr wie früher als ein Halbfenster der Allgäudecke unter der Lechtaldecke betrachtet, sondern im Sinne der älteren Auffassung Ampferers (1911, S. 549) und der neuesten M. Richters (Schmidt-Thomé, 1951, S. 44) zur Lechtaldecke gerechnet und ist daher eine tiefe „Einrollung“ von oben. Die N-Grenze des Jurastreifens ist aber zweifellos eine Überschiebung, an der verkehrt liegender Jura auf Hauptdolomit geschoben wurde. Der unter dieser Schubfläche verborgene schmale Streifen der Lechtaldecke ist in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen und bis nach Stanzach im Lechtal durchgezogen, da sich nach Ampferer (1911, S. 549) die Schubfläche wahrscheinlich bis ins Lechtal fortsetzt. Der Raum zwischen dieser Schubfläche und dem Hochvogel zeigt nach dem Querschnitt und nach Fig. 7 (Ampferer, 1911, S. 550) eine sehr starke Faltung und muß daher eine bedeutende Raumverschmälerung erfahren haben. Nach meiner Schätzung war die Entfernung des Hochvogels von dem Radiolaritzug nördlich des Glasfelder Kopfes vor der Faltung mindestens um einen Kilometer größer als jetzt.

Hingegen liegt der Hauptdolomit beiderseits des Halbfensters von Hinterhornbach sehr flach, so daß hier im W-Teil fast keine Verschmälerung der Lechtaldecke eingetreten ist. Im E-Teil hingegen versteilt sich nach Ampferer das Gewölbe.

Südlich des Halbfensters des Hornbachtals ist durch das Auftreten der Ramstallschuppe eine recht beträchtliche Verkürzung eingetreten. Am linken Gehänge des Höhenbachtals beträgt die Schubweite mehr als 2 km, wie man auf der G. K. Blatt Lechtal und im unteren Profil (Ampferer, 1911, Tafel XXXIII, wo die Schubfläche vielleicht sogar etwas zu steil gezeichnet ist) nachmessen kann. Selbstverständlich muß sich diese Überschiebungsfläche weiter nach E in den Hauptdolomit der Hornbachkette fortsetzen, und Ampferer hat sie daher im mittleren Profil als Zerrüttungszone im Hauptdolomit eingetragen. Ich habe sie in der Nähe der Urbeleskarspitze ausklingen lassen, allerdings ohne dafür nähere Anhaltspunkte zu haben.

Auch im Bereiche der südlich anschließenden Holzgauer Mulde ist eine beträchtliche Raumverkürzung erfolgt. Im unteren Profile beträgt die heutige Horizontalentfernung zwischen der Scharte nördlich der Ramstallspitze und der Schubfläche, welche südlich von Holzgau den Liasfleckenmergel vom Hauptdolomit trennt, 5-7 km; vor der Faltung lagen beide Punkte etwa 8 km voneinander entfernt, wie man an dem Profil nachmessen kann. Da die Holzgauer Kreide auf Grund ihrer Foraminiferenfauna als Senon gilt (Erläuterungen zu Blatt „Lechtal“, S. 38), wurde sie in der P. K. als Oberkreide ausgeschieden, u. zw. infolge Ausglättung der beiden Mulden breiter als in der G. K. M. Richter (1937, S. 60) bezweifelt allerdings das senone Alter und hält sie für Cenoman oder

Neokom. Die nach Ampferers unterem und mittlerem Profil auffallend konkordante Lagerung rechtfertigt auch diesen Zweifel.

Der S-Schenkel der Holzgauer Mulde wird, wie das untere und besonders das mittlere Profil zeigt, von einer Triasschuppe überschoben, unter der ein schmaler Streifen der Lechtaldecke verborgen ist. Gegenüber der Mündung des Sulzeltales scheint eine kleine Blattverschiebung zu verlaufen, an welcher der E-Teil dieser Schuppe stärker nach N verschoben ist. Zur Orientierung ist der durch das Alluvium des Lechtales verhüllte Streifen der Lechtaldecke eingetragen; selbstverständlich stimmt dieser Streifen nicht mit dem heutigen Kartenbilde des Lechtalalluviums überein, da die P. K. den Zustand vor der Faltung zeigt.

Südlich des Lechtales folgt eine breite Zone von steil stehendem Hauptdolomit, die Ampferer als eine Antiklinale mit Raibler Schichten im Kern betrachtet (1911, S. 554). Eine normale Antiklinale kann es aber nicht sein, da die Raibler Schichten in der G. K. nicht die Mitte der Zone einnehmen, sondern bald dem N-Rand, bald dem S-Rand genähert sind. Eine genaue Ausglättung ist hier unmöglich, die Hauptdolomitzone wurde nur auf Grund einer Schätzung in der P. K. etwas breiter eingetragen als in der G. K.

Wenn wir zunächst das mittlere Profil betrachten, so gelangen wir durch Ausglätten des gefalteten Bandes der Liashornsteinkalke der Tajakopfmulde zu einer ursprünglichen Entfernung: „Hinterer Sonnenkogel — P. 2053 (500 m südlich der Simmshütte)“ von 7 km, während die heutige Entfernung dieser beiden Punkte nur 5 km beträgt. Wenn wir dieselbe Messung im unteren Profile etwa an den bei der Peischelspitze beginnenden Liasfleckenmergeln vornehmen, erweist sich der Ablagerungsraum dieser Liasfleckenmergel 6-7 km breit, während die heutige Entfernung der beiden Endpunkte nur 4-4 km beträgt. Diese an den beiden Hängen des Sulzeltales aufgeschlossene Faltenzone verschwindet im mittleren Profil unter der Schubmasse der Wetterspitze, im unteren unter derjenigen der Guflespitze; im oberen Profil entspricht ihr die Schubmasse der Saxerspitze. Daß es sich hier nicht um die Inntaldecke handelt, habe ich kürzlich an anderer Stelle gezeigt (Spengler, 1951, S. 188—191). Die Profile geben keine unmittelbaren Anhaltspunkte für die Schubweite. Sehr groß allerdings kann sie nicht gewesen sein, da die Schubmasse nur bis zum Röttal nach E reicht; der Hauptdolomit der Saxer Spitze entspricht dem Hauptdolomitmern der Rollfalte von Madau östlich des Röttales (Ampferer, 1932, Abb. gegenüber von S. 96). Im Profil der Saxerspitze habe ich den von der Schubmasse verhüllten Streifen 1-5 km breit gezeichnet. Im unteren Profil liegt unterhalb der mit dem Hauptdolomit der Guflespitze (2545 m) beginnenden Hauptmasse der Teildecke eine dünne, stark gewalzte und in Stücke zerrissene, nur aus Juragesteinen bestehende Schuppe, welche den N-Gipfel der Guflespitze (2583 m) aufbaut (Ampferer, 1911, S. 561, Fig. 10). Auch im mittleren Profil ist diese aus den ganz ausgewalzten Juragesteinen der Freispitzmulde hervorgegangene Schuppe noch erkennbar unter der Trias der Wetterspitze (Ampferer, 1932, Abb. vor S. 97). Selbstverständlich konnte in der P. K. diese Juraschuppe nur stark schematisiert eingetragen werden. Im oberen Profil enthält die Teildecke der Saxerspitze die äußerst verwickelt gebaute Freispitzmulde. Es ist natürlich ganz ausgeschlossen, dieses merkwürdige tektonische Gebilde exakt abzuwickeln. Ich habe in der P. K. den Ablagerungsraum des Freispitzjura 4 km breit gezeichnet, während die heutige

Breite der Freispitzmulde in dem oberen Profil 2 km beträgt. Vielleicht habe ich dabei den Zusammenschub noch zu gering angenommen. Im mittleren und unteren Profil ist die Schubmasse der Saxerspitze aus drei nordvergenten Sätteln aufgebaut. Durch schätzungsweise Ausglätten vergrößert sich im unteren Profil die aufgeschlossene Breite der Teildecke der Saxerspitze von 1.5 auf 3 km, im mittleren von 2 auf 4 km (vgl. hierzu S. 55).

Die Inntaldecke beginnt nach meiner Ansicht (Spengler, 1951) im unteren Profil mit der Schubfläche des Hauptdolomits auf den Oberrhätalk der Aplespleisspitze, im mittleren mit der Schubfläche des Hauptdolomits der Vorderseespitze auf die Kössener Schichten im Sattel nördlich dieses Gipfels. Im oberen Profil muß die Hauptdolomitzone des Stierkopfes südlich der Freispitzmulde als Wurzel der Inntaldecke betrachtet werden. Außerdem gehört im oberen Profil die Halbdeckscholle¹⁾ der Ruitelspitze, im unteren die ihr entsprechende Deckscholle der Griesalterspitze (= Wildalterspitze), ferner im oberen Profil die winzige Hauptdolomit-Deckscholle auf der Roten Platte und im mittleren die fast ebenso kleine Klippe am S-Gipfel der Feuerspitze zur Inntaldecke. Im mittleren Profil fehlt das Verbindungsstück zwischen Ruitelspitze und Griesalterspitze, da infolge der Achsenkulmination (Ampferer, 1911, S. 537, Fig. 8) in diesem Profil die Inntaldecke höher lag und daher abgetragen wurde. Da ich 1951 die Hauptdolomitzone der Vorderseespitze bereits als Wurzelzone der Inntaldecke betrachtete, gelangte ich damals zu einer Mindestschubweite der Inntaldecke von 8.5 km im oberen und 4.5 km im unteren Profil. Die Abwicklung der Inntaldecke im Karwendelgebirge hat aber dort zu einer viel größeren Mindestschubweite dieser Decke geführt. Die P. K. zeigt die Verhältnisse unter der Annahme, daß die Schubweite der Inntaldecke überall annähernd gleich bleibt. Wir gelangen dadurch zu einer Schubweite von 28 bis 30 km. Ein anderer Abwicklungsversuch, der unter der Annahme einer Abnahme der Schubweite gegen W konstruiert ist, ist auf Tafel II dargestellt und auf S. 56 behandelt. Er führt für die Lechtaler Alpen zu einer Schubweite der Inntaldecke von nur 13 km.

Am S-Abhang der Lechtaler Alpen grenzen die Gesteine der Inntaldecke (vorwiegend Hauptdolomit) an Kreideschiefer (Cenoman). 1951, S. 197, 198 habe ich die Überzeugung ausgesprochen, daß diese Grenze nicht die Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke ist, sondern eine Schubfläche innerhalb der Inntaldecke. Vielleicht kann man das tektonische Verhältnis am N-Rand der Cenomanzone besser und einfacher, als ich es 1951 getan habe, in folgender Weise charakterisieren: Das Cenoman wurde zunächst von S auf die bereits gefaltete und erodierte Trias aufgeschoben, wie besonders schön das Profil der Aperies-Spitze zeigt (Ampferer 1932, S. 94–95 und Abb. vor S. 93), und dann wurde die Schubfläche in liegende Falten gelegt. So erklärt sich am ungezwungendsten, daß je nach dem Erosionsanschnitt der Kontakt zwischen Hauptdolomit und Cenoman bald südfällt, bald saiger steht, bald nordfällt (Ampferer 1911, S. 562). Der kleine Schubfetzen von Aptychenkalk am Wege von der Ansbacher Hütte zur Samspitze stammt dann nicht aus dem Untergrund des Hauptdolomits, sondern aus dem der aufgeschobenen Kreideschiefer. Wie weit diese auf die

¹⁾ Dieser Ausdruck ist hier nach dem Muster des Begriffes „Halbfenster“ gebildet.

nördlich angrenzende Trias aufgeschoben sind, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Hypothetischer Weise habe ich in der P. K. für den Mittelteil eine Schubweite von 1 km angenommen. Der schraffierte Streifen südlich der Gipfel Samspitze und Stierkopf bedeutet den von den aufgeschobenen Kreideschiefern verhüllten Raum.

Auf die Kreideschiefer ist vom Kridlontal bis zur Flirscher Klamm eine überkippte Triasfolge steil aufgeschoben, deren höchster und auffallendster Berg die Blankspitze südlich der Ansbacher Hütte ist. Der von dieser Blankspitzenschuppe verhüllte Raum ist in der P. K. durch den südlicheren der beiden schraffierten Streifen angegeben. An der S-Seite der Blankspitzenschuppe ist die große Schutthalde und das Alluvium des Rosannatales durch Horizontalschraffur hervorgehoben. Südlich von Pettneu ist nur noch ein schmaler Verrucanostreifen zu sehen. Noch weiter im S ist die Fortsetzung der nordalpinen Trias über dem Landecker Quarzphyllit abgetragen.

Östlich der Flirscher Klamm tritt die ebenfalls überkippte Schichtenfolge der Eisenspitze auf, die aber wohl noch in stratigraphischem, wenn auch überkipptem Verbande mit dem Cenoman steht. Ich habe daher an der N-Seite der Eisenspitze keinen verhüllten Raum eingetragen. Die Eisenspitzbrecce wurde als Gosauschichten bezeichnet, wenn auch Ampferer 1943 ein jüngerer Alter vermutet. Die Überschiebungsfäche der Blankspitzenschuppe kann sich nämlich nicht an der N-Seite der Eisenspitze fortsetzen, da in diesem Falle die unmittelbare Berührung von anisischer Rauhwacke und Aptychenkalk bei der Brandhütte nördlich von Flirsch nicht zu erklären wäre. Ich glaube vielmehr, daß die Schubfläche zwischen der Rauhwacke einerseits und den Aptychenkalken und Oberrhätkalken andererseits an der S-Seite der Eisenspitze weiterstreicht (Ampferer, 1930 a, S. 418, Fig. 6, unteres und mittleres Profil). Der Streifen zwischen den beiden schraffierten entspricht also vom Kridlontal bis zur Flirscher Klamm ausschließlich der Zone der Kreideschiefer, östlich der Flirscher Klamm außerdem auch den Trias- und Juragesteinen der Eisenspitze und Parseierspitze. Nur der von der Deckscholle des Gießmuttekopfes verhüllte Raum ist innerhalb der Cenomanzone durch Schraffen hervorgehoben. Die Juragesteine des Gießmuttekopfes selbst dürften aus dem von der östlichen Fortsetzung der Blankspitzenschuppe verhüllten Raume stammen und etwa 3 km weit nach N geschoben worden sein.

3. Der Ablagerungsraum der Lechtaldecke in den westlichen Allgäuer und Lechtaler Alpen

Die Lechtaldecke besteht nördlich des Lechtales im Bereiche des Ampfererschen Querschnittes nur aus zwei Schuppen, der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes und der Ramstallschuppe.

Der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes gehören westlich dieses Querschnittes u. a. die bekannten Gipfel Mädelegabel, Hochfrottspitze, Hohes Licht und Biberkopf an. Bei der Mädelegabel springt halbinselförmig der Hauptdolomit der Trettachspitze nach N vor und zeigt dadurch, daß die Lechtaldecke einst viel weiter nach N gereicht hat. Südlich vom Hohen Licht sind kleine Flächen durch die von Haniel (1911) beschriebenen Gosauschichten verhüllt. Da diese Gosauschichten samt ihrem Liegenden

gefaltet sind, ist der verhüllte Raum breiter als die Gosauschichten in der G. K. In der N-Wand des Biberkopfes und bei der Hundskopfalp ist eine lokale Schuppung innerhalb der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes dadurch angedeutet, daß Hauptdolomit auf Oberrhätalk geschoben ist.

Die Ramstallschuppe baut westlich des Höhenbachtals nur die Rotnase auf und verschwindet als schmaler Streifen von Oberrhätalken und Liasfleckenmergeln am Hochschuß nördlich der Wildmahdspitze gänzlich unter der Ellbogner Schuppe. Die Schubfläche, welche die Ramstallschuppe von der Ellbogner Schuppe trennt, beginnt nach Haniel (1911) schon an der Jöchls Spitze als unbedeutende Verwerfung mit gehobenem S-Flügel. Aber auch noch auf der Strecke vom Höhenbachtal bis zum Hochschuß steht die Schubfläche nach Haniel sehr steil. Erst von hier an legt sie sich flacher und die Ellbogner Schuppe übernimmt gewissermaßen die Rolle der Ramstallschuppe. Sie baut nördlich des Lechtales die Wildmahdspitze und die Ellbogner Spitze, südlich des Lechtales Höllenspitze, Rappenspitze und Horn auf.

Der S. 22 beschriebene Hauptdolomitsattel südlich von Holzgau ist bei Steeg als Burkopfschuppe auf die Ellbogner Schuppe geschoben. Bei Hägerau sind große Teile beider Schuppen durch den großen Bergsturz des Hägerauer Waldes verhüllt, der in der P. K. als verhüllendes Decksediment eingetragen ist. Die Ellbogner- und Burkopfschuppe trennende Schubfläche reicht nur bis zur Bisichenalp, wo Ampferer ein kleines Vorkommen von Gosauschichten einzeichnet.

Die Ellbogner Schuppe, besonders aber die Burkopfschuppe und die vereinigte Schuppe westlich der Bisichenalp sind auf der P. K. viel breiter gezeichnet als in der G. K.; denn die zahlreichen von Aptychenkalken und Kreideschiefern erfüllten nordvergenten Muldenkerne, welche Ampferer hier einzeichnet, deuten auf einen sehr starken Zusammenschub dieses Teiles der Lechtaldecke durch Faltung hin. Während gegenwärtig die Entfernung zwischen dem Schubrand der Ellbogner Schuppe nördlich der Ellbogner Spitze und dem Schubrande der Inntaldecke an der Pimigspitze 4-6 km beträgt, dürften es vor der Faltung über 10 km gewesen sein. Besonders eng zusammengefasst (isoklinale nach N überkippte Falten) ist die Lechtaldecke in der aus Radiolarit, Aptychenkalk und Cenoman aufgebauten Zone des Horn (Ampferer, 1914, Tafel XIV). Daher erscheint auch dieser Raum in der P. K. viel breiter als in der G. K. Überhaupt ist in dem südlichen Teile der Lechtaldecke das Cenoman sehr stark gefaltet und daher die Cenomanbedeckung in der P. K. viel breiter als in der G. K. eingetragen.

Der Sattel der Simmshütte verschwindet im unteren Almejurtal, die Teildecke der Saxerspitze im Kaisertal unter der Inntaldecke.

Nach M. Richter (1937, S. 73) haben Ampferer und Benzinger die N-Grenze der Lechtaldecke in dem Raume zwischen dem Biberkopf und dem Roß an eine unrichtige Stelle gelegt. Ich kann Richter darin vollkommen beipflichten, daß auf der 6 km langen Strecke von Lechleiten an der N-Seite des Karhorns vorbei bis zur Bregenzer Ache bei Auenfeld Fleckenmergel der Lechtaldecke auf Fleckenmergel der Allgäudecke geschoben sind. Erst bei Auenfeld schaltet sich an der Schubfläche zuerst Oberrhätalk und dann eine dünne Lamelle von Hauptdolomit ein, die sich nach der geologischen Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Klostersaler Alpen, bis zum Butzentobel verfolgen läßt (tiefere Schuppe der Juppenspitze bei

Benzinger S. 472 und in dessen Deckenkarte S. 473, der ich mich aber sonst nur teilweise anschließe). Hingegen kann ich Richter darin nicht folgen, daß er das Karhorn mit dem Biberkopf parallelisiert. Ich betrachte mit Ampferer, 1930, S. 136, 137 und 1931 a, S. 207 das Karhorn als eine allseits freischwimmende Deckscholle, welche einst mit der Ellbogner Schuppe zusammenhing. Das entspricht dem von Ampferer, 1914 Tafel XIV gezeichneten Profil; denn der von rotem Liaskalk bedeckte Oberrhätalkalk, der auf halber Höhe des N-Hanges des Horns zutage tritt, liegt an der Basis der Ellbogner Schuppe. Nur auf der 500 m langen Strecke zwischen dem W-Ende des roten Liaskalkes und Erb liegt die Ellbogner Überschiebung gänzlich im Liasfleckenmergel und verschwindet bei Erb unter der Inntaldecke (siehe auch die Ansicht des Bergrückens Rappenspitze—Horn bei Ampferer, 1914, Tafel XIV). Wenn das Karhorn dem Biberkopf entsprechen würde, müßte der Hauptdolomit des Karhorns an der S-Seite, von Rhät bedeckt, unter den Liasfleckenmergel der Karalp einfallen, der ja zweifellos der Lechtaldecke angehört. Tatsächlich ist aber der Hauptdolomit auf den Liasfleckenmergel aufgeschoben, wie besonders der winzige Rest von Aptychenkalken an der Grenze beider Gesteine beweist. Dasselbe gilt auch für das E-Ende des Hauptdolomites des Juppenspitzzuges (obere Schuppe der Juppenspitze nach Benzinger S. 472), der auch an einer Stelle von dem darunterliegenden Liasfleckenmergel durch Aptychenkalk getrennt ist (siehe Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S. 112) und für die winzigen Hauptdolomitklippen am Hohen Bühel östlich der unteren Gaisbühel-Alp. Ich parallelisiere daher auch die Schuppe: Juppenspitze—Roß—Wandfluh mit dem Karhorn und der Ellbogner Schuppe.

Nicht anschließen kann ich mich der Ansicht von M. Richter (1937, S. 74), daß „die Hauptdolomitfetzen um den Hohen Bühel und der obere eingewinkelte Keil der Juppenspitze, der noch Rhätalkalk im Kern enthält“ zum nördlichen Liegendflügel der Wösterspitzschuppe (= Inntaldecke nach meiner Auffassung 1951) gehört. Denn die Gesteine der Juppenspitze sind vom Hauptdolomit der Mohnenfluh (Inntaldecke) an der E-Seite dieses Berges durch aufgeschobene Liasfleckenmergel und eine Oberkreide (?) Breccie mit Phyllitgeröllern (Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S. 112), an der N-Seite durch Kreideschiefer getrennt, was für eine bedeutende tektonische Linie zwischen beiden spricht: die Juppenspitze gehört zur Ellbogner Schuppe der Lechtaldecke, die Mohnenfluh zur Inntaldecke.

