

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
50. Band, 1957

S. 95—132, Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen

Von Werner Heißel

(Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel)

Vorwort und Übersicht

Wiederholt schon stand der tektonische Bau der Nordtiroler und Bayerischen Kalkalpen im Mittelpunkt der Geologie der Ostalpen. Mit der eine Zeitlang allgemein anerkannten Deckengliederung O. AMPFERERS fand die tektonische Deutung dieses Gebietes ihren Höhepunkt und vorläufigen Abschluß. Nach O. AMPFERER sind Allgäuer, Lechtal-, Inntal- und Krabachjoch-Decke selbständige, von Süden nach Norden übereinandergeschobene große Deckeneinheiten. Ja gerade diese Deckengliederung AMPFERERS war Grundlage und Ausgangspunkt für weiter ausgreifende Theorien über Bau und Entstehung der Alpen überhaupt. Hauptvertreter dieser Richtung sind O. AMPFERER selbst und E. KRAUS. Daß diese Theorien gerade von hier ihren Ausgang nehmen, war um so mehr berechtigt, als eben dieser Alpenteil, die Nordtiroler und Bayerischen Kalkalpen, zu den bestdurchforschten Teilen der Ostalpen, ja der Alpen überhaupt zählt. Er ist fast zur Gänze mit modernen geologischen Karten eingedeckt. Für die Bayerischen Alpen liegt eine geschlossene Folge meist neuer geologischer Karten 1:25.000 vor. Die Nordtiroler Kalkalpen sind ebenso geschlossen auf Karten 1:75.000 dargestellt. Dazu kommen hier noch für große und für die Auflösung des tektonischen Baues sehr wichtige Gebiete Kartenblätter 1:25.000.

Die überwiegende Mehrzahl aller Karten auf Tiroler Kalkalpenboden stammen von O. AMPFERER. Seine geologische Neuaufnahme dieses Raumes war sein Lebenswerk. Daraus erwuchsen auch seine tiefe Kenntnis dieses Gebietes, seine Gliederung des Deckenbaues desselben und seine weiteren, zum Teil theoretischen, Vorstellungen großtektonischer Natur, wie Relief-Überschiebung, Gleitdecken und Unterströmungs- und Verschluckungstheorie.

Die Aufnahmen O. AMPFERERS wurden im Rahmen des österreichischen geologischen Kartenwerkes 1:75.000 „Österreichische geologische Spezialkarte“ auf der Grundlage der Original-Aufnahmesektionen 1:25.000 ausgeführt. Seine im Maßstabe 1:25.000 erschienenen Kartenblätter stellen aber keine ausgesprochenen Neubearbeitungen vor, sondern nur Überarbeitungen der für die Fünfsundsiebenzigtausender-Karte gemachten Ge-

länderaufnahmen. Es weisen daher die Karten AMPFERERs da und dort Schwächen auf, d. h. es sind in ihnen Gebiete weniger genauer Bearbeitung enthalten. Dazu kommt, daß es O. AMPFERER leider versäumt hat, eine tektonische Gesamtdarstellung des von ihm kartierten Raumes zu geben.

Hier setzen nun neue Untersuchungen ein, wobei die Bearbeiter vielfach zu einer vom bisherigen vollkommen abweichenden Auslegung des Baues der Nordtiroler und Bayerischen Kalkalpen gelangt sind. Es sei daher der Versuch unternommen, die von O. AMPFERER, als dem hiefür an erster Stelle Berufenen, leider versäumte Gesamtdarstellung der Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen nachzutragen. Grundlage bilden die aus den einzelnen Bearbeitungen ablesbaren geologischen Tatsachen und die eigene Kenntnis dieses Raumes. Das gesteckte Ziel ist, eine Übersicht des vorhandenen geologischen Tatsachenmaterials frei von subjektiver Deutung zu geben und Deutung und Auswertung dieses Tatsachenmaterials davon möglichst scharf zu trennen.