Ich betrachte das Karhorn als ein Stück des Stirnteiles der Ellbogner Schuppe, wofür dessen innerer Bau spricht (Ampferer, 1914, Tafel XIV). Das bedeutet aber, daß östlich und westlich des Karhorns die Stirn der Ellbogner Schuppe abgetragen ist. Das bedeutet aber außerdem, daß die Schubweite der Ellbogner Schuppe — wenigstens im W-Teil — ziemlich groß ist. Ich habe in der P. K. den von der Deckscholle des Karhorns verhüllten Raum in der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes 6 km nördlicher gezeichnet als die Gesteine des Karhorns selbst. Die Schubweite dürfte aber etwa um 1 km geringer sein, da ein Teil der Raumverkürzung durch die Eigenfaltung der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes bewirkt wird. Aber immerhin ist die Schubweite so groß, daß man auch hier vielleicht besser von den „Teildecken“ des Allgäuer Hauptkammes und der Ellbogner Spitze sprechen sollte. In den Profilen VII und VIII und in Fig. 15 bei Benzinger entspricht der untere Hauptdolomit samt den überlagernden

Fleckenmergeln (untere Juppenspitzschuppe) der Teildecke des Allgäuer Hauptkammes, der mittlere Hauptdolomit und Oberrhätalkalk samt dem überlagernden Cenoman (obere Juppenspitzschuppe) der Ellbogner Teildecke, der Hauptdolomit der Mohnenfluh der Stirn der Inntaldecke. In dem Raume südlich der Unteren Gaisbühelalm scheint die Ellbogner Teildecke nur durch das Cenoman vertreten zu sein, im Butzentobel dürfte der tiefere Teil der Liasfleckenmergel noch zur Allgäudecke gehören, der höhere zur Ellbogner Teildecke, die Teildecke des Allgäuer Hauptkammes scheint hier bereits zu fehlen (Benzinger, S. 464: „Vermutlich gehören die oberen Lagen der mächtigen Fleckenmergelserie im Butzentobel zur Lechtaldecke A.“). Beide Teildecken der Lechtaldecke sind in dem Raume zwischen Karhorn und Roß unter dem Einfluß der Inntaldecke sehr stark tektonisch reduziert.

Der (auch in der Abb. vor S. 113 bei Ampferer, 1932, oberhalb des Weimarer Weges sichtbare) kleine Hauptdolomitlappen der Hinteren Fellalp ist offenbar der westlichste noch sichtbare Teil der Teildecke des Allgäuer Hauptkammes. Das entspricht auch der Ansicht Benzingers (S. 472). Wenn diese Teildecke weiter im W überhaupt noch vorhanden ist, ist sie dort gänzlich unter der Wandfluh-Teildecke (= Ellbogner Teildecke) verborgen. Außerdem gehören die zwei kleinen Hauptdolomitklippen (Plisse und Falken) östlich von Schröcken zur Teildecke des Allgäuer Hauptkammes (Blumenthal, 1936, Tafel XXVI).

Das mäßig steile S-Fallen des Roß (Profil XI bei Benzingen) spricht dafür, daß die Wandfluh-Teildecke hier — Gegensatz zum Karhorn — nicht ganz bis zur Stirn erhalten ist. Der Ablagerungsraum der Wandfluh-Teildecke ist wegen ihrer nur wenig gestörten Lagerung in der P. K. nur unbedeutend breiter gezeichnet als in der G. K. Benzingen beschreibt S. 463 ein winziges Fenster bei der Lägerzunalpe östlich vom Roß, wo Radiolarit der Allgäudecke unter dem Hauptdolomit der Wandfluh-Teildecke zutage tritt. Ampferer zeichnet in der geologischen Karte der Lechtaler Alpen und in der geologischen Spezialkarte, Blatt Stuben, im Talboden des inneren Rotenbrunnentales ein kleines Vorkommen von Kössener Schichten, welches vielleicht auch ein Fenster der Allgäudecke unter der Lechtaldecke ist. Wie das Profil bei Ampferer, 1931 a, S. 197, Fig. 17, zeigt, weist der Glattmar eine tiefe, NW—SE streichende Mulde auf. Durch Ausglätten dieser Mulde erscheint das Ablagerungsgebiet der Wandfluh-Teildecke im Bereiche des Hutler (Huttla-) Tales auch in W—E-Richtung etwas ausgedehnter als in der G. K. Die durch Moränen vom Glattmar getrennten Liasfleckenmergel der Wangspitze sind offenbar die westliche Fortsetzung derjenigen des Glattmar und gehören daher auch zur Wandfluh-Teildecke. Dasselbe gilt auch für den Jura und die Kreide im Halbfenster des Marultales. Durch Ausglätten der bei Ampferer, 1931 a, S. 193, Abb. 15, dargestellten gefalteten Hornsteinkalke erscheinen die in diesem Halbfenster zutage tretenden Jura- und Kreidesteine in der P. K. breiter als in der G. K.

Wir befinden uns hier bereits im Bereiche der „Écaille du Hängender Stein“ Gublers (Pl. IV). Eine Trennung von der „Écaille de la Wandfluh“ scheint mir unmöglich zu sein. Das entspricht auch der Ansicht Ampferers (1931 a, S. 205) und Blumenthals (1936, Tafel XXVI). Vom Glattmar

bis zum E-Ende des Hängenden Steins fehlt der Wandfluh-Teildecke gänzlich die Trias. Erst im Hängenden Stein stellt sich wieder Hauptdolomit ein.

4. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke in den westlichen Lechtaler Alpen

Zwischen dem unteren der drei Profile in Ampferers Querschnitt und dem Kaisertal ist ein starkes Achsengefälle gegen W vorhanden (Querschnitt des Kaisertales). Das zeigen alle Bauelemente der Lechtal- und Inntaldecke, besonders deutlich aber die Deckscholle der Griesstaler Spitze, deren Basis im W-Gehänge des Sulzeltales in etwa 2000 m, im Kaisertal aber unterhalb des in 1300 m Seehöhe gelegenen Talbodens liegt. Das W-Ende der Deckscholle ist mit der Lechtaldecke verfaltet und dadurch etwas unter diese eingewickelt (Abb. gegenüber S. 104 bei Ampferer, 1932). Der S-Teil der Inntaldecke ist im Zusammenhang mit einer Blattverschiebung von 1,5 km Schubweite im Kaisertal nach N umgebogen und auf die von E heranstreichenden Gesteinszüge aufgeschoben (Spengler, 1951, S. 193), wodurch ein schmaler dreieckiger Raum der Inntaldecke verhüllt erscheint.

Wie ich 1951, S. 194, ausgeführt habe, ist die Schubmasse der Wösterspitze (= Lechtaldecke B bei Benzinger) die westliche Fortsetzung der Inntaldecke. Während diese im Profil des Flexenpasses in sich nur wenig verbogen ist (Ampferer, 1914, Profil Tafel XIV), ist sie in dem Raume zwischen dem Kaisertal und dem Bockbachtal in flache Schuppen zerlegt („Fastfugengleitung“ nach Kraus, 1949). Die unterste dieser Schuppen besteht aus den Trias- und Liasgesteinen des Zuges Pimigspitze—Lärchspitze, die mittlere fast ganz aus Kreideschiefern, die obere beginnt mit dem Hauptdolomit, der im rechten Gehänge des Krabachtales eine niedrige Wandstufe bildet und auch im linken Gehänge oberhalb der Schöneegg-Alp ansteht; darüber liegen Kreideschiefer. Vielleicht sind noch mehr Schuppen vorhanden, aber deshalb nicht erkennbar, weil Kreideschiefer ohne Trias- oder Jura-Zwischenlage auf Kreideschiefer geschoben sind.

Bei der Bockbach-Stieralm und zu beiden Seiten des unteren Almejurtals sind auf Strecken von 1 bis 2 km Länge Kreideschiefer der Inntaldecke unmittelbar auf solche der Lechtaldecke geschoben und daher ist die genaue Lage der Überschiebungsfläche an solchen Stellen nicht erkennbar. Inmitten des Cenomans der Inntaldecke liegen die von den großen Deckschollen des Krabachjochs und der Fallesinspitze, sowie die von den kleinen Tauchfalten der Roggspitze und des Stanskogels verhüllten Räume.

Der von Stubenbach an nördlich des Lech verlaufende N-Rand der Inntaldecke läßt an der Braunarlspitze eine deutliche Deckenstirn erkennen (Profile X, XI und XIII bei Benzinger und Ampferer, 1932, S. 114). Ferner ist im Marchbachgraben an der S-Seite dieses Berges ein inverser Mittelschenkel fensterartig aufgeschlossen. Der Hauptdolomit dieser inversen Schichtenfolge muß nördlich des Hauptdolomits der Braunarlspitze abgelagert worden sein. Auch an der Hochlichtspitze (Ampferer, 1931 a, S. 185, Fig. 9 a) ist die Deckenstirn noch deutlich. Am Feuerstein hingegen ist der N-Rand der Inntaldecke als enggepreßte Mulde ausgebildet (Ampferer, 1931 a, Fig. 10, 11; 1932, Abb. nach S. 114). Hier ist also keine

Stirneinrollung und offenbar auch kein inverser Mittelschenkel vorhanden, sondern infolge Zurückbleibens des starren Hauptdolomits ein intensiver Faltenzusammenschub im Rhät und Jura.

Im Bereiche des Cenomankernes der Spullerseemulde sind die durch die Deckscholle der Hasenfluh und die Tauchfalten des Spullersalpkopfes (Ampferer, 1932, Abb. vor S. 107) verhüllten Räume eingetragen. Das Ablagerungsgebiet der tauchenden Jurasättel des Spullersalpkopfes ist aber nicht eingetragen, da diese Juragesteine wohl einst im Hangenden der Trias zwischen Spullerseemulde und Klostertal gelegen waren. Die Gruppe: Wildgrubenspitze-Roggalspitze wird nicht als Deckscholle, sondern im Sinne von Kraus (1949, S. 45—51) als Queraufwölbung des Untergrundes mit ganz unbedeutendem Schub gegen W betrachtet. Die schraffierte halbmondförmige Fläche soll die bei diesem W-Schub der Roggalspitze verhüllte Fläche andeuten. Die verhältnismäßig flache Lagerung der Gesteine der Spullerseemulde (vgl. z. B. Kraus, Profil A) deutet auf einen geringen Faltenzusammenschub im Bereiche dieser Mulde hin. Im Gegensatz dazu zeigt die Triaszone zwischen der Spullerseemulde und dem Klostertal den Bau eines ziemlich hohen Sattels (Radonagewölbe) mit steilen Schenkeln (Ampferer, 1932 a, S. 35, 36 und Kraus, Profile A und B). Diese Triaszone wurde daher in der P. K. fast doppelt so breit gezeichnet wie in der G. K.

Im westlichsten Teile der Lechtaler Alpen zeigt sowohl die Hauptmasse der Inntaldecke als die Halbdeckscholle der Kellerspitze eine verhältnismäßig flache Lagerung (Ampferer, 1931 a, Fig. 14 und 15). Bezüglich der von Gubler (1927, Pl. IV) vorgenommenen Aufspaltung der Lechtaldecke in Schuppen wurde Ampferers Kritik an Gublers Arbeit berücksichtigt (Ampferer 1931 a, S. 202—205). Eine Trennung zwischen der Schuppe des Hohen Frassen und derjenigen des Klostertales wurde nur zwischen Geisberg und Hohem Frassen angenommen.

Der aus steil südfallenden Mitteltriasgesteinen aufgebaute Hügelrücken zwischen Rungelin und Bings stellt offenbar den S-Schenkel der westlichen Fortsetzung des Radonagewölbes dar (Gubler, Pl. III, Profil III). Die im Grubsertobel teilweise aufgeschlossene nördlich anschließende Mulde wurde nach diesem Profil von der Masse des Geisberges (Écaille du Klostertal nach Gubler) an offenbar südvergenter lokaler Schubfläche überschoben. Durch Ausglätten dieser Falte und Rückgängigmachung der Schubfläche erscheint der Raum zwischen dem S-Fuß des Katzenkopfes und dem Klostertal in der P. K. fast dreimal so breit wie in der G. K., und der Arlbergkalk bei Bings gelangt in die westliche Fortsetzung desjenigen von Dalaas.

5. Der Ablagerungsraum der Inntaldecke im Rätikon und in der Davennagruppe

Nach der von mir 1951 vorgenommenen Umdeutung der Lechtaldecke B als Inntaldecke gehört der oberostalpine Teil des Rätikon in seiner Gesamtheit der Inntaldecke an. Die Allgäudecke und die Lechtaldecke sind hier nicht vorhanden. Der Rätikon unterscheidet sich in seinem Bau von den Lechtaler Alpen hauptsächlich dadurch, daß hier nach Ampferer (1937, S. 309) neben nordvergerten Bewegungen auch westvergente von annähernd gleichem Ausmaß vorhanden sind, von denen die letzteren die jüngeren sind

und häufig den Charakter von Relieffüberschiebungen haben. Die Rückgängigmachung dieser beiden Scharen von Bewegungen ist eine schwierige, aber interessante Aufgabe, welche ich — da die neue Karte Ampferers noch nicht erschienen ist — mit Hilfe der Karten von Trümpy (1916), Arni (1926), Gubler (1927), Verdam (1928), Leutenegger (1928) und Schumacher (1929), aber mit Berücksichtigung der Arbeiten Ampferers (1932 a, 1933, 1934, 1937 und 1939) durchzuführen versucht habe.

Durch das Interferieren der nord- und westvergente Bewegungen ist der Rätikon in eine Reihe sehr verschieden großer tektonischer Einheiten zerlegt, die von den älteren Autoren, sowie von Leutenegger, Verdam und Schumacher als Schollen, von Trümpy und Ampferer aber als Schuppen bezeichnet werden. Meiner Ansicht ist die Bezeichnung Schuppen richtiger, denn unter einem Schollengebirge verstehen wir eine durch Senkungsbrüche zerschnittene, also nur *germanotyp* gestörte Landschaft. Im Rätikon aber sind die Grenzen der tektonischen Einheiten durchwegs Überschiebungen, die allerdings meist nur eine geringe horizontale Schubweite aufweisen und deren Vergenz zwischen N und W schwankt.

Ich betrachte die in ihrem Nordteil ziemlich flach liegende Fundelkopfschuppe als die nur durch das Erosionstal der Ill unterbrochene westliche Fortsetzung des gleichfalls durch wenig gestörte Lagerung ausgezeichneten Hauptkammes der Lechtaler Alpen. Das entspricht auch der Ansicht Gublers, der beides seiner „*Écaille du Klosters*tal“ zurechnet (Pl. IV).

Die Fundelkopfschuppe ist gegen W auf die Dreischwesternschuppe aufgeschoben. Daß zwischen beiden Schuppen eine Schubfläche verläuft, zeigt schon das Zutagetreten von Arosagesteinen bei der Gampalpe. Wie die Form des NW-Randes der Fundelkopfschuppe verrät, sind die Arosagesteine ¹⁾ hier dadurch zum Vorschein gekommen, daß ein Stück der Stirn der Schuppe abgetragen ist. Die Schubweite der Überschiebungsfläche ist hier sicherlich sehr gering. Daß aber die beiden Schuppen am Mengbach gänzlich miteinander verschmelzen, wie Verdam, S. 46, angibt, scheint mir sehr unwahrscheinlich zu sein. Unter den Moränen von Nenzingerberg kann sich leicht eine Schubfläche verbergen. Jedenfalls ist das Profil 6 bei Verdam unmöglich, in welchem die Gesteine der Arosazone zwischen Arlbergkalk und Raibler Schichten der Fundelkopfschuppe eingetragen sind. Sie müssen zwischen beiden Schuppen schief aus der Tiefe heraufsteigen.

Auf die Dreischwesternschuppe (= „I nördl.“ bei Schumacher) ist gegen N die Heubühlschuppe (= „I südl.“ bei Schumacher) aufgeschoben. Zwischen beiden tritt ein bis über das Guschgfeljoch nach E reichender Streifen von Triesener Flysch zutage, der offenbar an der Basis der Heubühlschuppe mitgeschleppt ist. Es muß daher im Hangenden des Flyschstreifens der nördliche Randstreifen der Heubühlschuppe der Abtragung zum Opfer gefallen sein, während sich unter dem Flyschstreifen der südlichste Teil der Dreischwesternschuppe verbirgt. Zur besseren Orientierung sind im Bereiche der Heubühlschuppe die durch das Alluvium des Saminatal und des Vallorsch verhüllten Teile eingezeichnet. Trümpy unterscheidet noch eine Untere Heubühlschuppe (Tafel II). Ich glaube,

¹⁾ Flysch nach Ampferer, 1937, S. 298.

daß man auf diese verzichten kann, wenn man mit Ampferer den Heubühl als einen westvergente Sattel innerhalb der Heubühlschuppe deutet (Ampferer, 1937, Fig. 28 auf S. 299 und Fig. 31 auf S. 302). Durch Ausglätten dieser Falte erscheint der schmale N—S streichende Heubühlsattel in der P. K. viel breiter als in der G. K.

Der südliche Teil der Fundelkopfschuppe ist gegen W auf die Heubühlschuppe aufgeschoben. Wie sich aus Schumachers Karte ergibt, ist zwischen der den W-Rand der Fundelkopfschuppe bildenden Noss-Spitze und dem Sareiser Joch ein großer Teil dieser Schuppe durch das Quartär des oberen Malbun verhüllt, so daß hier nicht sicher möglich ist, die Lage der Heubühl- und Fundelkopfschuppe trennenden Schubfläche zu erkennen. Der tiefe Einschnitt des Valbuntales macht es wahrscheinlich, daß hier ein Halbfenster der Heubühl- unter der Fundelkopfschuppe vorliegt und somit ein Teil der Stirnpartie der Fundelkopfschuppe abgetragen ist.

Auf den südlichen Teil der Fundelkopfschuppe ist in der Richtung gegen WNW die kleine Gorrionschuppe aufgeschoben, an deren Stirn das Schüppchen des P. 2252 abgespalten ist (Trümpy, Tafel II). Wie auch Verdam, S. 64, bemerkt, ist das Auftreten von zur Gorrionschuppe gehörenden Klippen an der E-Seite des Sareiser Jochs ein Beweis für eine verhältnismäßig große Schubweite dieser Schuppe; u. zw. muß sie wenigstens 2·2 km betragen. Wie Ampferer festgestellt hat, handelt es sich um eine typische Reliefüberschiebung (1937, S. 283, Fig. 9).

Hingegen dürfte die Schubweite der Scesaplanaschuppe auf die Gorrionschuppe nur ganz gering sein. Ein beträchtlicher Unterschied gegenüber den Karten der Schweizer Geologen ergab sich durch Ampferers Untersuchungen in dem Raume zwischen dem Brandner Tal und den E-Abstürzen der Gebirgskette: Fundelkopf—Alpilakopf. Verdam rechnet den Taleu und die Unter- und Mitteltrias zwischen Brand und der Palüdaln bereits zur Scesaplanaschuppe. Nun hat aber Ampferer (1934, S. 27) das in Fig. 12 reproduzierte Profil 6 Verdams durch Fig. 13 ersetzt. Dieses Profil zeigt aber, daß der Taleu zur Fundelkopfschuppe gehört und nur durch eine Flexur von dieser getrennt ist. Aber auch die Arosagesteine des Galinengrates liegen nach Ampferer, 1933, S. 167, „wie ein ziemlich dünner, unregelmäßiger Belag“ den Unter- und Mitteltriasgesteinen westlich von Brand auf. Da nun die Arosagesteine offenbar nicht auf die Scesaplanaschuppe aufgeschoben, sondern an deren Basis mitgeschleppt sind, muß auch die Trias am Schiefwaldbach und westlich von Brand zur Fundelkopfschuppe gehören, und die Scesaplanaschuppe kann westlich des Brandner Tales erst mit Windecker und Mottenkopf beginnen. Bei Brand dürfte die Fundelkopfschuppe sogar auf das rechte Gehänge des Brandner Tales bis zum Lenzkopf (P. 1588) reichen. Denn zweifellos gehört der beiderseits des Brandner Tales aufgeschlossene Buntsandstein demselben Satteln an. Die Überschiebungsfläche zwischen Fundelkopf- und Scesaplanaschuppe dürfte an der Obergrenze der Raibler Schichten liegen. Vielleicht erklärt sich dadurch das sehr auffallende, auch von Leutenegger (S. 77) hervorgehobene Fehlen des Hauptdolomits beim Lenzkopf. Ein „gänzlich Ausquetschen des Norien“ (Leutenegger) innerhalb der Scesaplanaschuppe ist schon deshalb nicht möglich, weil der Hauptdolomit ja das mächtigste und widerstandsfähigste Gestein der Schichtenfolge ist. Die Bildung der Schattenlagant—Vilbonamulde dürfte der älteren, die Überschiebung der

Scesaplanaschuppe auf die Fundelkopfschuppe der jüngeren orogenetischen Phase angehören. Von P. 962 bis P. 869 dürfte die Überschiebungslinie durch den Moränenstreifen am rechten Ufer des Alvierbaches verhüllt sein. Die Überschiebung des Hauptdolomits des Taleu auf die Aroser Gesteine am Alvierbach oberhalb von Bürserberg (Ampferer, 1934, Fig. 11, S. 26) hat daher wohl nur örtlichen Charakter. Wenn die Aroser Gesteine des Galinengrates und des Loischkopfes an der Basis der Scesaplanaschuppe mitgeschleppt wurden, müssen sie früher von dem NW-Teil der Scesaplanaschuppe — wenigstens größtenteils — zugedeckt gewesen sein. Das ist aber nur möglich, wenn diese etwa 3 km weit auf die Fundelkopfschuppe in NW-Richtung aufgeschoben war und der Stirnteil westlich des Brandner Tales durch Abtragung verschwunden ist.

Die Scesaplanaschuppe selbst hat im Gegensatz zu den übrigen, ziemlich ruhig gelagerten Schuppen des Rätikons eine sehr starke Verschmälerung durch Faltung erfahren, aber es ist mit Hilfe der vorliegenden Profile von Arni, Leutenegger und Ampferer unmöglich, die Faltungen im Bereiche dieser Schuppe in exakter Weise auszuglätten. Die größte Schwierigkeit ist darin gelegen, daß an vielen Stellen durch Ablösung des Rhät und Jura von der Hauptdolomitunterlage die Trias bis zum Hauptdolomit einerseits und Kössener Schichten + Jura + Kreide anderseits — ähnlich wie im Sonnwendgebirge — unabhängig voneinander gefaltet sind. Das gilt z. B. für die lebhaft gefaltete Schichtenfolge in den Gesteinen von den Kössener Schichten aufwärts an der W-Seite des Verbindungskammes Wildberg—Mottenkopf zu erkennen sind (Ampferer, 1934, S. 24, Fig. 9). Auch in der zwischen dem Brandner Tal und dem Rellstal gelegenen Gebirgsgruppe ist stellenweise eine ähnliche Ablösung im Niveau der Kössener Schichten eingetreten (Ampferer, 1933, S. 163, Fig. 18 c). Aber auch der Hauptdolomit ist wohl stärker — wenn auch anders als der Jura — gefaltet, als Arnis Profile vermuten lassen. Das zeigt besonders der Grat: Scesaplana—Zirmenköpfe (Ampferer, 1939, Fig. 4 auf S. 8). Die Bewegungsflächen, welche Arni in seinen Profilen und in der tektonischen Karte als Grenzen zwischen den von ihm unterschiedenen Schuppen einzeichnet, sind wohl hauptsächlich auf den Hauptdolomit beschränkte Scherflächen, an denen sich im starren Dolomit die der Faltung in den biegsamen Jura- und Kreidegesteinen äquivalente Verschmälerung vollzog. Unter diesen Umständen bleibt nichts übrig, als das Ausmaß des Zusammenschubs innerhalb der Scesaplanaschuppe nur roh zu schätzen.

Als Resultierende aus den N- und W-vergenten Drucken ergibt sich die stärkste Verschmälerung der Scesaplanaschuppe in SE—NW-Richtung. Besonders stark verschmälert ist auch der aus Kreideschiefern bestehende Kern der Wildberg- und der Schattenlagant—Vilbonamulde (Leutenegger, S. 68). Das Cenoman wurde daher in diesen beiden Mulden in der P. K. wesentlich breiter gezeichnet als in der G. K., wobei die Profile von Arni und Leutenegger einen beiläufigen Anhaltspunkt für das Ausmaß der Verschmälerung boten. Ferner mußte die von Ampferer (1933, S. 156, Fig. 14) beschriebene nachträgliche Abknickung der Schattenlagant—Vilbonamulde rückgängig gemacht werden. Dadurch ergab sich, daß der Ablagerungsraum der Scesaplanaschuppe besonders in W—E-Richtung wesentlich ausgedehnter war und das Gestein der Zimbaspitze im Vergleich mit demjenigen der Scesaplana weiter nach S gerückt war. Jetzt liegt die

Zimbaspitze 5 km östlicher und 4 km nördlicher als die Scesaplana, vor der Orogenese lag das Gestein des Zimbapfels wahrscheinlich etwa 10 km östlicher, aber nur 2 km nördlicher als dasjenige des Scesaplanapfels. Im Bereiche der Scesaplana wurden die durch die kleine Wildberg-Deckscholle, die Ampferer (1932 a, S. 55, Fig. 22 b) für einen Rest der Inntaldecke hielt, und die durch den Scesaplanagletscher und den Lünser See verhüllten Räume eingetragen.

Der Rätikon wurde durch die Orogenese in W—E-Richtung stärker verschmälert als in N—S-Richtung:

	N—S	W—E
Gegenwärtig	15 km	19 km
Vor der Orogenese	21 km	32 km
Verschmälerung in %	28%	40%

Östlich des Montafon gehört die Davennagruppe zur Scesaplanaschuppe (Gubler, Pl. IV). Die Davennagruppe ist durch eine saigere W—E-Störung der Länge nach geteilt, die sich nach Ampferer (1932 a, S. 40) nicht über das Montafon nach W verfolgen läßt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine schon ursprünglich ziemlich steil stehende südvergente Schubfläche (Ampferer, 1932 a, S. 61) von sehr geringer Schubweite, die nachträglich vertikal gestellt wurde. Nach dem von Ampferer, 1932 a, S. 39, Fig. 9) veröffentlichten Querschnitt weist der S-Teil der Davennagruppe (Itoskopf) den Bau einer einfachen aufrechten Mulde, der N-Teil (Sontekopf) eine saigere Schichtenfolge auf, die offenbar der S-Schenkel einer zweiten, viel tieferen Mulde ist, von der der N-Schenkel fehlt. Durch Ausglätten dieser Mulden ergibt sich für die Davennagruppe ein Ablagerungsgebiet, das beträchtlich breiter ist als seine heutige Breite.

Da dem W-Schub der Scesaplanaschuppe und ihrer inneren Verschmälerung in E—W-Richtung nördlich des Klostertales kein Äquivalent gegenübersteht, muß die Klostertallinie einer Längsverschiebung entsprechen, an der der S-Flügel gegen W verschoben ist. Das entspricht aufs beste den Feststellungen Ampferers im Gelände (1932 a, S. 40, Fig. 10 und 11). Nur darin kann ich Ampferer nicht folgen, daß er die E—W-Verschublinie über Bludenz hinaus bis zum Rheintal verlängert (1932 a, S. 59, Fig. 25). Nach meiner Ansicht ist die Klostertaler E—W-Verschublinie bei Bludenz zu Ende. Der gegen N leicht konvexe Bogen dieser Linie zwischen Dalaas und der Alfenzmündung dürfte durch eine nachträgliche Verbiegung entstanden sein. Während gegenwärtig der Davennapfel etwas westlicher als die Gamsfreiheit liegt, lag das Gestein des Davennapfels vor der W-Verschiebung etwas östlicher als dasjenige des Rogelskopfes. Das bedeutet, daß das Ausmaß der W-Verschiebung etwa 5-5 km beträgt. Demnach dürfte jetzt auch das Heimatgebiet der Deckschollen der Flexenpaßgegend um etwa den gleichen Betrag nach W verschoben sein. Weiter gegen E aber dürfte die Schubweite der E—W-Verschublinie wieder abnehmen. Denn dort treffen wir in den Kalkalpen Anzeichen von E—W-Verkürzung, z. B. Pfannenköpfe bei der Ulmerhütte (Ampferer, 1932 a, S. 33-34, Fig. 3) und die „Querstruktur“ des Kaisertales (Spengler, 1951, S. 192-193), welche südlich der Linie keine Äquivalente zu besitzen scheinen.

In dem Raume zwischen Freskalot und Zimbaspitze ist ein kleiner Teil der Scesaplanaschuppe durch eine Buntsandsteinmasse verhüllt, die an der

von Ampferer beschriebenen Reliefüberschiebung des Rellstaies (1932 a, S. 43 und Fig. 13) nach W geschoben ist. Das Heimatgebiet dieser als E—W streichende Mulde ins Silvrettakristallin eingefalteten Buntsandsteinmasse muß aber viel südlicher gelegen gewesen sein, da zwischen dieser bis Gogensporn nach E reichenden Mulde und dem S-Rande der Scesaplanaschuppe noch drei kleine, aber tiefe Mulden liegen (Leutenegger, Profil 2), zu denen auch die Mitteltrias des Kristakopfes gehört (Leutenegger, Profil 1). Durch Ausglätten dieser Falten gelangt der Buntsandsteinzug Lünkerkrinne—Gogensporn in einen etwa 6 km südlich des S-Randes der Scesaplanaschuppe gelegenen Raum, während gegenwärtig diese Entfernung nur 3 km beträgt.

Noch südlicher lag der Ablagerungsraum der Trias und des Lias der Tschaggunsner Mittagspitze, der aber nicht mehr in die P. K. aufgenommen wurde.

6. Der Ablagerungsraum des Nordteiles der Lechtaldecke zwischen dem Lechtal und dem Leitzachtal

Für den Raum zwischen dem Lechtal und dem Loisachtal läßt sich mit Hilfe der zahlreichen Profile bei Kockel, Richter, Steinmann (1931) die Ausglättung der Falten der nördlichen Zone der Lechtaldecke gut durchführen. Allerdings muß auch hier die Tiefe einzelner Mulden mehr oder minder willkürlich angenommen werden, bei denen die Muldenbiegung durch die Erosion noch nicht freigelegt ist. Das gilt insbesondere für die Ammermulde. Die von den zahlreichen Cenomanvorkommen verhüllten Teile der Trias—Jura—Neokom-Ablagerungen erscheinen in der P. K. wesentlich breiter als die Cenomanvorkommen in der G. K., weil nicht nur die nachcenomane, sondern auch die vorcenomane Faltung ausgeglättet ist. Aus demselben Grunde sind auch die durch Quartär verhüllten Teile in N—S-Richtung viel ausgedehnter als die Quartärvorkommen der G. K. Südlich vom Feigenkopf ist der durch die in den Profilen 20 und 21 dargestellte Rücküberschiebung verhüllte Raum schematisch eingetragen. Auch die Hennenkopf-Teildecke und die von ihr in der Teufelstätt-Teildecke verhüllten Räume wurden — soweit es der kleine Maßstab erlaubt — eingezeichnet. Die Schubweite der Hennenkopf-Teildecke auf die Teufelstätt-Teildecke ist wohl ganz unbedeutend. Südlich des Bennadeckensattels ist das Gipfelgestein des Säulings etwa 1 km vom S-Rande des Streifenfensters entfernt eingetragen, um die in Profil 26 dargestellte Schuppung zu berücksichtigen.

Der Raum südlich des Ammer-Längstaies hat, wie die Profile bei Kockel usw. zeigen, durch Faltung und Schuppung eine beträchtliche Verschmälerung erfahren. Ich nehme an, daß die Entfernung: Graswang—Kramer ursprünglich etwa doppelt so groß war wie heute. Die von den einzelnen Schuppen verhüllten Streifen sind in der P. K. in etwas schematischer Weise eingetragen, da meist keine sicheren Anhaltspunkte für die Schubweite gegeben sind. Am größten ist jedenfalls die Schubweite der Kramerschuppe, für welche Kockel (S. 143) eine Mindestförderweite von 3 bis 4 km angibt. Auffallend ist bei dieser verhältnismäßig großen Schubweite die geringe Ausdehnung der Kramerschuppe im Streichen. Gegen W ist sie höchstens bis zum W-Ende des auf Blatt „Zirl—Nassereith“ im

Neidernachgraben eingetragenen Zuges von Kössener Schichten erkennbar. Allerdings ist es möglich — wenn auch nicht nachweisbar —, daß sich unter dem langgestreckten Plansee eine Schubfläche verbirgt, an der Hauptdolomit auf Hauptdolomit geschoben ist. Es ist für meine Untersuchungen sehr bedauerlich, daß für den bereits in Tirol gelegenen Raum zwischen dem Südrande von Kockels und Richters Karte und dem N-Rande der Blätter: „Lechtal“ und „Zirl—Nassereith“ keine neuere geologische Karte existiert. Es muß aber hier die Verschmälerung durch Faltung und Schuppung ebenso groß sein wie südlich des Ammer-Längstales.

Die von J. Niedermayer (1936) als östliche Fortsetzung der Kramer-Überschiebung angesehene Schubfläche am Wank ist im Gegensatz zu der ziemlich flach liegenden Kramer-Überschiebung eine sehr steil stehende Bewegungsfläche. Vielleicht darf man die große Loisachstörung als das eigentliche Ostende der Kramerschuppe betrachten. Da die Loisachstörung bei Garmisch zu Ende ist, muß der Raum westlich der Blattverschiebung stärker durch Faltung und Schuppung verschmälert worden sein als derjenige östlich der Störung.

Im Benediktenwandgebirge kann man nach Särchingers Karte (1939) folgende Elemente der Lechtaldecke unterscheiden: 1. Die kleinen Deckschollen des Vogelkopfes und Sattelkopfes. 2. Der große Muldenzug. 3. Die größtenteils aus Hauptdolomit bestehenden Deckschollen im Bereiche des Eselau-Fensters. 4. Die zusammenhängende Masse von Obertrias (vorwiegend Hauptdolomit) südlich der Benediktenwand. Nach Särchinger sind hier drei verschiedene Schubbewegungen zu unterscheiden: a) Die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke, b) Die Oberstock-Vorgleitung innerhalb der Lechtaldecke, durch welche die tektonische Reduktion des Hauptdolomits im Bereiche des Großen Muldenzuges erklärt wird (vgl. besonders das schematische Profil, S. 147, bei Kockel und Särchinger, 1937 und Särchinger, 1939, S. 434—438), c) Die Relief-überschiebung der Obertrias der Lechtaldecke auf das Eselau-Fenster (Särchinger, S. 448—456).

Nach Särchinger soll der Hauptdolomit des Vogelkopfzuges durch die Oberstock-Vorgleitung an seine Stelle gelangt sein und gehörte daher ursprünglich zum stratigraphisch Hangenden des Wettersteinkalkes der Benediktenwand. Er sollte daher in der P. K. gar nicht eingetragen werden. Dasselbe müßte auch für seine westliche Fortsetzung, den Schmiedlainezug Müller-Deiles (1940, S. 64) gelten. Ich habe aber Vogelkopfzug und Schmiedlainezug doch nördlich der Benediktenwand eingetragen, da es ja — selbst wenn die Oberstock-Vorgleitung zutrifft — keineswegs sicher ist, daß der Hauptdolomit wirklich über dem heute noch erhaltenen Stück Wettersteinkalk gelegen war.

Ohne den Vorgang der Oberstock-Vorgleitung bezweifeln zu wollen, möchte ich doch glauben, daß der Hauptdolomit im Großen Muldenzug schon primär eine geringe Mächtigkeit besaß. Zeigt doch die ganz ähnlich gebaute Obere Wendelsteindecke auch eine geringe Hauptdolomit-Mächtigkeit (110—150 m nach Osswald 1928, S. 206), wenn auch die Mächtigkeit im Großen Muldenzug der Benediktenwand noch viel geringer ist (10—50 m, stellenweise 0 m nach Särchinger, S. 367). Dann muß aber zwischen den Ablagerungsräumen des Hauptdolomites des Großen Muldenzuges und des nach Lutyj-Lutenko (1951, S. 9). 600—1100 m mächtigen Haupt-

dolomites südlich des Benediktenwandgebirges ein Zwischenraum gewesen sein, den ich mindestens 4 km breit schätze.

Die Reliefüberschiebung muß nach Abb. 58 bei Särchinger im E-Teil des Eselau-Fensters eine Schubweite von 3 bis 4 km besessen haben, aber die Schubweite dürfte gegen W kleiner werden. Im Bereiche der Glaswandscharte sind die aus Wettersteindolomit und Raibler Dolomit bestehenden Schuppen nach Särchinger, S. 458, das Äquivalent der Reliefüberschiebung. Diese Schuppen sind auch in den beiden obersten Profilen Müller-Deiles (1940) dargestellt. Vielleicht darf man auch die Schubfläche zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit im 6. Profil Müller-Deiles (Rabenkopfprofil) mit der Reliefüberschiebung parallelisieren, denn es ist unmöglich, den mit Rhätgesteinen gefüllten Muldenkern des Lusenkopfes (1304 m) als die unmittelbare Streichungsfortsetzung des ganz anders gebauten Großen Muldenzuges der Glaswand zu betrachten. Ich vermute, daß die Lusenkopfmulde ursprünglich eine südlichere Mulde war als der Große Muldenzug der Benediktenwand und mit der jüngeren Reliefüberschiebung auf den Muldenzug aufgeschoben wurde, von dem nur noch Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk des durch die Reliefüberschiebung um etwa 600 m nach N gedrängten N-Schenkels teilweise sichtbar sind. Wenn tatsächlich die Reliefüberschiebung so weit nach W reicht, muß auch dort, wo scheinbar ein ungestörter stratigraphischer Verband zwischen dem Wettersteinkalk der Benediktenwand und dem südlich angrenzenden mächtigen Hauptdolomit besteht, eine Schubfläche angenommen werden, die nur deshalb nicht sichtbar ist, weil sie offenbar innerhalb eines einheitlichen Gesteines verläuft. Das gilt insbesondere für das Profil 4 Särchingers.

Lutyj-Lutenko (1951) betrachtete eine NE-streichende Blattverschiebung (Loisachstörung) als westliche Begrenzungsfläche der Reliefüberschiebungsmasse (S. 45). Die Schubweite dieser Blattverschiebung ist aber viel zu gering, um die ihr von Lutyj-Lutenko zugeschriebene Rolle spielen zu können. Wie seine Karte zeigt, ist der aus Raibler Schichten bestehende Kern des Heckenbachsattels bei der Rautalm an dieser Blattverschiebung nur 200 m nach NE versetzt, und auch die Summierung der Schubweiten mehrerer paralleler Blattverschiebungen ergibt noch einen zu kleinen Betrag. Denn die Schubweite der Reliefüberschiebung muß nach Särchinger 3–4 km betragen, um den ganzen Raum zwischen dem S-Rande des Großen Muldenzuges und der Schwarzenbachlinie zu überbrücken, der vor der Deckenfaltung noch breiter war als gegenwärtig. Hingegen dürfte Lutyj-Lutenko darin recht haben, daß der Hauptdolomit-Mylonit des Heckenbachsattels bei der Lainalm nichts mit der Oberstock-Vorgleitung zu tun hat.

Dieselben Verhältnisse treffen wir in dem erst im II. Teil der Arbeit zur Darstellung gelangenden Wendelsteingebiet. Der Große Muldenzug entspricht dort der Schuppe V (Osswald, 1951), das an der jüngeren Reliefüberschiebung vorgeschobene Hauptdolomitgebiet der Schuppe VII.

Das Obertriasgebiet südlich der Benediktenwand hat durch die Faltung eine sehr bedeutende Verschmälerung erfahren. Im Meridian der Benediktenwand beträgt gegenwärtig die Entfernung zwischen dem N-Rand der Hauptdolomitzone und der Jachenau 4–8 km; vor der Faltung dürften es etwa 9 km gewesen sein. Die Lage der Gesteine des Scheitels des Heckenbach-

sattels, der am besten im Streichen verfolgbaren Zone, ist in der P. K. als Linie eingetragen. An ihr lassen sich auch am besten die Loischstörungen rückgängig machen. Wenn man die Kesselbergstörung rückgängig macht, gelangt der Hauptdolomit des Herzogstandgipfels in eine etwas nördlichere Lage als der Plattenkalk der Jochbergspitze. Ferner liegt dann die Rotwandstörung zu beiden Seiten des Walchensees in derselben Breite, während sie jetzt am Ostufer um 1,5 km nördlicher liegt (Lutyj-Lutenko, S. 41). Für das Profil durch den Rauteck-Kopf nördlich des Herzogstands nimmt Müller-Deile selbst die Ausglättung der nachcenomanen Faltung vor (Abb. 13 auf S. 47). Wie man sich durch Nachmessen an seinen beiden Profilen dieser Abbildung überzeugen kann, hat die nachcenomane Faltung den Raum von 3,5 auf 2 km verschmälert. Glättet man überdies auch die vorcenomane Faltung aus, so ergibt sich, daß der Raum ursprünglich etwa 4 km breit war. Es gelangt somit Müller-Deile hier zu einer ebenso starken Verschmälerung durch Faltung wie ich in dem Raume östlich der Kesselbergstörung. Der Große Muldenzug lag auch vor Eintritt der Loischstörungen im Herzogstandgebiete etwas südlicher als in der Benediktenwandgruppe.

Da für den westlichen Teil der Herzogstand-Heimgarten-Gruppe die von Lutyj-Lutenko, S. 33, erwähnte Neuaufnahme durch W. Zeil noch nicht vorlag, wurde das Gebiet nach der Karte von J. Knauer (1907) gezeichnet, aber mit tunlichster Berücksichtigung der Verbesserungen durch M. Richter, 1937 und Müller-Deile, 1940 (S. 98—100). Die nach Rückgängigmachung der sie durchschneidenden Loischstörung einheitliche Deckscholle des Simmersberges wurde eingezeichnet, da für die Heimgartengruppe wohl die „Oberstockvorgleitung“ nicht mehr gilt.

Im Bereiche des Loischtales erscheint der Südrand des Großen Muldenzuges um fast 5 km nach N verschoben, wenn man dessen Lage im Meridian von Ettal mit derjenigen im Meridian des Hirschberges (Heimgartengruppe) vergleicht. Der N-Rand der Lechtaldecke ist auf derselben Strecke nur um 4 km nach N verschoben. Davon entfallen etwa 1 km auf die große Loisch-Blattverschiebung, welcher das Loischtal bis zur Kap. 687 bei Eschenlohe folgt. Von der Mündung der Eschenlaine bis östlich Ohlstadt verläuft sie wohl östlich des Hauptdolomit-Vorsprunges des P. 687 und zwischen dem Zeilkopf und dem Osterfeuerberg, wie die aus Knauers Karte ersichtliche Schleppung des Räts und die um 1 km südlichere Lage des Cenomans des Zeilkopfes im Vergleich mit demjenigen des Illing zeigt. Auch Hahn (1915, S. 125) legt an diese Stelle eine Loischstörung. Der größere Teil der Nordverschiebung des Muldenzuges wird daher dadurch hervorgerufen, daß dieser im östlichen Teile des Labergebirges gegen NE streicht. Es handelt sich hier wohl um eine nachträgliche, gleichzeitig mit der Bildung der Loischstörungen eingetretene Verbiegung des Großen Muldenzuges.

In dem Raume zwischen dem Isartal und dem Söllbachtal werden nur die Deckscholle des Geigersteins und Fockensteins (Großer Muldenzug), sowie die südlich dem Geigerstein benachbarte Buntsandstein-Deckscholle (Richter, 1937, S. 109, Abb. 20, unteres Profil) und die winzige Muschelkalk-Klippe beim Schlagkogel (Boden, 1935, geol. Karte) der primären Lechtaldecke (Schuppe V Osswalds) zugerechnet, die kleinen Obertriasklippen im Bereiche des Hirschtal-Deckensattels und östlich vom Fockenstein (Boden, 1915, geol. Karte) hingegen der sekundären Lechtaldecke (Reliefüberschiebung, Schuppe VII Osswalds). Zwischen Söllbach und Weißbach

hat sich nichts von der primären Lechtaldecke erhalten, östlich vom Tegernsee nur das winzige Buntsandsteinvorkommen am Kreuzbergköpfl (abgesehen von der Wendelsteingruppe, die erst im II. Teil der Arbeit behandelt wird).