Wenn auch nach Auffassung verschiedener tektonischer Neubearbeitungen innerhalb der Nordtiroler Kalkalpen die Deckennamen überholt sind, da es diese Decken gar nicht mehr gäbe, so sollen hier im weiteren diese alt eingebürgerten Namen dennoch verwendet werden. Es ist gerade eines der Ziele dieser Arbeit, zu untersuchen, wie weit die tektonischen Tatsachen das Beibehalten oder Fallenlassen dieser Bezeichnungen rechtfertigen.

Zusammenfassende Darstellung der Tektonik des Nordtiroler Kalkalpenraumes sind von anderen Autoren schon früher gemacht worden (R. v. KLEBELSBERG, E. KRAUS, E. SPENGLER). Aber einerseits erfolgten sie teilweise unter dem Gesichtspunkt besonderer Fragestellung, anderseits sind in verschiedenen Arbeiten neuerer Zeit geologisches Tatsachenmaterial und Schlußfolgerungen sehr eng miteinander verknüpft worden. Dazu kommt, daß sich bei Bearbeitung des Unterinntaler Tertiärgebietes (W. HEISSEL 1956) gezeigt hat, daß in der Inntalsohle eine Reihe bedeutender tektonischer Bewegungsflächen durchziehen. Die Bedeutung des Inntales als tektonische Linie ist aber in Verbindung mit der Tektonik der Kalkalpen selbst, nicht immer voll gewürdigt worden. Eine Neubearbeitung der Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen scheint daher wohl berechtigt zu sein, wobei das Problem ihres Baues auch vom Inntalraum aus neu beleuchtet werden soll.

Das behandelte Gebiet umfaßt in erster Linie die Nordtiroler Kalkalpen sowie die angrenzenden Teile Vorarlbergs. Der Rhätikon allerdings bleibt außerhalb der Betrachtungen. Hier erfolgt derzeit durch die Geologische Bundesanstalt in Wien eine Neubearbeitung, deren Ergebnissen nicht vorgegriffen werden soll. Auch die Bayerischen Alpen sind in das Arbeits-

gebiet hier nicht mitinbegriffen, da für sie die dort arbeitenden Kollegen berufener sind, zu den angeschnittenen Fragen Stellung zu nehmen.

Wenn hier versucht sein soll, das Tatsächliche des Baues der Nordtiroler Kalkalpen in möglichst objektiver Weise und frei von richtunggebenden Hypothesen darzulegen, so bin ich mir der Schwierigkeiten, diese Forderungen einzuhalten, voll bewußt.

Der innere Bau der Nordtiroler Kalkalpen

(Vergleiche hiezu Tafel 1, sowie die Blätter der österr. geologischen Spezialkarte 1:75.000 und die Blätter Chur, Ulm, Innsbruck, München, Bruneck, Kufstein und Salzburg des österr. topographischen Kartenwerkes 1:200.000, Generalstabskarte.)

In den Nordtiroler Kalkalpen zeichnen sich eine Reihe weithin durchgreifender Strukturen ab. Es sind dies einerseits große Sattel- und Muldenzüge, anderseits Ausstriche tektonischer Bewegungsflächen. Bekannte Beispiele solcher weithin durchstreichender Strukturelemente sind die große Fleckenmergel-Mulde der Lechtaler Alpen mit einer sichtbaren Länge von rund 60 km oder die große Neokom-Mulde im nördlichen Karwendel—Sonnwendgebirge mit rund 80 km streichender Länge. Gewölbe, Mulden und Muldenflügel sind ebenso tektonische Tatsachen, wie die Ausstriche der großen Bewegungsflächen. Als geologische Gegebenheiten genommen, sind sie noch frei von subjektiver Deutung. Ihre Verfolgung bringt daher eindeutige Merkmale für tektonisch Zusammengehöriges. Auch diese solcherart gekennzeichneten tektonischen Einheiten sind noch geologische Tatsachen. Solche Tatsachen sollen aber im folgenden hervorgehoben werden.