Mit der Ringberglinie Bodens beginnt bereits die sekundäre Lechtaldecke (Schuppe VII Osswalds), in welcher — wenigstens zwischen Söllbach und Weißach — der Wettersteinkalk durch Partnachschichten ersetzt ist (Boden, 1915, Geologische Karte der Tegernseer Berge und Tafel 10 a). Das auffallendste Merkmal der sekundären Lechtaldecke zwischen Isar und Leitzach ist das regelmäßige Muldenpaar des „Synklinorium“. Zur Ausglättung eignet sich am besten das Profil I bei Osswald 1925, weil hier auch die Muldenbiegungen sichtbar sind. Die ursprüngliche Entfernung von Risserkogel und Wallberg betrug 6 km (gegenwärtig sind es nur 3·2 km).

7. Der Ablagerungsraum der Lechtal- und Inntaldecke in den östlichen Lechtaler Alpen

Aus dem ausgedehnten, der Lechtaldecke angehörigen Faltenland zwischen dem Lechtal und dem Fernpaß fehlt es im neueren geologischen Schrifttum an Profilen. Nur das oberste Profil M. Richters (1930, Tafel II) durchschneidet einen größeren Teil dieses Raumes, die beiden Profile Ampferers (1932) betreffen nur den südlichsten Teil des Gebietes. Aus dem Kartenbild (Blatt „Lechtal“) ist eine sehr regelmäßige Faltung zu erkennen, die im allgemeinen auf einen nur mäßigen Zusammenschub schließen läßt. Allerdings scheint die gegen NW überkippte Holzgauer Mulde (M. Richter, 1930, Tafel II) ziemlich tief zu sein, und dasselbe gilt wohl auch für die gegen N überkippte Lermooser Mulde, die nicht die genaue Fortsetzung der Holzgauer Mulde ist, sondern etwas nördlicher liegt. Der S-Rand der Holzgauer Mulde wird meist durch eine Schubfläche von wohl sehr geringer Schubweite gebildet, an der die Kössener Schichten des S-Schenkels mehr oder minder unterdrückt sind. Für den zwischen Reutte und der Lermooser Mulde gelegenen Raum ergibt sich aus dem Zusammenhang mit dem Schuppengebiet südlich des Ammer-Längstales (S. 34) ein stärkerer Zusammenschub, als das Kartenbild auf Blatt Lechtal erkennen läßt. Am stärksten durch Faltung verschmälert ist wohl der südlichste, unmittelbar nördlich vom N-Rand der Inntaldecke gelegene Streifen (Ampferer, 1932, Abb. vor S. 81). Im ganzen ergibt sich für den Meridian von Reutte, daß die Strecke Reutte—Schweinsteinoch ursprünglich 28 km lang war, während es heute nur 18 km sind.

Die im Medriol-Fenster (Richter, 1930, S. 33) unter der Inntaldecke zutage tretenden Gesteine der Lechtaldecke betrachte ich als die östliche Fortsetzung der Freispitzmulde (Spengler, 1951, S. 199), ich zeichne sie daher auch östlich des Ablagerungsraumes der Freispitzmulde ein.

Das Ausmaß der Verschmälерung der hier überwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Inntaldecke durch die Faltung ist nicht leicht mit Sicherheit festzustellen, doch spricht die häufige Steilstellung der Schichten, z. B. an der Schlenkerspitze (Ampferer, 1932, Abb. gegenüber S. 84) und nördlich der Muttekopfgosau für einen nicht unbeträchtlichen Zusammenschub, der zum Teil schon vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte.

Im Meridian der Schlenkerspitze habe ich den Ablagerungsraum des nördlich vom Medriol-Fenster gelegenen Teiles der Inntaldecke 9.6 km breit gezeichnet, während es gegenwärtig nur 7.2 km sind. Daher erscheinen auch die durch die Gosauschichten des Muttekopfes und die Deckscholle des Laagersberges (Krabachjochdecke) verhüllten Räume in der P. K. etwas breiter als in der G. K. Die Verschmälerung des südlich des Medriol-Fensters gelegenen Teiles der Inntaldecke ist wegen der Steilstellung der Schichten nur sehr schwer abschätzbar.

Den südlich der Starkenbachlinie gelegenen schmalen Streifen der Kalkalpen (Kronberger Schuppe) betrachte ich nicht als Teil der Lechtaldecke, sondern als einen von S unter die Inntaldecke unterschobenen Streifen (Spengler, 1951, S. 199—200), der am S-Hang des Tschirgant von der Inntaldecke nicht mehr abgetrennt ist.

8. Der Ablagerungsraum des Wetterstein- und Mieminger Gebirges

In der so viel behandelten Frage nach der tektonischen Stellung des Wettersteingebirges scheint mir noch immer die von Ampferer (1912, 1931) und Leuchs (1930, 1935) vertretene Ansicht eines geringen örtlichen W-Schubes des Wettersteingebirges den größten Grad von Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Zwei Tatsachen scheinen mir von ausschlaggebender Bedeutung zu sein: 1. Die auch von Richter anerkannte sedimentäre Verknüpfung des Wettersteingebirges mit dem nördlich anschließenden Teile der Lechtaldecke, die nur eine Zugehörigkeit des Wettersteingebirges zur Lechtaldecke möglich macht. [Auch die von Haber 1934 angenommene N-Grenze der Inntaldecke innerhalb der Wettersteinkalkmasse stößt, wie Richter (1937, S. 95) und Leuchs (1935, S. 715) hervorheben, auf Schwierigkeiten.] 2. Die von Ampferer (1912, S. 206) und Leuchs (1930) beobachteten, E—W streichenden Rutschstreifen auf der S-Randstörung und die von Leuchs (1935, S. 706) beobachteten, ebenfalls E—W streichenden Rutschstreifen auf der E-fallenden Schubfläche in der oberen Zugasse.

Die gegen W, bzw. NW gerichtete Bewegungstendenz ist auch nördlich von Partenkirchen noch nicht zu Ende. Richter erwähnt 1930, S. 45, daß die Plattenkalkmulde des südwestlichen Eckenberges (= Wank) sehr stark nach NW überkippt ist, und auch Niedermayer beschreibt S. 480 eine „starke W-Überfaltung des westlichen Wankgebietes“. Wahrscheinlich ist die große, von Niedermayer S. 488 beschriebene Ammerstörung von Kaltenbrunn die N-Grenze der W-Überfaltung des Wankgebietes. Aber auch der westliche Teil der Krottenkopfmulde ist noch NW-vergent. Etwas stärker als das Wankgebiet ist wohl das Wettersteingebirge selbst gegen W verschoben. Als nördliche Randspalte kann hier vielleicht die fast genau an der sehr scharfen Faziesgrenze zwischen Partnachschichten und Wettersteinkalk gelegene, in der Karte von Reis und Pfaff eingezeichnete Longitudinalstörung südlich vom Henneneck und Kreuzeck gelten. Aber auch die im Bereiche des Wamberger Sattels von Reis und Pfaff eingetragenen zahlreichen Ammer- und Loisachstörungen deuten auf eine Zerrung dieses Raumes in E—W-Richtung hin. Unter Berücksichtigung aller dieser Momente komme ich zu dem Ergebnis, daß die Wettersteinkalkmasse der Zugspitze vor Eintritt der W-Bewegung im Verhältnis zu

den am W-Fuße der Wettersteinwand aufgeschlossenen Jura- und Neokongesteinen etwa 2.5—3 km östlicher lag als heute. An der Basis hat sich die von Leuchs 1935 beschriebene, aus Muschelkalk bestehende Schuppe von der Wettersteinkalkmasse abgespalten. An der Stirn ist der Wettersteinkalk etwas zurückgewittert.

Die W-Bewegung der Wettersteinmasse kann aber nicht die einzige sein, denn mit deren Hilfe kann man die Überschiebung über die Zone der jungen Schichten an der S-Seite des Wettersteingebirges nicht erklären. Da eine Zurechnung des Wettersteingebirges zur Inntaldecke wegen der Unmöglichkeit, einen N-Rand dieser Decke aufzufinden, nicht in Betracht kommt, muß man annehmen, daß vor der W-Bewegung ein — ebenfalls nur unbedeutender — S-Schub der Wettersteinkalkplatte eingetreten ist. Besser ist es dann wohl, von einer Unterschiebung durch die Zone der jungen Schichten zu reden, denn die Wettersteinkalkplatte blieb mit ihrer ganzen nördlichen Nachbarschaft im Zusammenhang, und nur ein beschränkter Teil der südlichen Nachbarschaft wurde einige Kilometer weit unter den Wettersteinkalk hineingezogen. Ampferer hat zweifellos recht, daß es nur im Puitental so aussieht, als ob die Wettersteinkalkmassen zu beiden Seiten der Zone der jungen Schichten zusammengehören. Auf der viel längeren Strecke vom W-Ende der Gehrenspitze bis Ehrwald passen die beiderseitigen Wettersteinkalkmassen gar nicht zusammen (Ampferer, 1931, S. 29), und die Jungschichtenzone gehört vor die Stirn einer schiebenden Masse und nicht unter eine solche hinein (Ampferer, 1931, S. 31).

Die Schubfläche liegt am Öfelekopf ziemlich flach, wie besonders die beiden kleinen Neokomaufschlüsse an der E-Seite dieses Berges zeigen. Hingegen steht sie westlich der Leutascher Dreitorspitze bis zum Zugspitzgatterl sehr steil und legt sich erst jenseits der Loisachstörung des Zugspitzgatterls (Ampferer, 1905, S. 539, 545) am W-Ende des Wettersteingebirges wieder viel flacher.

Die Zone der jungen Schichten an der S-Seite des Wettersteingebirges befindet sich jetzt in der Streichungsfortsetzung der Holzgau—Lermooser Juralde. Ich glaube aber, daß nur die an der SW-Ecke des Wettersteingebirges aufgeschlossenen Jura- und Neokongesteine zu dieser Mulde gehören (mit dem Neokom der Holzerwiesen als Muldenkern), die an der S-Seite des Wettersteingebirges aber etwas südlicher lagen. Selbstverständlich ist es unmöglich, die genaue Lage der Zone der jungen Schichten vor der Orogenese und das Ausmaß ihrer Verschmälerung durch die Faltung in der P. K. exakt anzugeben. Zur Orientierung ist der Punkt: „Hoher Kamm“ eingesetzt. Der schmale nördlich davon gelegene Raum ist unter der nach S geschobenen Wettersteinmasse, der viel breitere südlich angrenzende durch die N-geschobene Inntaldecke verhüllt.

Nach der Karte von Reis und Pfaff hat Schneider (1951, S. 51) in seinem oberen Profil den Wamberger Sattel zu hoch, die Kranzbergmulde zu tief gezeichnet. Wenn man in diesem Profil über dem Wambergrücken die Partnachschichten in derselben Mächtigkeit wie am Ferchenbach aufträgt, liegt der gestrichelte Luftsattel (Grenze zwischen Partnach- und Raibler Schichten) nur in 1500 m Höhe. Wenn die Mulde des Wettersteinwaldes so tief wäre, wie sie Schneider zeichnet, wäre es unverständlich, daß etwa 1 km westlich der Profilinie, im Mitterklammgraben, die Raibler Rauhwacken in 1100 m Höhe liegen. Die größte Tiefe der Mulde liegt wohl

im nördlichen Drittel, wo auch in der Tiefe des Partnachtales Hauptdolomit ansteht. Es ist daher der Tiefgang der Falten und somit auch die Verschmälerung des Wettersteingebirges durch die Faltung verhältnismäßig gering. Gegenwärtig beträgt im Meridian von Garmisch die Entfernung: Riß—Hinterreintalschrofen 9.8 km, vor der Faltung waren es etwa 13 km.

In der Frage des N-Randes der Inntaldecke folge ich hier gänzlich Ampferer. Am Marienbergjoch im Miemingergebirge streicht nach Ampferer eine Schar von Querstörungen durch. Zwei durch zertrümmerten Dolomit getrennte Parallelstörungen (1905, S. 493) scheiden den Muschelkalk der Marienbergspitzen (Inntaldecke) vom Jura des Marienbergjoches (Lechtaldecke) und wohl auch den Wettersteinkalk des Schachtkopfes vom Hauptdolomit des Brandstattkopfes (Bremsstadelkopfes), eine N streichende Störung, die nur in der Grube aufgeschlossene „Wasserkluft“ (Ampferer, 1905, S. 495) die Wettersteinkalkmasse des Wampeten Schrofens von demjenigen des Schachtkopfes. Beiderseits dieser Störungszone — die vielleicht nicht zufällig in der beiläufigen südwestlichen Fortsetzung der Loisachstörung des Loisachtales liegt — weist die Inntaldecke einen sehr stark verschiedenen Bau auf: westlich bildet der Wannig eine einfache steil SSE-fallende Wettersteinkalkplatte, östlich die Mieminger Kette einen verwickelt gebauten, W—E streichenden Sattel aus Wettersteinkalken mit Muschelkalk als Kern (Ampferer, 1905, Profile Fig. 9, 11, 12). Offenbar ist an dieser Querstörungszone — vielleicht unter dem Einfluß des von S drückenden Kristallins der Ötztaler Masse — die Stirn der Inntaldecke im E-Flügel (Miemingergebirge) um etwa 2—3 km nach N vorgeschoben worden, hat dabei im Niveau der Kössener Schichten die jüngeren Schichtglieder der Lechtaldecke von ihrem Untergrund abgelöst, in enge Falten gelegt und an den Wettersteinkalk des Wettersteingebirges angepreßt. Dieser letzte Vorstoß der Inntaldecke muß jünger sein als die Unterschiebung der jungen Schichten unter den Wettersteinkalk des Wettersteingebirges, da diese Schubfläche im Leutaschtales unter dem N-Rande der Inntaldecke verschwindet, der nach Ampferer über den Wildsteigkopf ins Isartal zieht (1905, Fig. 1).

Der Raum südlich des gegen N konvexen Inntalbogens zwischen Innsbruck und der Ötztalmündung wurde mit ? bezeichnet, da es fraglich ist, ob die südliche Fortsetzung der Trias der Inntaldecke über dem Ötztaler Kristallin abgetragen oder von der in geologisch junger Zeit gegen N vorgedrungenen Ötztaler Masse überschoben ist (Sander, 1921, S. 183—186, W. Schmidt, 1922, S. 109, 110, „Ötztaler Phase“, Klebelsberg, 1935, S. 116, 163, „Knie von Telfs“).

Es wären somit im Wettersteingebirge folgende tektonische Vorgänge erfolgt:

1. Heraushebung der Wettersteinkalkmasse an zwei aufeinander annähernd normal stehenden Verwerfungen, so daß ein im S und W von Bruchstufen begrenzter, pultförmig gegen N abfallender Halbhorst entstand, der wahrscheinlich in der SW-Ecke am höchsten war. Die Bildung dieses Horstes ist die Vorbedingung für die Vorgänge 2 und 3.

2. Unterschiebung des Wettersteinkalkes durch Jura und Unterkreide von S.

3. W-Schub der Wettersteinkalkmasse und Bildung der Basalschuppe aus Muschelkalk am westlichen Stirnrande.

4. Anschub der Inntaldecke mit Überföhrung des S-Randes der Wettersteinschubmasse östlich des Leutaschtales.

5. Deckenfaltung, bei der das ganze Gebiet samt den Schubflächen der Wettersteinschubmasse und der Inntaldecke in breite E—W streichende Falten gelegt wurde. Fast gleichzeitig Bildung der Loisachstörung des Zugspitzgatterls.

Ich stelle mir vor, daß die Bewegungen 2—3 unmittelbar nacheinander erfolgten, vielleicht sogar ineinander übergingen; 3 muß jünger sein als 2, weil am Ehrwalder Köpfl zwischen dem Muschelkalk der Basalschuppe und demjenigen der Hauptmasse des Wettersteingebirges Oberjura eingeschuppt ist (Leuchs, 1935, S. 705, Z. 15—18). Das ist nur möglich, wenn zur Zeit des W-Schubes der Muschelkalk bereits auf dem Malm lag.

Da die S-Randstörung des Wettersteingebirges etwa beim Reindler im Leutaschtal unter dem Inntaldeckenvorsprung der Arnspitzen verschwindet, ist nicht bekannt, wie weit sie unter der Inntaldecke nach E reicht. Ich vermute aber, daß sich die E—W-Verschiebung der S-Randstörung bis zur Seeburgspitze westlich vom Achensee verfolgen läßt (siehe S. 48 und Abb. 6).

9. Der Ablagerungsraum des Karwendelgebirges

Das auffallendste tektonische Merkmal des Karwendel-Vorgebirges ist die große, W—E streichende Karwendelmulde. Diese Mulde ist nur an ihrem W-Ende eine aufrechte Mulde (Trusheim, S. 57, Profil I), weiter im E jedoch eine gegen N überkippte Mulde (Ampferer-Heißel, 1950, Profile durch das östliche Karwendel). Da nirgends die Muldenbiegung sichtbar ist, ist das Ausmaß der Verschmälerung an dieser Mulde nicht bekannt. Als Mindestausmaß wurde in der P. K. die N—S-Entfernung von Lärchkogel einerseits, Fleischbank und Eiskönigspitze anderseits um 2 km größer gezeichnet als gegenwärtig, d. h. die Mulde etwas seichter angesehen als bei Heißel. Viel größer ist infolge des Eingreifens der Achentaler Schubmasse die Raumverschmälerung in der Achenwald—Tierseer Mulde (S. 47). Durch Rückgängigmachung der Loisach-Blattverschiebung der Vereinsalpe und ihrer Parallelstörungen (F. Trusheim, „Geologische Karte der Mittentaler Karwendelmulde“) gelangt der Schwarzkopf, der gegenwärtig um 1.1 km südlicher liegt als die Rappenspitze, in eine 1.2 km nördlichere Lage als diese.

Aus Trusheims Karte ergibt sich, daß diese Blattverschiebung nicht älter ist als die Überschiebung der Inntaldecke, denn die NE—SW streichende Störung zwischen Gerberkreuz (Lechtaldecke) und Mitterkreuz (Inntaldecke) ist die genaue südwestliche Streichungsfortsetzung der Blattverschiebung der Vereinsalpe. Diese Linie läßt sich nach der Geologischen Karte des Wettersteingebirges von Reis und Pfaff bis zum Brunnensteinköpf nördlich von Scharnitz verfolgen.

Die letzte große Karwendelarbeit Ampferers (1942) bedeutet einen gewaltigen Fortschritt im Vergleich mit derjenigen von 1928, in welcher er in der ersten Freude über die Entdeckung der Reliefüberschiebungen die Bedeutung dieser Vorgänge sehr überschätzte und versuchte, den Bau des Karwendelgebirges mit Hilfe einer einzigen Reliefüberschiebung zu erklären. Zwei der 1928 auf Tafel V abgebildeten Profile (Falkengruppe und Gamsjoch) sind so unmöglich, daß sie mit Recht den Widerspruch M. Richters (1930, S. 40; 1937, S. 102) herausfordern mußten, und auch ich selbst

(1951 a, S. 344) konnte mich nicht mit Ampferers Deutung der Tektonik einverstanden erklären.

1942 hat aber Ampferer die Reliefüberschiebung des Karwendels auf das richtige Maß zurückgeführt. Er hat erkannt, daß der am Stanserjoch so schön aufgeschlossenen ersten Reliefüberschiebung noch weitere Störungen gefolgt sind, u. zw. vor allem eine Überschiebung der jüngeren, von den Raibler Schichten bis zum Aptychenkalk reichenden Schichtenfolge der Lechtaldecke über den aus älterer Trias (hauptsächlich Rauhwacke und Reichenhaller Kalk) bestehenden Stirnteil der Inntaldecke (1942, S. 7, 31, 91, Fig. 102). Besonders überzeugend ist die Form, welche Heißel (Ampferer und Heißel, 1950, S. 31) diesen Vorgängen gegeben hat: 1. Phase: Einschub der Reichenhaller Schichten, 2. Phase: Einschub der Hauptmasse der Inntaldecke, 3. Phase: Rappenspitzüberschiebung. Daß die Rappenspitzüberschiebung auch im Gamsjochkamm noch vorhanden ist und auch dort erst die Lagerungsverhältnisse verständlich macht, zeigt Ampferers Profil 47 a (1942, S. 37).

Als zweite Verbesserung gegenüber 1928 rechnet Ampferer jetzt auch den Bärenwandkopf und den steilen Sattel des Gamsjochs (1942, Fig. 46) nicht mehr zur Inntaldecke, sondern wieder (wie 1903) zur Lechtaldecke. Ich glaube, daß auch der Muschelkalkkern des Gamsjochsattels (Fig. 46, 48) die normale Unterlage des Wettersteinkalkes ist und daher zur Lechtaldecke gehört. Den westlicheren Teil des Karwendelgebirges hat Ampferer nicht neu aufgenommen, aber nach der Geologischen Spezialkarte, Blatt „Innsbruck—Achensee“ ist die Masse des Hinteren Falk (2254 m) und des Thalelebergs die westliche Fortsetzung des Gamsjochsattels, der hier aber stärker überkippt ist als am Gamsjoch selbst.

Nach Ampferer (1903, S. 230, Fig. 40; 1928, Tafel V, 3. Profil) treten in dem Querkamm zwischen Johannestal und Tortal drei schuppenförmig übereinander geschobene inverse Schichtenfolgen auf: 1. Stuhlberg und Stuhlkopf (Hauptdolomit, Raibler Schichten, Wettersteinkalk, Partnachschichten), 2. Thalelkopf (Wettersteinkalk, Muschelkalk), 3. Filzwand (Wettersteinkalk, Muschelkalk). 1928 rechnete Ampferer 1 zur Lechtaldecke, 2 und 3 zur Inntaldecke. Im Sinne der neuen Deutung Ampferers (1942) würde 1 und 2 zur Lechtaldecke und nur 3 zur Inntaldecke gehören. Daß die neue Deutung viel richtiger ist, ergibt sich auch aus folgender Überlegung: wenn 2 und 3 zur Inntaldecke gehören würden, würde diese hier einen verkehrten Mittelschenkel aufweisen, der nachträglich geschuppt ist. Die Gesteine der Filzwand wären nördlicher abgelagert als diejenigen des Thalelebergs. Dagegen spricht, daß nach der Karte und nach Ampferer, 1928, S. 253, die Schuppe des Thalelebergs gegen W kleiner wird und verschwindet. Wenn sie zur Inntaldecke gehören würde, wäre zu erwarten, daß eher 3 gegen W verschwindet. Daher muß 2 zur Lechtaldecke gehören.

Im Falkenkamm gehören nur Ladizkopf, Mahnkopf und Steinspitze zur Inntaldecke, u. zw. müssen im Mahnkopf die Rauhwacken und die Reichenhaller Kalke zur unteren, der darübergeschobene Buntsandstein zur oberen Einheit der Inntaldecke gerechnet werden. Ladizkopf und Steinspitze gehören gänzlich zur unteren Einheit. Plattenkalk bis Malm unter der Deckscholle des Ladizkopfes, die Kössener Schichten im Westgehänge und das winzige Malmvorkommen nördlich vom Ladizkopf gehören zur „Rappenspitzschuppe“ der Lechtaldecke.

Eine dritte Verbesserung gegenüber 1928 bedeutet es, daß Ampferer die steilstehende Störung, welche Gamsjoch und Roßkopf trennt, jetzt als jüngere Verwerfung betrachtet (1942, Fig. 46, 47). Dasselbe gilt dann auch für die in der geologischen Karte verzeichneten steilen Störungen zwischen Risser Falk und Hinterer Falk und zwischen Stuhlkopf und Thaleleberg. Wie im folgenden Abschnitt näher ausgeführt wird, vermute ich, daß hier ältere Störungen neu aufgelebt sind.

Die neue Erklärung des Gebirgsbaues hat allerdings zur Folge, daß auch dann, wenn man sich vorstellt, daß die Ablagerungsräume der Lechtal- und Inntaldecke unmittelbar benachbart waren, die Wettersteinkalkmassen des Stanserjochgewölbes und des Hochnisslkammes in der Geosynklinale viel weiter voneinander entfernt waren als nach der alten Vorstellung einer einzigen Karwendelüberschiebung. Aus der P. K. ergibt sich, daß der Ablagerungsraum des Wettersteinkalkes der Hochnisselspitze mindestens 34 km südlicher lag als derjenige des Wettersteinkalkes des Stanserjochs, denn es lag folgendes dazwischen: 1. Der Ablagerungsraum der Schuppe der Rappenspitze, mit der auch der Hauptdolomitzug Walderkamm—Zunderkopf zusammenhing. 2. Der Ablagerungsraum der unteren Einheit der Inntaldecke. 3. Der Ablagerungsraum von Schaufelspitze und Sonn-jochgipfel.

Die kleinen Reste von Raibler Schichten, die am Dristköpfl und an mehreren Stellen zwischen Bärenkopf und Dristenautal der unteren Einheit der Inntaldecke aufliegen, sind offenbar bei dem Aufschub der oberen Einheit der Inntaldecke von dem Wettersteinkalkgewölbe des Stanserjochs abgerissen und an ihrer Basis mitgenommen worden. Heißel bezeichnet sie daher auf seiner tektonischen Karte mit Recht als obere Einheit der Inntaldecke, obwohl sie eigentlich der Lechtaldecke entstammen.

An der S-Seite des Karwendelgebirges treten unterhalb der Inntaldecke zwei nachträglich steilgestellte Schuppen hervor, welche Ampferer und Hammer (1898, S. 346—350, Profile S. 340) als Zunderkopfscholle und Thaurerscholle bezeichnen. Zur Thaurerschuppe gehören offenbar auch die Aufschlüsse in der Mühlauer Klamm (Ampferer und Hammer, S. 355), ferner im Höttinger Graben und die kleinen Aufschlüsse am Höttinger Innufer, so daß sich auch die Thaurer Schuppe in einer Länge von 10 km verfolgen läßt. Die Fazies der beiden Schuppen ist sehr stark voneinander verschieden: Die Zunderkopfschuppe weist Wettersteinkalk auf — allerdings von geringer Mächtigkeit, die vielleicht aber nur dadurch vorgetäuscht ist, daß nur der oberste Teil des Wettersteinkalkes sichtbar ist —, der Thaurer Schuppe fehlt der Wettersteinkalk. Dafür zeigt diese Raibler Schichten von 650 m Mächtigkeit, während die Raibler Schichten in der Zunderkopfschuppe nur wenige Meter mächtig sind (Ampferer und Hammer, S. 315). Die Zunderkopfschuppe gehört unzweifelhaft zur Lechtaldecke, wie der ungestörte Zusammenhang über Walderkamm—Vomperjoch zum Rauhen Knöll zeigt. Hingegen ist es zweifelhaft, ob die Thaurer Schuppe zur Lechtal- oder Inntaldecke gehört. Für die ursprüngliche Lage südlich des Ablagerungsraumes der Inntaldecke spricht folgendes: Die Fazies der Partnachkalke ist dem S-Rande der Inntaldecke bei Innsbruck und der Thaurer Schuppe gemeinsam. Ferner treten im S-Teil der Inntaldecke, z. B. in der Zirler Klamm, 700 m mächtige Raibler Schichten auf. Die Tatsache, daß in der Thaurer Schuppe (Thaurer und Mühlauer Klamm)

eine wiederholte Wechsellagerung von Sandsteinen und Schiefern einerseits, Kalken anderseits auftritt, erinnert an die an den S-Rand der Kalkalpen gebundene Aflenzler Fazies (Spengler, 1920). Hingegen sprechen für die Zugehörigkeit zum S-Teil der Lechtaldecke die Lagerungsverhältnisse: Die Thaurer Schuppe fällt unter die Lechtaldecke ein. Ich habe daher den Ablagerungsraum der Thaurer Schuppe in der P. K. zwischen demjenigen der Lechtal- und Inntaldecke eingetragen, möchte aber auch die andere Möglichkeit nicht ausschließen.¹⁾ Wenn der Ablagerungsraum der Thaurer Schuppe zwischen demjenigen der Lechtal- und Inntaldecke lag, konnten die Wettersteinkalkmassen der beiden Decken kein einheitliches Riff gebildet haben, sondern waren durch einen schmalen Meeresstreifen getrennt, in dem kein Wettersteinkalk abgelagert wurde. Sollte das vielleicht die Ursache sein, daß gerade an dieser Stelle die Trennung der Decken erfolgte?

Ebenso ist es zweifelhaft, ob die Triasgesteine am S-Ufer des Inn zwischen Schwaz und dem Zillertal zur Lechtal- oder Inntaldecke gehören. Die geringe Entfernung zwischen dem Muschelkalk bei Rotholz und demjenigen des Tiergartens, den Ampferer zur Inntaldecke rechnet, könnte für eine Zugehörigkeit zu dieser Decke sprechen. Anderseits aber ist es wahrscheinlich, daß sie derselben Decke angehören wie die ausgedehnteren Triasvorkommen südlich des Inn auf Blatt Rattenberg, die offenbar zur Lechtaldecke gehören. Auch der Trias zwischen Schwaz und dem Zillertal fehlt der Wettersteinkalk (Erläuterung zu Blatt Innsbruck—Achensee, S. 89); es ist daher wahrscheinlich, daß sie derselben Zone angehört wie die Thaurer Schuppe. Wenn auch die Trias südlich des Inn zwischen den Ablagerungsräumen beider Decken abgelagert wurde, müßte auch die untere Einheit der Inntaldecke nahe südlich von ihr sedimentiert worden sein. Sollte auch dieser der Wettersteinkalk primär fehlen?

Der N-Rand der Inntaldecke zeigt vom Bäralpel bis zum Johannestal eine deutliche Stirneinrollung; denn der Wettersteinkalk fällt unter den Muschelkalk ein (Ampferer, 1928, Tafel V, 1. und 2. Profil). Die (obere Einheit der) Inntaldecke hat also nicht weiter gereicht als bis zum N-Rand der Vorderen Karwendelkette. Die regelmäßigen Falten der Inntaldecke lassen sich leicht ausglätten. Die Breite des Ablagerungsraumes der Inntaldecke an der Grenze der Kartenblätter „Zirl—Nassereith“ und „Innsbruck—Achensee“ betrug etwa 27 km, also 7 km mehr als die heutige Breite der Inntaldecke. Die Überschallmulde muß in ihrer ersten Anlage älter sein als die Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke. Das ergibt sich aus der Tatsache, daß die Raibler Schichten des Muldenkernes im Vomper Loch und östlich davon mit dem Jura der Lechtaldecke in Berührung kommen. Nach der Überschiebung ist allerdings noch eine Deckenfaltung eingetreten, die beide Decken gemeinsam gefaltet hat (Ampferer, 1942, S. 26).

10. Der Ablagerungsraum der Achentaler Schubmasse (Quenstedt)

Die Abwicklung der Achentaler Schubmasse gehört zu den schwierigsten Problemen dieser Art im Bereiche der Nördlichen Kalkalpen.

Ampferer hat 1921 a, S. 198—202 die Ansicht ausgesprochen, daß die Karwendelmulde ursprünglich ein rein west-östliches Streichen von Mitten-

¹⁾ Vergl. dazu S. 59, Fußnote 1.

wald bis Thiersee besaß und die Knickung nordwestlich vom Achensee erst nachträglich dadurch entstand, daß das Gebiet des Unnütz, des Guffert und des Sonnwendgebirges um einen an der Stelle des heutigen Seebergspitzes gelegenen Angelpunkt eine Drehung — wie auf einer Drehscheibe — von mehr als 90° erfuhr. Wie ich bereits 1935, S. 5—6 hervorgehoben habe, ist die nachträgliche Knickung der Karwendelmulde deshalb nicht möglich, weil das ganze Kalkalpengebiet nordwestlich der Knickstelle bis an den Kalkalpen-N-Rand (oder mindestens bis an den N-Rand der Lechtaldecke) diese Knickung mitgemacht haben müßte, was nicht der Fall ist. Ich habe bereits damals darauf hingewiesen, daß die Muldenstücke: Mittenwald—Schleimsaer Joch und Achenwald—Thiersee schon ursprünglich zwei getrennte Mulden waren. Auch M. Richter (1937, S. 99) lehnt die Erklärung der scheinbaren Knickung der Karwendelmulde ab und versucht die Erscheinung damit zu erklären, daß er annimmt, daß sich die Mulde vor dem heraus tretenden Sattel des Unnütz teilt: der nördliche Muldenkern ist die Mulde Achenwald—Thiersee, der südliche streicht gegen SE, hebt sich beim Seebergspitz in die Luft aus und setzt sich in der Mulde des Sonnwendgebirges fort. Richters Deutung erklärt aber nicht die Tatsache, daß schon im Unteraul tal das Neokom des Muldenkerns von den Hauptdolomitmassen des Plickenkopfes und Riederberges überschoben ist.

Hingegen hat W. Quenstedt mit seinen gründlichen Untersuchungen (1933, 1951) zweifellos das Richtige getroffen, und es ist sehr schade, daß seine ausführliche Darstellung mit geologischer Karte und Profilen noch nicht erschienen ist. Er stellt — ebenso wie ich 1935 — fest, daß hier verschiedene Mulden vorliegen. Die südlichste ist die Mulde Mittenwald—Bächental, die nördlichste die Mulde Fall—Achenwald—Thiersee (1951, S. 56). Ich glaube, daß zwischen beiden mindestens noch eine flache Mulde gelegen ist, die daran zu erkennen ist, daß an der Stelle, wo das Dürrrachtal die Staatsgrenze überschreitet, in der österreichischen geologischen Spezialkarte, Blatt „Achenkirch—Benedictbeuern“ zwei gegeneinander gerichtete Fallzeichen im Hauptdolomit eingetragen sind. Die westliche Fortsetzung dieser Mulde ist in den Profilen 3—7 bei Schmidt-Thomé (1950, Tafel IX) dargestellt. Am P. 1563 nördlich vom Scharfreiter ist der Muldenkern mit Kössener Schichten gefüllt.

Nach Ampferer (1941, S. 188) beträgt das Ausmaß der Überschiebung in E—W-Richtung 7 km (Unnützfuß bei Achenkirch—Marbichler), in S—N-Richtung 6 km. Ich würde in S—N-Richtung die Schubweite auch auf mindestens 7 km schätzen (Unnützfuß gegenüber der Mündung des Unteraulales—Föstl-Hochalm). In der Breite der Basillalm ist aber keine Überschiebung mehr vorhanden¹⁾. Dieses rasche Verschwinden der Überschiebung auf der nur 4–5 km langen Strecke: Zunderspitze—Basillalm ist sehr merkwürdig und zeigt, daß für die Bewegung der Achentaler Schubmasse (aber nicht für die scheinbare Knickung der Karwendelmulde) Ampferers „Drehscheibe“ zu Recht besteht. Denn die Erscheinung ist nur so zu erklären, daß tatsächlich eine Drehung der Achentaler Schubmasse um die

¹⁾ Selbst wenn man annehmen wollte, daß auch in der Tiefe unterhalb des nördlichen Teiles des Achensees der Hauptdolomit auf Neokom aufgeschoben ist, nützt das gar nichts, denn das rechtwinkelige Umbiegen des Streichens von N—S in E—W zeigt, daß südlich der Basillalm kein Schubrand der Achentaler Schubmasse mehr vorhanden ist.

Gegend der Basillalm in dem Uhrzeiger entgegengesetztem Sinne erfolgt ist. Infolge dieser Drehbewegung erscheint die Achentaler Schubmasse westlich von Achenkirch gegen NW bewegt. Es ist aber auffallend, daß in diesem Raume kein NE—SW-Streichen auftritt, sondern daß das W—E-Streichen, welches das ganze südlich der Mulde Achenwald—Thiersee gelegene Gebirgsstück beherrscht, nördlich von Achenkirch ganz scharf rechtwinkelig in das N—S-Streichen umbiegt. Ich glaube daher, daß sich die Bewegung der Achentaler Schubmasse zweiphasig vollzog: zuerst nordvergent und dann westvergent. Das entspricht auch der Ansicht Ampferers (1941, S. 189). Bei der nordvergenten Bewegung entstand zuerst ein liegender Sattel mit gezerrtem Mittelschenkel, welchen Quenstedt 1933 beschrieben hat. Dieser liegende Sattel ging bei der Basillalm in den aufrechten Sattel der Montscheinspitze über. Erst im Meridian der Föstl-Hochalm erlangte die nordvergente Überschiebung ihre volle Schubweite von 7 bis 8 km, die von hier gegen E auf eine lange Strecke gleich blieb. Der nordvergenten Bewegung folgte in der 2. Phase eine westvergente. Erst dadurch vollzog sich die Drehung um den bei der Basillalm gelegenen Angelpunkt. Diese W-Bewegung war wohl nur dadurch möglich, daß die Neokomschiefer einen vorzüglichen Gleithorizont abgeben. Es besteht kein Zweifel, daß die S—N streichenden Rätgesteine bei der Moosenalm einst die westliche Fortsetzung der gleichen W-E streichenden Gesteine bei der Föstl-Hochalm waren. Ich möchte es für möglich halten, daß das Fehlen der Achentaler Schubmasse zwischen der Hochplatte und der Föstl-Hochalm keine reine Erosionswirkung ist, sondern daß zur Zeit des Eintrittes der W-Bewegung an der Stelle des heutigen Achentales ein Sektor in der Achentaler Schubmasse aufriß, der dem Eingreifen der Erosion einen Anhaltspunkt lieferte (Abb. 6). Auch das entspricht der Ansicht Ampferers: „Während in der S-Ecke der großen Abbiegung die Einfassung des Hauptdolomits nicht zerrissen wurde, ist dieselbe an der N-Ecke völlig in Fransen gegangen“ (1942, S. 56).

Ampferer versucht die Knickung der Karwendelmulde damit zu erklären, daß er annahm, daß der Raum Unnütz-Guffert-Sonnwendgebirge an einer WNW streichenden Verschiebungslinie an das Karwendel herangeschoben wurde (1941, S. 182, Fig. 1; 1942, S. 54, Fig. 69). Gegen diesen Erklärungsversuch ist zunächst einzuwenden, daß die Karwendelmulde — wie oben gezeigt wurde — gar keine Knickung im Streichen erfahren hat, da der W-Abschnitt und der E-Abschnitt schon ursprünglich getrennte Mulden waren. Aber darf vielleicht Ampferers Hypothese zur Erklärung der Drehbewegung der Achentaler Schubmasse herangezogen werden? Ampferers Fig. 69 (I, II, III) wäre ohne weiteres möglich, wenn es sich nicht um Karten, sondern um Entwicklungsstadien eines Profiles handeln würde, u. zw. dadurch, daß längs der Schichtflächen Gleitungen stattfinden könnten. Aber es handelt sich ja nicht um Profile, sondern um Karten; was in der Vertikalen möglich ist, ist nicht ohne weiteres auch in der Horizontalen möglich. Die in den Sätteln weit, in den Mulden eng stehenden Horizontalen der Fig. 69 müßten vertikale Scherflächen bedeuten, an denen Bewegungen im Streichen stattgefunden haben müßten. Ich bezweifle, daß solche den älteren Faltenbau rücksichtslos zerschneidende vertikale Scherflächen möglich sind. An diesen Scherflächen müßten sich im Laufe des Bewegungsvorganges die beiden

Knickstellen relativ zum Sonnwendgebirge nach rechts verschoben haben, wie ein Vergleich der Stadien II und III ergibt.

Ich möchte daher lieber jene Erklärung vorziehen, welche ich bereits im Sonnwendgebirgsbuch angedeutet habe. Ich möchte glauben, daß das südlich der Mulde Mittenwald—Bächental gelegene Stück der Lechtaldecke eine gegen E gerichtete Bewegung ausgeführt hat, „denn wäre das Gebirgsstück südlich des W-Abschnittes der Karwendelmulde in Ruhe geblieben, hätte zwischen dem in Ruhe gebliebenen und dem gedrehten Stück ein bis an die Basis der Trias reichender Sektor aufreißen müssen“ (Spengler, 1935, S. 5). Das ergibt sich vor allem, wenn man versucht, die Achantaler Schubmasse in ihre ursprüngliche Lage zurückzudrehen, wie ich es ja hier machen muß, denn es fehlt sonst in der Geosynklinale ein Platz für den S-Teil der zurückgedrehten Achantaler Schubmasse (Sonnwendgebirgssockel). Auch wenn man die der Lechtaldecke angehörigen Teile des Karwendelgebirges etwas nach W zurückschiebt, war die W—E-Entfernung zwischen Bärenkopf und Stanserjoch einerseits, Sonnwendgebirgssockel andererseits damals etwas kleiner als gegenwärtig. Da Bärenkopf und Stanserjoch aus Wettersteinkalk, der Sonnwendgebirgssockel aber aus Hauptdolomit bestehen, ist es möglich, daß sich die Entfernung dadurch etwas vergrößert hat, daß der Hauptdolomit des Sonnwendgebirgssockels bei der Drehbewegung vom Wettersteinkalk des Stanserjoch-Sattels im Raibler Niveau ein wenig gegen NE abgeglitten ist.

Als Grenze zwischen dem ostbewegten und dem relativ dazu in Ruhe gebliebenen Teile der Lechtaldecke möchte ich die in Ampferers neuer Karwendelkarte (1950) eingetragenen Zerrüttungsstreifen im Hauptdolomit südlich vom Plumsjoch, im Westgehänge des Gütenberges (1942, Fig. 50) und an der W-Seite der Seebergspitze betrachten. Dieser Zerrüttungsstreifen zieht genau auf den Drehpunkt zu. Auch die von Ampferer (1942, S. 45, Abb. 60) beschriebene Zerlegung der Hauptdolomitmasse der Seebergspitze in vier Schubkörper kann mit der Drehbewegung zusammenhängen, denn es ist möglich, daß nicht die ganze Hauptdolomitmasse die Drehung in gleicher Weise mitgemacht hat.

Vielleicht verläuft westlich von Engtal die Grenze zwischen dem gegen E bewegten und dem relativ dazu ruhenden Teil der Lechtaldecke etwas südlicher, an der großen Verwerfung, welche den Gamsjochkamm (Ampferer, 1942, Fig. 46 und 47 a), den Falkenkamm und den Stuhlkopfkamm durchschneidet. Noch weiter gegen W scheint diese Linie unter der hier besonders weit nach N reichenden Inntaldecke zu verschwinden¹⁾. Vielleicht ist die S-Randstörung des Wettersteingebirges die westliche Fortsetzung dieser Linie? Dadurch wäre ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der W-Bewegung des Wettersteingebirges und derjenigen der Achantaler Schubmasse hergestellt. Dieselbe Kraft, welche die Jura-Neokongesteine oberhalb von Ehrwald unter den Wettersteinkalk des Wettersteingebirges geschoben hat, hat auch weiter im E einen Streifen der Lechtaldecke gegen E verschoben und dadurch die Drehbewegung der Achantaler Schubmasse ermöglicht (Abb. 6).

¹⁾ Durch die Rückgängigmachung der E-Verschiebung an dieser Linie erscheinen in der P. K. die oberen Enden der Quertäler (Engtal, Lallider Tal und Johannestal) gegen W verschoben.

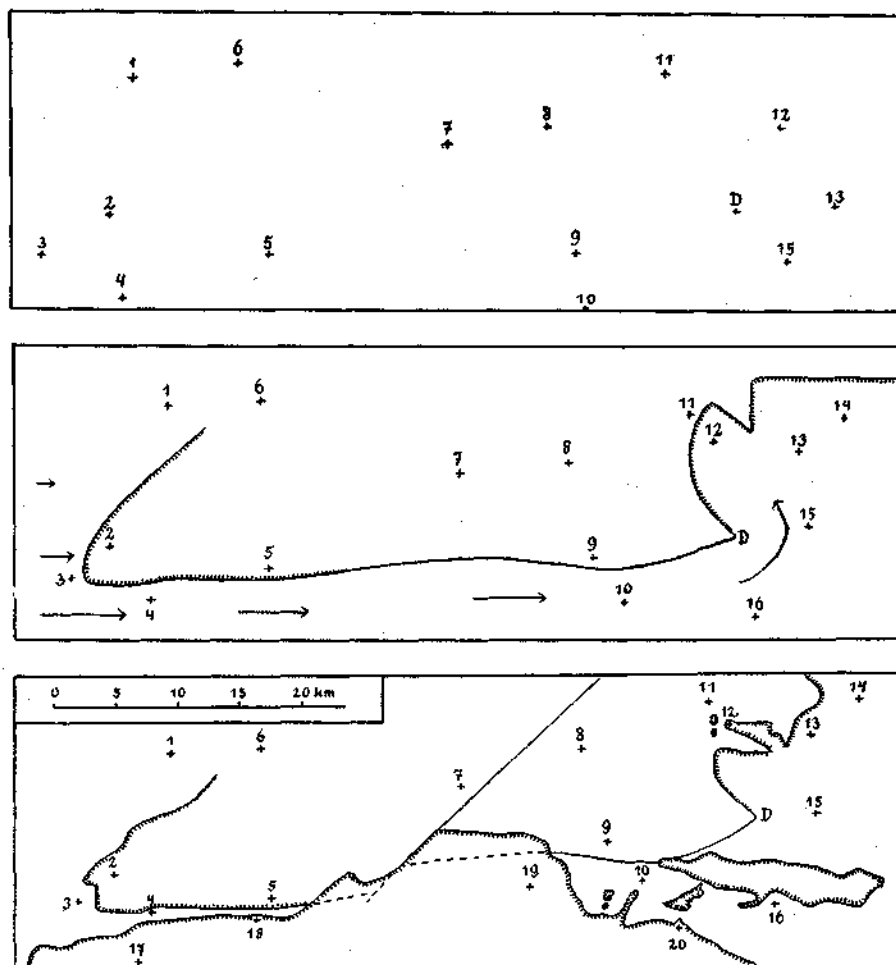


Abb. 6. Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Achantaler Schubmasse.

Obere Karte: Zustand vor der Orogenese (wie in der P. K.).

Mittlere Karte: Zustand nach Bildung der Wettersteinüberschiebung und der Achantaler Schubmasse, aber vor Anknüpfung der Inntaldecke. Pfeile = Bewegungsrichtung der im W, S und SE an die als verhältnismäßig starr betrachtete Masse: Wettersteingebirge + Karwendelvorgebirge angrenzenden Schollen. Die an der S-Randstörung des Wettersteingebirges gegen S sprunghaft an Wirksamkeit zunehmende ostgerichtete Unterströmung erzeugte gleichzeitig die Unterschiebung am W-Rande des Wettersteingebirges, die horizontalen Rutschstreifen an der S-Randstörung und die Drehbewegung der Achantaler Schubmasse um den bei der Seebergspitze gelegenen Drehpunkt D.

Untere Karte: Heutiger Zustand. Der unter der Inntaldecke gelegene Teil der S-Randstörung ist gestrichelt. Er wird von der Blattverschiebung der Vereinsalpe betroffen. 1 = Kramer, 2 = Zugspitze, 3 = P. 1612 östlich Ehrwald, 4 = Hoher Kamm, 5 = Öfelekopf, 6 = Wank, 7 = Soiern-Spitze, 8 = Scharfreiter, 9 = Rissler Falk, 10 = Gamsjoch, 11 = Juifen, 12 = Hochplatte, 13 = Unnutz, 14 = Guffert, 15 = Kotalmjoch, 16 = Stanserjoch, 17 = Hochwand, 18 = Gehren-Spitze, 19 = Ödkarspitze, 20 = Lamsen-Spitze.

Dieser ganze Vorgang muß aber vor dem Eintreffen der Inntaldecke eingetreten sein. Da aber nach Ampferers Profil (1942, Fig. 46) die oben erwähnte Verwerfung jünger ist als die Überschiebung der Inntaldecke, muß an der alten Störungszone später die Bewegung neuerdings aufgelebt sein. Auch die Feststellungen von Quenstedt (1951, S. 61), daß die Achentaler Schubmasse vorgosauisch ist, und von Heißel (1951, S. 33), daß die Inntaldecke nachgosauisch ist, stehen mit dieser zeitlichen Einordnung der Bewegungsvorgänge in bester Übereinstimmung.

11. Der Ablagerungsraum des Sonnwendgebirges

Die Ausglättung der Schuppen des Sonnwendgebirges stößt nicht nur wegen des hiezu viel zu kleinen Maßstabes der Karte, sondern auch dadurch auf große Schwierigkeiten, daß es sich um Schubbewegungen auf der eigenen Triasunterlage handelt. Es bestehen für das Sonnwendgebirge folgende Möglichkeiten der Darstellung: 1. Nur den Hauptdolomitsockel zu berücksichtigen, die Juragesteine gänzlich zu vernachlässigen. 2. Nur die am Schuppenbau beteiligten Gesteine (weißer Riffkalk, roter Lias, Radiolarite) zu berücksichtigen. 3. Nur den Malm zu berücksichtigen.

1 wäre der einfachste Weg gewesen. Ich habe aber den schwierigsten, aber inhaltreichsten Weg gewählt und versucht, die Schuppen rückgängig zu machen. Der durch eine Strich—Punkt—Strich-Linie abgegrenzte Raum stellt den Ablagerungsraum der Sonnwendgebirgsschuppen zur Liaszeit dar. Die Schichtenfolge: Hornsteinbreccie, Hornsteinkalk, Aptychenkalk ist abgehoben gedacht und daher nicht berücksichtigt.

Die Entfernung: W-Ende des Klobenjochs—E-Wand des Sonnwendgebirges ist in der P. K. nur um 4 km größer gezeichnet als in der G. K. Ich habe somit eine noch etwas kleinere Schubweite der Sonnwendgebirgsschuppen angenommen als 1935, S. 157, 158. Selbstverständlich rückt dadurch auch der mit dem Sonnwendgebirge zusammenhängende und daher offenbar auch auf seiner Triasunterlage nach W verschobene Lias des Pletzackkopfes um 4 km nach E.

Da man für die Drehung des Schubrandes der Achentaler Schubmasse um den bei der Seebergspitze und Basillalm gelegenen Drehpunkt zur Not mit einem Drehwinkel von etwa 45° auskommt, habe ich das ursprüngliche Streichen der Sonnwendgebirgsschuppen nicht wie Ampferer W—E, sondern SW—NE gezeichnet. Die Schuppen waren daher ursprünglich NW-vergent. Wenn man die gegenseitige Lage von Hörndl (= Sagzahn) und Zireiner Roßkogel in der P. K. und in der G. K. vergleicht, erkennt man, daß sich die Sagzahnschuppe gegenüber ihrer Triasunterlage um 4 km nach NW verschoben hat.

Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke

Um die gegenseitige Lage der Ablagerungsräume dieser beiden Decken in der Geosynklinale festzustellen, muß man zwei Fragen beantworten:

1. In welcher Richtung wurde die Lechtaldecke auf die Allgäudecke geschoben?

2. Wie groß ist die Schubweite der Lechtaldecke in dieser Richtung?

1. Um die Richtung, in der die Lechtaldecke auf die Allgäudecke geschoben wurde, festzustellen, hat H. P. Cornelius (1919) das Streichen

einer großen Anzahl von Falten im Liegenden und im tieferen Teile der Lechtaldecke gemessen. Als Ergebnis dieser Untersuchung ergibt sich nach S. 312 eine Schubrichtung, die um etwa 30° von der S—N-Richtung abweicht.

Nun ist aber der nach dem Cenoman erfolgten Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke die nach Kockel (1931, S. 194) vorcenomane Überschiebung der Oberen auf die Untere Vilser Decke vorausgegangen. Ebenfalls vorcenoman dürfte die Überschiebung der Seferspitzeildecke auf die Einstein-Teildecke innerhalb der Unteren Vilser Decke sein. Wie sich aus dem Kartenbilde der Vilser Alpen ergibt, dürften diese beiden vorcenomanen Bewegungen in rein S—N-Richtung erfolgt sein. Die Einstein-Teildecke war aber nach dem Cenoman, aber vor dem nachcenomanen Deckenschub noch keine Decke, sondern mit dem Ablagerungsgebiete der späteren Allgäudecke noch in ungestörtem Zusammenhang.

Um den ursprünglichen Zustand wieder herzustellen, muß man zunächst die nachcenomane Bewegung rückgängig machen, d. h. die Allgäudecke in $N\ 30^\circ\ W$ -Richtung unter der Lechtaldecke (= Untere + Obere Vilser Decke) hervorziehen, und dann erst die vorcenomane Bewegung rückgängig machen, d. h. die Seferspitzeildecke unter der Oberen Vilser Decke und die Einstein-Teildecke samt dem Ablagerungsgebiete der späteren Allgäudecke unter der Seferspitzeildecke in der Richtung gegen N hervorziehen.

Daraus ergibt sich, daß nur der von der Einstein-Teildecke verhüllte Raum in der Richtung $N\ 30^\circ\ W$ von dem Ablagerungsgebiete des Einsteins selbst lag, die Richtung aber, welche z. B. von dem Ablagerungsraume des Rahmens des Hornbacher Halbfensters zu demjenigen des Fensterinhalts führt, um einen kleineren Winkel als 30° von der S—N-Richtung abweicht. Die Größe dieses Winkels dürfte etwa 20° betragen.

Das gilt aber nur für die Schubrichtung der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen. Weiter gegen E dürfte sich die Schubrichtung immer mehr der S—N-Richtung nähern, denn dort ist das Faltenstreichen in beiden Decken im allgemeinen W—E. Man könnte dagegen einwenden, daß eine solche Änderung der Schubrichtung im Streichen unmöglich sei. Dieser Einwand würde nur gelten, wenn beide Decken starre Bretter wären. Aber besonders dann, wenn man — was auch mir viel wahrscheinlicher vorkommt — im Sinne von E. Kraus die Überschiebungen als Unterschiebungen betrachtet, kann man sich ohne große Schwierigkeit vorstellen, daß im W die Allgäudeckengesteine in der Richtung $S\ 30^\circ\ E$, im E in der Richtung gegen S unter die Lechtaldecke hineingeschoben wurden. Um dieser Änderung der Bewegungsrichtung Rechnung zu tragen, wurde angenommen, daß der Winkel von 20° nur für den Raum westlich des Lechtales gilt, zwischen Lech- und Loisahtal der Winkel allmählich kleiner wird und östlich des Loisahtales die Schubrichtung genau meridional ist.

2. Um die Mindestschubweite der Lechtaldecke zu bestimmen, bestehen folgende Anhaltspunkte: Im Bereiche des Ampfererschen Alpenquerschnitts ist der am nördlichsten abgelagerte Teil der Lechtaldecke die Untere Vilser Decke, der südlichste sichtbare Teil der Allgäudecke das Halbfenster des Hornbachtales. Nun ist es aber unter Berücksichtigung der Liasfazies ganz ausgeschlossen, daß die Ablagerungsräume der Unteren Vilser Decke und der im Hornbacher Halbfenster aufgeschlossenen Teile

der Allgäudecke unmittelbar benachbart waren. Denn die Untere Vilser Decke ist ebenso wie der unmittelbar südlich anschließende Ablagerungsraum des Falkensteinzuges (N-Rand der Oberen Vilser Decke) durch die Schwellenfazies des Lias (Hirlatzkalke) ausgezeichnet (Custodis und Schmidt-Thomé, 1939, S. 422, Abb. 16), Fleckenmergel fehlen gänzlich. Hingegen weist die Allgäudecke im Halbfenster des Hornbachtals sehr mächtige Fleckenmergel auf. In Ampferers Alpenquerschnitt sind sie hier etwa 700 m mächtig gezeichnet. Ich nehme einen Mindestzwischenraum von 10 km an, glaube aber, daß der Zwischenraum eher größer war. Die Strecke von 10 km ist vom „westlichsten nachweisbaren Reste der unteren Vilser Decke“ (Custodis und Schmidt-Thomé, S. 420) am Wertachquellbach nach W zum E-Ende des Lias des Hornbacher Halbfensters gemessen. Denn die Liasgesteine dieses Halbfensters sind — wie sich aus den Feststellungen von Cornelius über die Schubrichtung ergibt — offenbar westlich oder nordwestlich derjenigen der Unteren Vilser Decke abgelagert. Die Schwelle im Liasmeer erstreckte sich nicht in E—W-Richtung, sondern in NE—SW-Richtung, was schon daraus hervorgeht, daß nach Kockel, Schmidt-Thomé und Custodis die Juragesteine des Falkensteinzuges „im E vom S-Hang, in der Mitte von dem Scheitel und im W vom N-Hang“ der Schwelle stammen. Es ist möglich, daß diese Schwelle im Liasmeer nicht weit über das erhaltene W-Ende des Falkensteinzuges nach SW reichte und sich dort die Fleckenmergelgebiete der Allgäu- und Lechtaldecke vereinigten.

In der Richtung gegen N beträgt der Zwischenraum zwischen der Hirlatzfazies der Unteren Vilser Decke und der Fleckenmergelfazies des Halbfensters von Nesselwängle etwa 22 km.

Wenn man zwischen den Ablagerungsräumen der Unteren Vilser Decke und der Allgäudecke einen Mindestzwischenraum von 10 km annimmt, ergibt sich aus der P. K., daß die Ablagerungsräume des Rahmens des Hornbacher Halbfensters und des Fensterinhaltes in der Richtung N 20° W 53 km voneinander entfernt waren. Durch den vorcenomanen Schub der Oberen Vilser Decke auf die Untere, sowie desjenigen der Seiferspitze-Teildecke auf die damals noch autochthone Einsteinmasse wurde diese Entfernung auf 40 km verkürzt. Dieser Betrag ist nur wenig größer als die Schubweite der nachcenomanen N 30° W gerichteten Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke.

Durch die Feststellung, daß im Bereiche des Hornbacher Halbfensters die Schubweite der Lechtaldecke so groß war, ergibt sich mit Sicherheit, daß sie auch in den westlich und östlich angrenzenden Räumen nicht viel geringer gewesen sein kann. Wenn sich auch die Schubweite einer Decke im Streichen ändern kann, so ist das nur auf einer größeren Strecke möglich. Sprunghafte Änderungen der Schubweite sind nur möglich, wenn sich Querstörungen (Blattverschiebungen) nachweisen lassen, die nur auf die Decke beschränkt sind und deren Unterlage nicht zerschneiden. Solche Störungen sind in der Lechtaldecke der Allgäuer Alpen nicht vorhanden. Auch Cornelius (1949, S. 345) betont ausdrücklich, daß sich Änderungen im Ausmaß des Zusammenschubes nur stetig vollziehen können. Es ist daher ausgeschlossen, daß am W-Ende der Allgäudecke im Bereiche des Großen Walsertales die Teilung zwischen Allgäu- und Lechtaldecke überhaupt aufhört, wie man nach den Angaben Blumenthals (1936,

S. 472—473) glauben könnte. Ebenso könnten die Verhältnisse westlich des Biberkopfes, wo Fleckenmergel der Lechtaldecke auf Fleckenmergel der Allgäudecke geschoben sind, leicht zu der falschen Annahme verleiten, daß hier keine Trennung von Allgäu- und Lechtaldecke mehr vorhanden ist.

Eine wichtige, aber nicht leicht zu beantwortende Frage ist folgende: Wieviel von dem unbekannten Raume zwischen den sichtbaren Teilen der Allgäu- und Lechtaldecke fällt ersterer, wieviel letzterer Decke zu? Oder mit anderen Worten: Wieviel muß in der P. K. vertikal schraffiert, wieviel punktiert werden?

Dort wo der Falkensteinzug als weit von der Hauptmasse der Lechtaldecke getrennte Deckscholle erhalten ist, ist es klar, daß die Lechtaldecke in dem ganzen Zwischenraum durch die Erosion abgetragen ist. Die ganze Allgäudecke der Allgäuer Alpen war einst durch die Lechtaldecke verhüllt. Daß der Falkensteinzug schon bei der Orogenese von der Hauptmasse der Lechtaldecke abgerissen wurde und frei nach N geglitten ist, glaube ich nicht; außerdem wäre für unser Problem nicht viel damit gewonnen.

Es ist wahrscheinlich, daß westlich vom W-Ende des Falkensteinzuges die Stirn der Lechtaldecke nach Süden zurückgeschwenkt ist, denn sonst wäre ja für die südwestlichen Teile des Ablagerungsgebietes der Allgäudecke bei der in der P. K. eingezeichneten Lage kein Platz. Trotzdem reicht wohl die Allgäudecke südlich vom Hornbacher Halfenfenster nur mehr wenige Kilometer unter die Lechtaldecke hinein. Das gilt wohl auch für die westlicheren Teile der Allgäudecke. Denn im Fenster des Klesenzajoches tritt unter dem Hauptdolomit des Misthaufens (Inntaldecke nach meiner Auffassung) Cenoman zutage, welches offenbar mit dem Cenoman bei der Hutler Alm (Lechtaldecke) zu verbinden ist, und darunter nicht die Allgäudecke, sondern „glasgrüne, sehr feste Glaukonitsandsteine“ (Ampferer, 1932, S. 22) des Flysch (Gault?). Da dieses Fenster nur 5-6 km südlich des Ausbisses der Überschiebung der Lechtaldecke gelegen ist, ergibt sich, daß die Allgäudecke hier nicht mehr als höchstens 5 km unter die Lechtaldecke hineinreichen kann.

Es ist sehr merkwürdig, daß westlich von Lechleiten in der tiefsten Schuppe der Lechtaldecke, der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes, der Hauptdolomit verschwindet und Liasfleckenmergel der Lechtaldecke auf dasselbe Gestein der Allgäudecke geschoben ist und die von Ampferer (1932, Abb. vor S. 105) beschriebenen liegenden Falten auftreten, die so aussehen, als ob die Stirn bereits nahe wäre. Hier bestehen zwei Möglichkeiten: 1. Der hier fehlende große Stirnteil der Lechtaldecke ist ein Opfer der Erosion geworden und war vielleicht wieder mächtiger und vollständiger als westlich von Lechleiten. In diesem Sinne sprechen vielleicht die zwei kleinen Deckschollen von Hauptdolomit nordwestlich vom Karhorn (Plisse und Falken). Die liegenden Falten südlich von Lechleiten wären dann nur sekundäre Faltungen innerhalb der Lechtaldecke und würden keine Stirnnähe andeuten. In diesem Falle halte ich es für möglich, daß oberostalpine Gesteine (Allgäu- und Lechtaldecke) einst das helvetische Faltengebirge des Bregenzer Waldes wenigstens größtenteils bedeckt hatten. 2. Die zwischen Allgäu- und Lechtaldecke fehlende Trias- und Jura-Masse ist größtenteils im S zurückgeblieben, wo auch die ursprüngliche Unterlage der Trias der Lechtaldecke geblieben ist, d. h. sie wurde wahrscheinlich in die Tiefe hinabgezogen. In diesem Falle wären die liegenden Falten bei Lechleiten

wirklich ein Anzeichen für die Nähe der Stirn der Lechtaldecke. Ich wage es nicht zu entscheiden, welche der beiden Möglichkeiten die wahrscheinlichere ist. Ich habe daher dort ? eingesetzt.

Wie lagen nun die Verhältnisse weiter im E? Es ist völlig unbekannt, wie weit die Untere Vilser Decke unter der Oberen gegen E reicht. Von den Aufschlüssen im Bennaadeckensattel, am Gelbwandschrofen und der von Richter (1937, S. 86, Abb. 15) auch der Unteren Vilser Decke zugerechneten kleinen, Hirlatzkalke führenden Deckscholle östlich der Hornburg gegen E gibt es zwischen der Allgäu- und Lechtaldecke nirgends mehr Schollen, die man der Unteren Vilser Decke zurechnen könnte (siehe tektonische Karte bei Kockel, Richter, Steinmann, 1931). Das schließt natürlich nicht aus, daß auch östlich dieser Aufschlüsse Teile der Unteren Vilser Decke unter der Lechtaldecke liegen, zumal da ja die nicht unbedeutende Schubweite der vorcenomanen Oberen Vilser Decke nicht plötzlich zu Ende sein kann. Es ist aber doch wahrscheinlich, daß die Untere Vilser Decke noch vor dem Loisachtal irgendwo unterhalb der Oberen ihr Ende hat. Nach Kockel ist bei Bleckenau im Bennaufenster der primäre S-Rand der Unteren Vilser Decke aufgeschlossen (1931, S. 154). Da dieser Punkt 4-5 km nördlicher lag als der S-Rand der Unteren Vilser Decke am N-Rande des Halbfensters von Nesselwängle, ist die Decke hier bereits um 4-5 km schmaler geworden. Gegen E dürfte sie sich bald ganz ausspitzen.

Nun treten aber im Wendelsteingebiete wieder Lagerungsverhältnisse auf, die denen in den Vilser Alpen ähnlich sind. Aber die Untere Wendelsteindecke (= Schuppe IV bei Osswald, 1951) kann nicht mit der Unteren Vilser Decke identisch sein. Abgesehen davon, daß die Obere Wendelsteindecke erst nach dem Cenoman auf die Untere geschoben ist (M. Richter, 1937, S. 112), taucht die Untere Wendelsteindecke nicht unter der eigentlichen Lechtaldecke hervor, sondern hebt sich gegen W in die Luft aus. Im Raume westlich des Wendelsteins sind daher beide Wendelsteindecken als abgetragen zu betrachten. Hier stößt also der der Erosion zum Opfer gefallene Stirnteil der Lechtaldecke viel weiter nach N vor als in den Ammergauer Alpen. Dadurch verkleinert sich die Schubweite der Lechtaldecke auf die Allgäudecke bedeutend (oder besser die Unterschiebung der Allgäudecke unter die Lechtaldecke).

Die gegenseitige Lage der Ablagerungsgebiete der Lechtal- und Inntaldecke

Hier besteht kein Zweifel, daß der Ablagerungsraum der Inntaldecke südlich desjenigen der Lechtaldecke lag. Die Mindestentfernung dieser beiden Ablagerungsräume kann nur im Karwendelgebirge bestimmt werden, denn nur dort treten gegen W bis Innsbruck reichende zweifellos der Lechtaldecke angehörige Gesteine südlich der Inntaldecke zutage. Wie ich 1951, S. 197—200 gezeigt habe, ist die von Ampferer der Lechtaldecke zugerechnete S-Randzone der Lechtaler Alpen südlich der Gesteine der Inntaldecke abgelagert.

Wenn die Thaurer Scholle der südlichste Teil der Lechtaldecke ist und sich das Ablagerungsgebiet der Inntaldecke unmittelbar südlich anschloß, betrug die Mindestentfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtal- und der Inntaldeckengesteine der nördlichen Karwendelkette im Meridian Vogelkarspitze—Innsbruck 32.9 km. Die Überbrückung dieser Entfernung

erfolgte bei der Orogenese allerdings nicht nur durch die Überschiebung der Inntaldecke, sondern auch durch die Faltungen und Schuppungen innerhalb der Lechtaldecke. Die reine Mindestschubweite der Inntaldecke dürfte in diesem Profil etwa 22 km betragen.

An der S-Seite des Wettersteingebirges würde nach der P. K. die Entfernung der Ablagerungsräume der Lechtal- und Inntaldecke 34 km (Neokom des Puitentales—Gehrenspitze), in den Lechtaler Alpen zwischen dem Cenoman an der N-Seite der Ruitelspitze (Lechtaldecke) und dem Hauptdolomit der Ruitelspitze (Inntaldecke) sogar 35 km betragen, wovon etwa vier Fünftel auf die Schubweite der Inntaldecke entfallen würde.

Das steht aber im Widerspruch mit der Ansicht, welche ich 1951 ausgesprochen habe — allerdings noch vor Kenntnis der letzten Karwendelarbeiten Ampferers (1942, 1950), aus denen sich eine viel stärkere Raumverengung im Karwendelgebirge ergibt als bei der älteren Annahme einer einzigen Karwendelüberschiebung. Ich gab 1951, S. 190 für Profil 2 auf S. 189 eine sichtbare Schubweite der Inntaldecke von 8.5 km, S. 192 für Profil 1 sogar nur eine solche von 4.5 km an. Wenn es sich auch in diesen Fällen nur um die an den Profilen noch abmeßbare Schubweite handelt, so erscheint mir doch auch heute noch eine Schubweite der Inntaldecke von 28 bis 30 km in den Lechtaler Alpen unwahrscheinlich zu sein.

Es gibt nun zwei einander ergänzende Wege, diesen Widerspruch zu lösen: 1. Eine nochmalige Überprüfung des sehr schwer abzuwickelnden im Halbfenster der Freispitzgruppe aufgeschlossenen Teiles der Lechtaldecke ergab, daß die N—S-Breite des Ablagerungsraumes dieses Gebietes in der P. K. vielleicht zu klein angenommen wurde. Vor allem wurde dort die Stirn der Saxerspitzzschuppe vernachlässigt, welche nur in der Rollfalte von Madau (Ampferer, 1932, Bild nach S. 96) erhalten, weiter im W jedoch abgewittert ist. (Nur die winzige Klippe von Hauptdolomit und Kössener Schichten am Falmedonjöchl ist erhalten, welche ich 1951, S. 192 erwähnt habe). Schon dadurch vergrößert sich der Zwischenraum zwischen dem Ablagerungsgebiet der Saxerspitzzschuppe und dem nördlich angrenzenden Teile der Lechtaldecke. Ferner ergibt eine Betrachtung der Freispitzmulde, sowohl auf der Karte als in Ampferers Ansichtsprofilen (1911, S. 563, Fig. 11 und 1932, Bild nach S. 98), daß diese aus mindestens drei enggepreßten Mulden mit Aptychenkalken im Kern besteht. Diese einzelnen Mulden weisen weitgehend isoklinalen Charakter auf, so daß der Muldenschuß, welchen ich 1951 in Profil 2 ergänzt habe, wahrscheinlich viel zu seicht ist. Besonders wenn man versucht, die zahlreichen Radiolaritbänder oder Liasfleckenmergelzüge in einer Ebene auszubreiten, so sieht man, daß in der „Freispitzmulde“ der abgeschürfte und zusammengestauchte Jura einer sehr breiten Zone auf engen Raum zusammengepreßt ist. Die in der Freispitzmulde zusammengefaßten Juramulden streichen im Griebeltal und Sulzeltal in die Luft aus, so daß der Oberrätkalk, der den kühnen Turm der Wetterspitze aufbaut, die Streichungsfortsetzung desjenigen der Rotspitze ist. Die heute nördlicher als die Freispitze liegende Wetterspitze entstammt daher einer südlicheren Zone der Geosynklinale als diese, die auf engsten Raum zusammengepreßte wiederholte Wechsellagerung von Radiolarit und Aptychenkalk an der N-Seite der Wetterspitze (Bild vor S. 97 bei Ampferer, 1932) entspricht der Freispitzmulde. Auf Grund dieser Erwägungen habe ich in Tafel II eine andere Abwicklung dieses

Gebietes versucht und den Raum nördlich der Saxerspitzschuppe und im Bereiche der Freispitzmulde wesentlich breiter gezeichnet.

2. Ich habe in der P. K. in der Inntaldecke nur die Falten in N—S-Richtung ausgeglättet, in W—E-Richtung aber den Ablagerungsraum ebenso lang gezeichnet wie die heutige Inntaldecke. Nun ergibt aber die Betrachtung der geologischen Karte, daß sowohl das Hauptstreichen als die äußere Begrenzung der Inntaldecke in ihrem W-Teil — etwa bis zur Parseierspitze — und in ihrem E-Teil — vom W-Ende der Mieminger Kette an — ziemlich genau W—E gerichtet ist, im Mittelabschnitt aber (zwischen Parseierspitze und Marienberger Joch) etwa WSW—ENE verläuft, u. zw. weicht die Streichrichtung des Mittelstückes um einen Winkel von etwa 15° von der W—E-Richtung ab. Besonders deutlich zeigt der lange Wettersteinkalkzug der Heiterwand und der Tschirgant dieses WSW—ENE-Streichen.

Es liegt nun nahe, anzunehmen, daß die Inntaldecke erst durch die Orogenese ihre heutige leicht s-förmig gekrümmte Form erhielt und daß der Ablagerungsraum überall eine annähernd W—E verlaufende Begrenzung besaß. Wenn man mit Hilfe dieser Hypothese den Ablagerungsraum der Inntaldecke auf seine ursprüngliche Erstreckung ausbreitet, d. h. das Stück Parseierspitze—Marienberger Joch auch mit W—E-Begrenzung zeichnet, gelangt der Ablagerungsraum der Inntaldecke in die in Tafel II¹⁾ dargestellte Lage und der Zwischenraum zwischen den Ablagerungsgebieten der Lechtal- und Inntaldecke wird in den Lechtaler Alpen um 11 km schmaler als in der P. K. Natürlich muß dann der Ablagerungsraum der Inntaldecke bei dieser Abwicklung etwas länger gewesen sein als die heutige Inntaldecke, u. zw. um 2 km. Vielleicht darf man dieses stärkere Vordringen der Inntaldecke östlich von Landeck mit dem jungen Vorstoß der Ötztaler Masse in Verbindung bringen, auf den besonders W. Schmidt (1922) hingewiesen hat²⁾.

Bei Anwendung dieses zweiten Abwicklungsversuches beträgt die Entfernung zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtalgesteine des N-Hanges der Ruitelspitze und der Inntalgesteine dieses Berges selbst nur 24 km, von denen nur 13 km auf die Schubweite der Inntaldecke, der Rest auf die Bildung der Saxerspitzschuppe und die Faltungen innerhalb der Lechtaldecke entfallen.

Zur Frage, wieviel von dem Zwischenraum zwischen den Ablagerungsräumen der Lechtal- und der Inntaldecke der ersteren und wieviel der letzteren zufällt, gibt vor allem das Profil der Braunarlspitze einen Anhaltspunkt. Hier ist die Inntaldecke bis zu ihrer Stirn erhalten (S. 28), der ganze Zwischenraum fällt daher hier dem unter der Inntaldecke verborgenen Teile der Lechtaldecke zu. Dasselbe gilt auch für die Vogelkarspitze im Karwendel (Ampferer, 1928, Tafel V). Man wird daher annehmen können, daß auch sonst an der Stirn der Inntaldecke nur wenig abgetragen ist und

¹⁾ Da mir diese zweite Art der Abwicklung erst in einem Zeitpunkt gelang, als sich bereits die P. K. bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien zum Zwecke der Drucklegung befand, konnte an der P. K. nichts mehr geändert werden. Zur Veranschaulichung des zweiten Abwicklungsversuches in den Lechtaler Alpen lege ich daher Tafel II bei. Es ist vielleicht sogar von Vorteil, wenn die Ergebnisse beider zu so stark verschiedener Schubweite führenden Versuche einander gegenübergestellt werden.

²⁾ Vgl. hiezu auch R. v. Klebelsberg (1935, S. 116).

daß somit der weitaus größte Teil des Zwischenraumes unter der Inntaldecke verborgen liegt.

Das steht auch in guter Übereinstimmung mit dem nachgosaubischen Alter der Inntaldecke, für welches Heißel (1950, S. 32, 33) eingetreten ist.

Ergebnisse

Eine endgültige Zusammenfassung der Ergebnisse der Arbeit kann erst dann gegeben werden, bis der Ablagerungsraum der gesamten nördlichen Kalkalpen rekonstruiert sein wird. Nur auf einige Ergebnisse sei jetzt schon kurz hingewiesen.

Vor allem zeigt ein Blick auf die Karte, wie klein in einem Deckengebirge die noch der Beobachtung zugänglichen Teile der Geosynklinalsedimente sind, wobei nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen sei, daß auch von den als „sichtbar“ eingetragenen Gesteinsmassen große Teile teils infolge Abtragung, teils infolge Bedeckung nicht unmittelbar beobachtet werden können. Wenn auch jedem Alpengeologen klar ist, daß durch höhere Decken und durch über den Deckenbau transgredierende jüngere Sedimente sehr viel verhüllt und durch die Erosion sehr viel abgetragen ist, so zeigt doch erst eine solche Karte, von wie gewaltiger Größe diese der Beobachtung unzugänglichen Teile der fossilen Sedimente sind.

Ferner ergeben sich Anhaltspunkte für die Beurteilung der zahlenmäßigen Größe der Raumverengung durch die Orogenese, u. zw. unter der Annahme eines Minimums an Schubweite. Im Meridian von Innsbruck sind die Nördlichen Kalkalpen gegenwärtig 42 km breit, im Geosynklinalzustand (bis zur Austrischen Phase am Ende der Unterkreide) waren es 152 km. Im Meridian der Parseierspitze sind sie gegenwärtig 43 km breit, im Geosynklinalzustand waren es nach der in der großen Karte vorgenommenen Abwicklung 164 km, nach der mir jetzt wahrscheinlicher vorkommenden Abwicklung auf Tafel II nur 154 km. Nach der von Arnold Heim, 1916, S. 477, angegebenen Methode beträgt daher die relative tektonische Abwicklung, die aus den S. 9 angeführten Gründen von der relativen Faziesabwicklung nur wenig verschieden sein kann, für den Meridian von Innsbruck 3·6, für denjenigen der Parseierspitze nach der ersteren Abwicklung 3·8, nach der letzteren nur 3·35.

Wenn auch außerhalb des Planes der Arbeit gelegen, so sei doch auch die Frage nach dem Schicksal des paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrundes angeschnitten, welchem das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen einst aufgelagert war. Da erhebt sich zunächst die Frage, ob der Kontakt zwischen der Trias und den paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteinen am S-Rande der Kalkalpen noch der ursprüngliche Sedimentationskontakt ist. Im E-Abschnitte der Kalkalpen, z. B. in der Gegend von Eisenerz, ist das zweifellos der Fall, wo die Prebichlkonglomerate als Grundkonglomerate der Werfener Schiefer diese mit ihrem paläozoischen Untergrund verknüpfen. Auch der Buntsandstein südlich des Inn gegenüber von Jenbach beginnt nach der geologischen Spezialkarte, Blatt „Innsbruck—Achensee“ mit „Basalbreccien und Konglomeraten“, dürfte sich daher wohl auch noch in der ursprünglichen Lagerung befinden. Aber die Trias der Inntaldecke des Karwendels wurde von ihrem ursprünglichen

Untergrund nach N abgeschoben. Es ist möglich, daß der ausgedehnte „Innsbrucker Quarzphyllit“ südlich des Unterinntales einst die Unterlage der Inntaldeckentrias war.

Hingegen können die Ötztaler Gneise westlich vom Wipptal nicht den Untergrund des gegenüberliegenden Teiles der Inntaldeckentrias gebildet haben, da der Platz dort teilweise durch die Brennertrias (Kalkkögel—Tribulaun) besetzt ist. Hier muß die primäre Unterlage der Inntaldeckentrias zwischen ihrem heutigen S-Rande und dem N-Rande der Kalkkögeltrias gelegen gewesen sein. Da der Zwischenraum aber jetzt viel zu schmal ist, um die 27 km breite Gesteinsplatte der Inntaldeckentrias aufzunehmen, muß man sich vorstellen, daß der primäre Untergrund der Inntaldeckentrias durch die Überschiebung der Ötztaler Gneismasse über den Innsbrucker Quarzphyllit verhüllt wurde. Ich glaube aber, daß es trotz des Faziesunterschiedes nicht nötig ist, einen größeren Zwischenraum als etwa 10 km zwischen den Ablagerungsgebieten der Inntaldeckentrias und der Saile-Kalkkögel-Trias anzunehmen. Die Schubweite der Ötztaler Decke braucht daher aus diesem Grunde nicht größer zu sein als die ursprüngliche Ablagerungsbreite der Inntaldeckentrias.

Vom Pitztal bis Dalaas ist die Grenze zwischen Kalkalpen und Kristallin nach Ampferer (1932, S. 68) eine nachträglich steil gestellte Überschiebungsfläche, an der nachträglich noch E—W-Bewegungen erfolgten (Ampferer, 1932 a, Fig. 25). Doch dürfte es sich um eine Überschiebung von nur wenigen Kilometern Schubweite handeln, so daß man auch hier sagen kann, daß das Silvrettakristallin die ursprüngliche südliche Nachbarschaft des Untergrundes der Kalkalpentrias bildete. Der an der S-Seite der Davenna- und Zimbagrube in annähernd gleichbleibender Breite erhaltene Buntsandstreifen zwischen Kristallin und Triaskalken scheint mir dafür zu sprechen, daß hier der ursprüngliche Transgressionsverband wenigstens im allgemeinen noch erhalten ist. Ähnlich wie die Brennertrias zeigt, daß die Inntaldecke nicht von der Ötztaler Gneismasse abgeglitten sein kann, läßt der Triasrest der Tschaggunsener Mittagsspitze (und andere kleine Triasreste) erkennen, daß auch das heute freiliegende Silvrettakristallin nicht die primäre Unterlage der Kalkalpentrias gebildet haben konnte. Nur die Krabachjochdecken — die ja wohl einst eine größere zusammenhängende Deckenmasse gebildet hatten — sind die ehemalige Triashülle des Silvrettakristallins.

Die südlich an die Kalkalpen angrenzenden paläozoischen und kristallinen Gesteine reichen zweifellos nur wenige Kilometer unter die Kalkalpen hinein. Die Tatsache, daß im Fenster des Klesenzajoches Flysch unter Hauptdolomit zutage tritt, zeigt, daß schon 7 km vom S-Rande der Kalkalpen entfernt die Obertrias nicht nur ihren vortriadischen Untergrund, sondern auch ihre Unter- und Mitteltrias verloren hat. Etwas Ähnliches ist weiter im E der Fall, denn an der Stirn der Inntaldecke treten nirgends vortriadische Gesteine und nur selten Mitteltrias zutage. Dasselbe gilt auch für die Lechtaldecke, u. zw. nicht nur für ihren N-Rand, sondern auch für die Ränder des weit nach E eingreifenden Hornbacher Halbfensters. Noch weiter im E fehlen sichere Anhaltspunkte, da keine Fenster vorhanden sind, welche den Untergrund der Lechtaldeckentrias bloßlegen. Wir wissen daher nicht, wie weit die im S unter der Lechtaldeckentrias verschwindenden paläozoischen Gesteine unter dieser nach N reichen.

Jedenfalls besteht kein Zweifel, daß der größte Teil des Mesozoikums des westlichen Kalkalpenabschnittes bei der Orogenese seinen primären paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrund verloren hat. Es erhebt sich daher die Frage: Was ist mit dem im W etwa 150 km breiten, im E viel schmälere Streifen von paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteinen, die an sehr vielen Stellen auch noch tiefere Trias tragen, geschehen, denen einst das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen aufgelagert war? Er muß beim Deckenschub irgendwo im S zurückgeblieben sein. Da er aber nirgends mehr zu finden ist, muß er durch eine gegen das Erdinnere gerichtete Magmaströmung dem Magma einverleibt und selbst zu Magma geworden sein.¹⁾

Das entspricht aber dem von Ampferer aufgestellten Begriff der Verschluckungszone in seiner Unterströmungstheorie. Nach dieser besonders von E. Kraus ausgebauten Theorie müssen die Überschiebungen als Unterschiebungen betrachtet werden. Auch dafür hat mein Abwicklungsversuch einige Anhaltspunkte geliefert. So sind die gegen das Innere der Kalkalpen aufhörenden Loisachstörungen (Blattverschiebungen) nur dann verständlich, wenn eine von N wirkende Kraft die westlich der Loisachstörungen liegende Gebirgsmasse stärker zusammengeschoben hat als den E-Flügel.²⁾ Hätte die Kraft von S angegriffen, könnten die Blattverschiebungen nicht gegen S innerhalb der Alpen ein Ende finden. Beispiel: Die Loisachstörung, der das Loisachtal zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe folgt, reicht nicht über Garmisch-Partenkirchen nach S. Infolge der Loisachstörung liegt der „Große Muldenzug“ östlich des Loisachtals um 4 km nördlicher als westlich der Störung. Diese Zerreißung kann nur dadurch hervorgerufen sein, daß eine von N angreifende Kraft, also eine gegen das Innere der Alpen gerichtete Strömung in der Tiefe, den

¹⁾ Ich glaube, daß die Verschluckungszone, welche den paläozoischen und vorpaläozoischen Untergrund des größten Teiles des Mesozoikums des westlichen Kalkalpenabschnittes in die Tiefe hinabgezogen hat, südlich des Engadiner Fensters lag (Südalpine Narbe bei Kraus). Daß dies an einer unter dem Südtail der Nördlichen Kalkalpen gelegenen Nordalpinen Narbe geschah, kann ich nicht glauben, weil der Raum hiezu fehlt. Die Nordalpine Narbe wäre nach Kraus unter der Inntaldecke und Kaisergebirgsdecke verborgen. In dem Zwischenraum zwischen beiden Decken und östlich der Kaisergebirgsdecke müßte sie aber sichtbar sein. Man könnte die Linie: Stallental—westliches Lamsenjoch als Narbe betrachten, aber hier passen die Gesteine beiderseits der Linie so gut zusammen, daß ich mich nicht entschließen kann, den 27 km breiten Ablagerungsraum der Inntaldecke dazwischen zu legen. Am ehesten könnte die Narbe zwischen der Zunderkopf- und der Thaurer Schuppe liegen, denn hier besteht zwischen beiden Schuppen ein großer Faziesgegensatz (S. 44), so daß der Ablagerungsraum der Inntaldecke dazwischen liegen könnte. Aber auf der 56 km langen Strecke von Absam bis zum Eiberger Becken wäre die Narbe unter dem Quartär des Unterinntales verborgen und daher ihr Vorhandensein nicht nachweisbar. Östlich der Kaisergebirgsdecke aber sind gar keine Anzeichen einer Narbe vorhanden. Es muß aber anerkannt werden, daß der plötzliche Wechsel von N- auf S-Vergenz und die Steilstellung der Schichten und Schußflächen am Südrande der Kalkalpen (Davennagruppe, östliche Lechtaler Alpen, Thaurer Schuppe) für ein durch gegeneinander gerichteten Druck in der Tiefe erzeugtes tieferes Eintauchen der mesozoischen Gesteine spricht, das man vielleicht als eine im Embryonalstadium steckengebliebene örtliche Narbe betrachten darf.

²⁾ Heim führt in einem analogen Fall im Säntisgebirge die Blattverschiebungen auf „ungleichen Widerstand im N“ zurück, was praktisch auf dasselbe hinauskommt (Geologie der Schweiz II, S. 369).

westlich der Loischstörung gelegenen Gebirgsabschnitt stärker zusammengepreßt hat als denjenigen östlich der Störung. Tatsächlich treten westlich der Loisch mehr Schubflächen auf als östlich dieses Flusses.

Auch Schuppen oder Decken, die im Streichen durch allmähliche Abnahme der Schubweite auf beiden Seiten ein Ende haben, was z. B. die Kramerschuppe und noch schöner die erst im zweiten Teile der Arbeit zur Abwicklung gelangende Staufen-Höllengebirgsdecke (= Tirolische Decke Hahns) zeigt, können viel besser durch Unterschiebung erklärt werden. Denn bei der Erklärung durch Überschiebung müßte das ganze südlich anschließende Hinterland der Schuppe oder Decke mitbewegt sein, wovon nichts zu sehen ist¹⁾. Besonders bei Schuppen oder Decken mit größerer Schubweite müßten sich im Hinterlande der Schuppe oder Decke N—S verlaufende Blattverschiebungen südlich von beiden Enden der Decke und südlich von solchen Stellen, wo sprunghafte Änderungen der Schubweite einsetzen oder bei ganz stetiger Zunahme der Schubweite gegen die Mitte der Decke gegen N konvexe Faltenbögen von derselben W—E-Länge wie die zugehörige Decke zeigen. Zur Erläuterung diene die schematische Abb. 7.

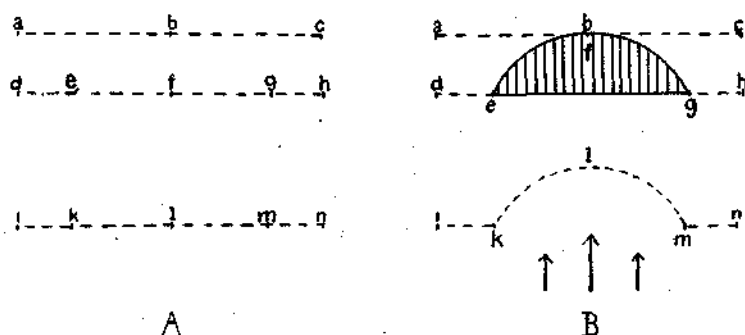


Abb. 7. Schema der Bildung einer Schuppe durch Überschiebung

A = Karte des Gebietes vor dem Überschiebungsvorgang.

B = Karte desselben Gebietes nach dem Überschiebungsvorgang.

Die Buchstaben bedeuten in beiden Figuren dieselben Punkte. Der Punkt f ist durch den Überschiebungsvorgang infolge eines von S wirkenden Druckes ganz an b herangeschoben. Der Schubrand der Schuppe hat eine bogenförmige Gestalt. Um denselben Betrag wie f ist aber auch l nach N geschoben. Die beliebig angenommene Linie i—k—l—m—n ist genauso wie die Linie d—e—f—g—h deformiert, welche auf dem Stück e—f—g zum Schubrand der Schuppe wurde. Die Überschiebungsfläche hat die Gestalt des schraffierten Kreissegmentes. Die drei ungleich langen Pfeile deuten an, daß der Druck in der Mitte der Schuppe am stärksten, in den Seitenteilen schwächer wirkte.

Wenn man sie aber durch Unterschiebung infolge einer von N gegen S gerichteten Unterströmung erklärt, bleibt das ganze Hinterland ungestört. Man kann die ganze Schuppe oder Decke als eine starre, segmentförmige Platte betrachten, die sich dem von N wirkenden Faltungsdruck nicht gefügt hat, sondern ausgesprungen ist. Zur Erläuterung diene die

¹⁾ Nur dann, wenn man die Decke durch Freileitung erklärt, fällt dies weg. Aber diese Erklärung ist in allen den zahlreichen Fällen unmöglich, wo der ungestörte Zusammenhang der Decke mit ihrem Hinterlande noch erhalten ist.

schematische Abb. 8. Auch mit Hilfe eines Papiermodells kann man sich überzeugen, daß die Bildung durch Unterschiebung ungleich einfacher ist als durch Überschiebung.

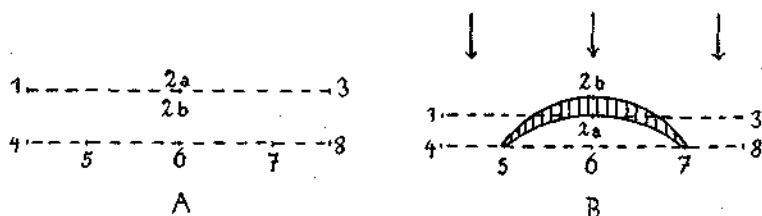


Abb. 8. Schema der Bildung einer Schuppe durch Unterschiebung

A = Karte des Gebietes vor dem Unterschiebungsvorgang.

B = Karte desselben Gebietes nach dem Unterschiebungsvorgang.

Die Zahlen bedeuten in beiden Figuren dieselben Punkte. 2 b lag vor dem Unterschiebungsvorgang unmittelbar südlich von 2 a. Durch Faltung infolge einer von N gegen S gerichteten Unterströmung ist die Gerade 1—2 a—3 näher an die Gerade 4—5—6—7—8 herangerückt. 2 b hat aber seine ursprüngliche Lage behalten, weil sich die segmentförmige Schuppe 5—2 b—7 von ihrem Untergrund abgelöst hat. 2 a muß unter dieser Schuppe verborgen sein. Die Unterschiebungsfläche hat die schraffierte, sichelförmige Gestalt. Die Gerade 4—5—6—7—8 bleibt ungestört. Die von N wirkende Unterströmung ist durch die drei Pfeile angedeutet, die gleich lang sind, da der Druck westlich und östlich der Schuppe gleich stark ist wie im Bereiche der Schuppe.

Ferner sei auf die leichtere Erklärung der Schubrichtung der Lechtaldecke durch Unterschiebung der Allgäudecke hingewiesen (S. 51).

Verzeichnis des im Text angeführten Schrifttums¹⁾

Abkürzungen: Jb. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt in Wien. Verh. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, bzw. Bundesanstalt 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, Beilage Bände. Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Geol. Rdsh. = 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. und Hammer W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Mit geol. Karte 1:50.000. Jb., 48, 1898.

Ampferer O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb., 53, 1903.

Ampferer O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jb., 55, 1905.

Ampferer O. und Hammer W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb., 61, 1911.

Ampferer O.: Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. 1912.

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

Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Innsbruck und Achensee“. Wien 1912.

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 zur Jahreszahl versehen. Bei Gemeinschaftsarbeiten mehrerer Verfasser wird im Text in der Regel nur der Verfasser genannt, auf dessen Abschnitt sich das Zitat bezieht.

- Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Zirl und Nassereith“. Wien 1912.
- Ampferer O.: Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jb., 64, 1914.
- Ampferer O.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Lechtal“. Wien 1914.
- Ampferer O.: Über die Tektonik der Vilsener Alpen. Verh. 1921.
- Ampferer O.: Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen (in B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen). Jb., 71, 1921.
- Ampferer O. und Hammer W.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Landeck“. Wien 1922.
- Ampferer O. und Ohnesorge Th.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt „Innsbruck und Achensee“. 1924.
- Ampferer O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Lechtal“. 1924.
- Ampferer O.: Die Reliëfüberschiebung des Karwendelgebirges. Jb., 78, 1928.
- Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Jb., 80, 1930.
- Ampferer O.: Über den S-Rand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jb., 80, 1930.
- Ampferer O.: Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. Jb., 81, 1931.
- Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. Jb., 81, 1931.
- Ampferer O.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Lechtaler Alpen 1:25.000 (mit den 4 Kartenblättern: Klostertaler Alpen, Arlberggebiet, Parseerspitzgruppe, Heiterwand und Muttekopfgebiet). 1932.
- Ampferer O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jb., 82, 1932.
- Ampferer O.: Beiträge zur Geologie des Rätikons. Jb., 83, 1933.
- Ampferer O.: Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. Jb., 84, 1934.
- Ampferer O.: Geologische Bewegungsbilder vom W-Ende des Rätikons. Jb., 87, 1937.
- Ampferer O. und Reithofer O.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt „Stubai“. Wien 1937.
- Ampferer O.: Die Bergwelt der Schesapiana in der Umgebung der Straßburger und Zalmhütte. Ihre geologische Geschichte. 1939.
- Ampferer O.: Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwendgebirge. S. B. Akad., 150, 1941.
- Ampferer O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. D. Akad., 106, 1942.
- Ampferer O.: Die Eisenspitzenbreccien auf dem überkippten S-Rand der Lechtaldecke. S. B. Akad., 152, 1943.
- Ampferer O. und Heißel W.: Das östliche Karwendel (Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes). Mit einer geologischen Karte 1:25.000. Innsbruck 1950. Univ. Verlag Wagner.
- Arni P.: Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Mit einer geologischen Karte 1:25.000. Dissertation Zürich 1926.
- Benzinger Th.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. Jb., 79, 1929.
- Blumenthal Moritz M.: Die Allgäu-Decke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). Eclogae geol. Helvetiae, 29, 1936.
- Boden K.: Geologische Aufnahme der Tegniseer Berge im Westen der Weißach. Mit einer geol. Karte 1:25.000. Geogn. Jh., 27 (1914). Ersch. 1915.
- Boden K.: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lengries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. Geogn. Jh., 28 (1915). Ersch. 1916.
- Boden K.: Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzenbach (mit 2 geol. Karten 1:25.000). Abh. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, 17, 18, 1935.
- Cornelius H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. Verh. 1919.
- Cornelius H. P.: Zur Selbstverzerrung der Faltenzüge im Gefolge der Orogenese. S. B. Akad., 158, 1949.
- Custodis A. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. Mit geol. Karte 1:25.000. N. J. Min. Beil. Bd., 80, 1939.

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.

Gubler J.: Études géologiques dans le Vorarlberg central. Mit geol. Karte. Vincennes 1927.

Haber G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. D. Landschaftskunde III, 1934. Verl. C. H. Beck, München.

Hahn F. F.: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. Geol. Rdsch., 5, 1915.

Haniel C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgraben bis zum Wilden. Z. D. G. G. 1911.

Haniel C. A.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. Mit geol. Karte 1: 25.000. München 1914.

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

Heißel W.: Geologie der Vilser Alpen. Mit geol. Karte 1: 25.000. Jb., 37, 1937.

Heißel W.: Siehe Ampferer und Heißel 1950.

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

Knauer J.: Geologische Monographie des Herzogstand—Heimgarten-Gebietes. Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 18, 1905. Ersch. 1907.

Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Mit geol. Karte 1: 25.000. Wissensch. Veröffentl. des D. u. Ö. Alpenvereins, 10, 1931.

Kockel C. W. und Richter M.: Deckengrenzen in den Vilser Alpen. Jb., 37, 1931.

Kockel C. W., Schmidt-Thomé P. und Custodis A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. N. J. Min. Beil. Bd., 76 B, 1936.

Kockel C. W., Richter M. und Schmidt-Thomé P.: Bemerkungen und Ergänzungen zur neuen geologischen Karte der Vilser Alpen. Verh. 1938.

Kockel C. W. und Särchingen H.: Aus dem Benediktenwandgebiet. Zbl. Min. B. 1937.

Kraus E.: Die Entstehung der Innaldecke. N. J. Min. Abh., 90 B, 1949.

Kraus E.: Die Baugeschichte der Alpen. 2 Bände. Akademie-Verlag Berlin 1951.

Leuchs K.: Der Bau der S-Randstörung des Wettersteingebirges. Geol. Rdsch., 21, 1930.

Leuchs K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. Z. D. G. G., 37, 1935.

Leutenegger W.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Mit geol. Karte 1: 25.000. Dissertation Zürich 1923.

Lutyj-Lutenko A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isartal. Mit geol. Karte 1: 25.000. Geol. Bav., 8, 1951.

Müller-Deile G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. Mit geol. Karte 1: 25.000. Mitt. Reichsst. f. Bodenf. München, 34, 1940.

Niedermayer J.: Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. Mit geol. Karte 1: 25.000. N. J. Min. Beil. Bd., 76 B, 1936.

Osswald K.: Das Risserkogelgebiet (Geologie der Berge südlich vom Tegernsee). Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 37, 1924. Ersch. 1925.

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.

Pontoppidan H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 24, 1911.

Quenstedt W.: Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. Z. D. G. G., 35, 1933.

Quenstedt W.: Geologische Exkursion in das Achenal-Gebiet (Tirol). Geol. Bav., 6, 1951.

Reis O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. Mit geol. Karte 1: 25.000 von O. M. Reis und F. W. Pfaff. Geogn. Jh., 23, 1910. Ersch. 1911.

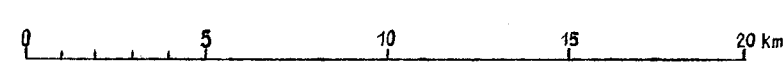
Reiser K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Mit geol. Karte 1: 25.000. Geogn. Jh., 33, 35, 36, 1922/23.

- Richter M.: 2. Aufl. von C. A. Haniel: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. Mit geol. Karte 1:25.000. 1929.
- Richter M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. N. J. Min. Beil. Bd., 63 B, 1930.
- Richter M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jb., 80, 1930.
- Richter M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. (Deutscher Boden V). Berlin 1937. Verl. Gebr. Borntraeger.
- Richter M., Custodis A., Niedermayer J. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Z. D. G. G., 91, 1939.
- Sároghinger H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. Mit geol. Karte 1:25.000. N. J. Min. Beil. Bd., 81 B, 1939.
- Sander B.: Zur Geologie der Zentralsalpen. Jb., 71, 1921.
- Schmidt W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. 1922.
- Schmidt-Thomé P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbachstollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. Mit geol. Karte 1:87.000. Geol. Bav., 4, 1950.
- Schmidt-Thomé P.: Geologische Exkursion in die Ammergau und Allgäuer Alpen. Geol. Bav., 6, 1951.
- Schneider H. J.: Geologische Exkursion in das Werdenfeller Becken und zur Zugspitze. Geol. Bav., 6, 1951.
- Schumacher Ch.: Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon. (Drei Schwestern—Gallinakopf-Gruppe). Dissertation Berlin 1929.
- Spengler E.: Das Aflenzener Triasgebiet. Jb., 69, 1919. Ersch. 1920.
- Spengler E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. Z. G. G. D., 102, 1951.
- Spengler E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1951. Verlag F. Deuticke Wien.
- Trümpy D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Mit geol. Karte 1:25.000. Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F., 46 II, Bern 1916.
- Trusheim F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. Mit geol. Karte 1:25.000. Wissensch. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, 7, 1930.
- Verdam J.: Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. Mit geol. Karte 1:25.000. Dissertation Zürich 1928.
- Wähner F. (†) und Spengler E.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. II. Teil. Mit geol. Karte 1:10.000. Wien 1935. Verl. F. Deuticke,

ZEICHENERKLÄRUNG

- Ablagerungsraum der
- gegenwärtig noch an der Erdoberfläche sichtbaren
 - jetzt von Decken oder Schuppen verhüllt
 - jetzt von Oberkreide (Cenoman und Süsswassenschichten) verhüllt
 - jetzt von Tertiär Quarzär Seen oder Überschieben verhüllt
 - inzwischen durch die Erosion gänzlich abgetragenen
 - Ablagerungsräume deren Schicksal unbekannt ist
 - hypothetische, sich nicht unmittelbar aus der geologischen Karte ergebende Linien
 - Grenzen des Ablagerungsraumes des Lias des Sonnwandgebirges
 - Ablagerungsräume der unter der oberen Einheit der Inntaldecke mitgeschleppten Rätler Schichten

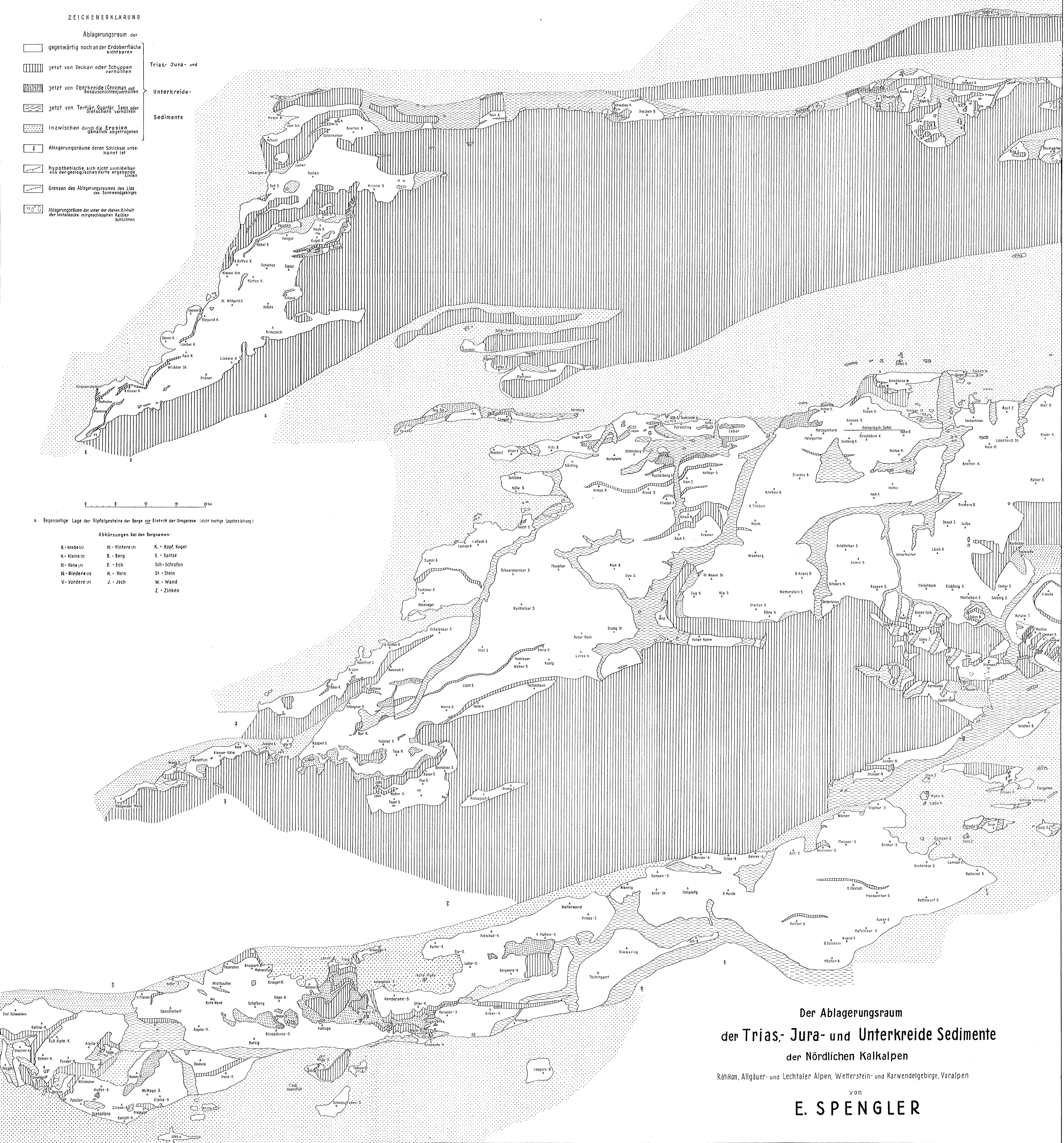
Trias, Jura- und Unterkreide- Sedimente



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

Abkürzungen bei den Bergnamen:

G. - große (r)	Hl. - Hintere (r)	K. - Kopf, Kogel
K. - kleine (r)	B. - Berg	S. - Spitze
H. - Höhe (r)	E. - Eck	Sch. - Schrofen
N. - Niedere (r)	H. - Horn	St. - Stein
V. - Vordere (r)	J. - Joch	W. - Wand
		Z. - Zinken



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

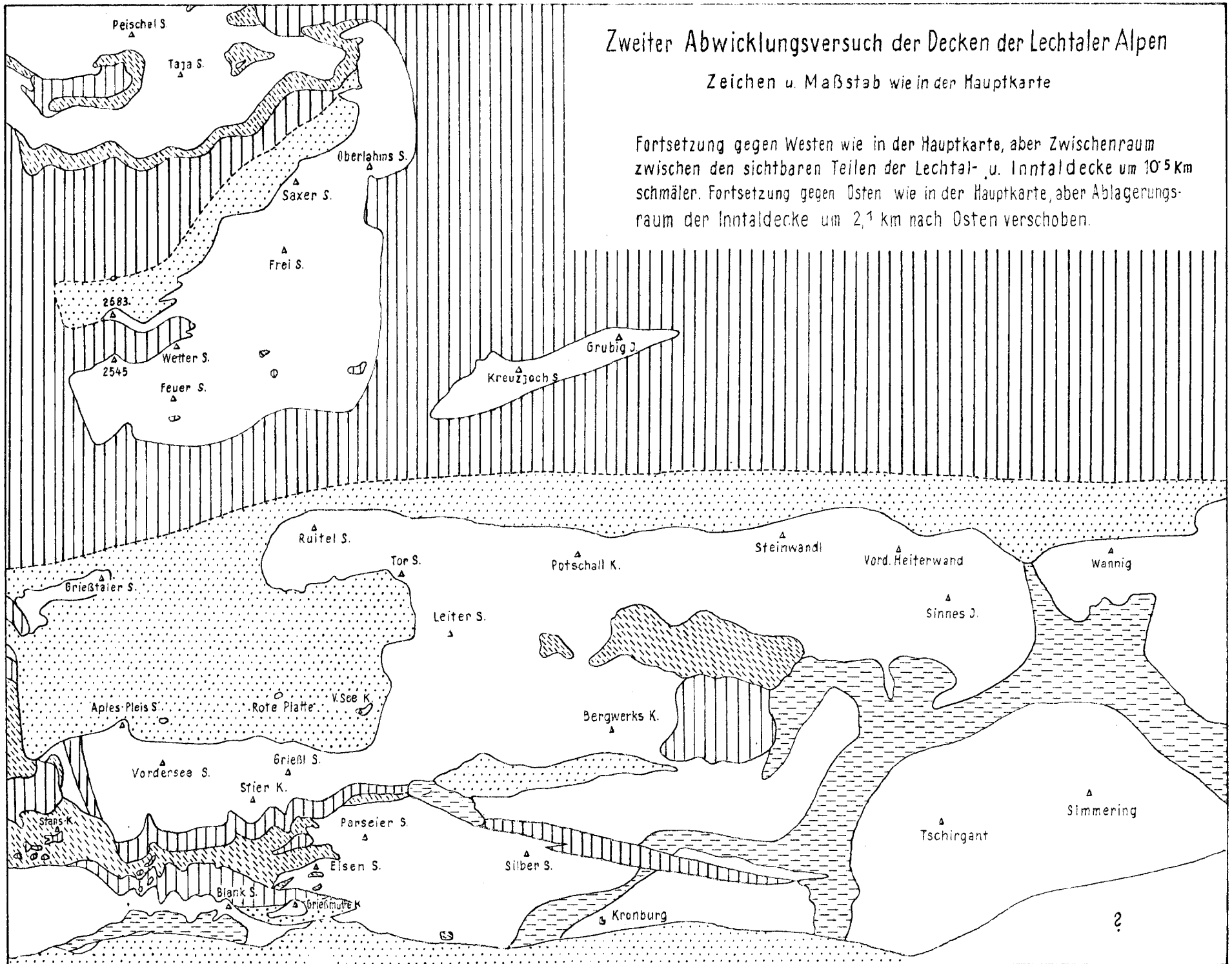
Rätikon, Allgäuer- und Lechtaler Alpen, Wetterstein- und Karwendelgebirge, Voralpen

von
E. SPENGLER

Zweiter Abwicklungsversuch der Decken der Lechtaler Alpen

Zeichen u. Maßstab wie in der Hauptkarte

Fortsetzung gegen Westen wie in der Hauptkarte, aber Zwischenraum zwischen den sichtbaren Teilen der Lechtal- u. Inntaldecke um 10⁵ km schmaler. Fortsetzung gegen Osten wie in der Hauptkarte, aber Ablagerungsraum der Inntaldecke um 2,1 km nach Osten verschoben.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [96](#)

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

Artikel/Article: [Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen: dem Andenken Otto Ampferers gewidmet 1-64](#)