Inntal-Decke

Am besten beginnt man mit der Erörterung solcher geologischer Gegebenheiten dort, wo auch die Arbeiten O. AMPFERERs ihren Ausgang genommen haben, im Karwendel. Hier hat O. AMPFERER den durch die Karwendel-Überschiebung bedingten Stockwerkbau schon vor 50 Jahren erkannt und hier hat er später festgestellt, daß die Karwendel-Überschiebung eine Relief-Überschiebung ist. Als Tatsache ist jedenfalls zu werten, daß auf einer Strecke von fast 70 km Länge (Kerschbuch-Hof westlich Innsbruck—Mahdgraben bei Schwaz—Höhljoch—Karwendelhaus—Scharnitz) die älteren Basisschichten des oberen Stockwerkes auf jüngeren Hangendschichten des unteren Stockwerkes liegen. Auf einer Strecke von über 35 km Länge sind die tieferen Triasgesteine sogar auf Jura-Gesteine aufgeschoben *).

*) Wenn im folgenden von „Überschiebung“ und „überschoben“ gesprochen wird, soll dies noch keine Stellungnahme zur Frage bedeuten, ob es sich um eine Überschiebung im Sinne von O. Ampferer oder um eine Unterschiebung im Sinne von E. Kraus handelt. Es soll damit nur die Tatsache festgestellt werden, daß eine Gesteinsserie durch tektonische Bewegungen über oder unter eine andere geschoben worden ist.

Die höhere tektonische Einheit bildet im großen gesehen eine ausgedehnte Ost-West streichende Mulde, die in breiter Front von Westen her ins Karwendel eintritt und die ostwärts spitz ausläuft. Den Nordflügel dieser Mulde stellt die Wettersteinkalk-Platte (mit Reichenhaller Schichten und Muschelkalk an der Basis) Pleißen Spitz—Birkkar—Hochnißl. Den Südflügel bildet der im Solstein zum Gewölbe gebogene Wettersteinkalk der Innsbrucker Nordkette. Zwischen diesen Muldenflügeln liegt die große Mulde, deren Tiefenlinie vom Vomper Loch (hier örtlich gestört) über Überschall ins Hinterau-Tal zieht. Südlich dieses Muldenkernes entwickelt sich im Wettersteinkalk vom Bettelwurf über Gr. Lafatscher westwärts ein Gewölbe, an dessen Nordflügel eine steilstehende Störung entlangzieht, an der (von der Nordseite der Praxmarer Kar spitze westwärts) die Raibler Schichten des nördlichen Muldenflügels abgeschnitten werden. Diesem Gewölbe innerhalb der großen Mulde folgt südwärts die anscheinend steil gegen Westen einfallende Mulde der Anger-Alm.

Unter den Gesteinen der großen Mulde des Hochkarwendel tauchen sowohl im Norden wie im Süden jüngere Gesteine, vielfach solche des Jura, auf. Sie beweisen, daß hier Älteres auf Jüngeres tektonisch zu liegen gekommen ist. Am Ostende der Mulde, zwischen Halltal—Mahdgraben—Hochalm-Sattel bilden diese Jungsichten einen geschlossenen Streifen, der sich am besten mit der Annahme erklären läßt, daß diese Gesteine unter der Auflagerung durchziehen. Dies hat zur Folge, daß der Ausstrich der Auflagerungsfläche eine Überschiebung sein muß (siehe weiter unten).

Alle Strukturen in der Karwendel-Mulde tauchen nach Westen unter dem Hauptdolomit der Seefelder Senke ein. Nur der Nordflügel-Wettersteinkalk des Pleißen-Spitz setzt sich über die Ahrn-Spitzen und Gehren-Spitzen an der Südseite des Wetterstingebirges fort. Im Norden taucht unter diesem Wettersteinkalk, ganz ähnlich wie im Karwendel, an zunächst mittelsteiler, dann fast senkrechter Fläche eine Jungsicht-Zone aus der Tiefe heraus, im Puitental Neokom, dem sich aber bald verschiedene Jura-Gesteine zugesellen. In dieser Jungsicht-Zone die Westfortsetzung der großen Neokom-Mulde des nördlichen Karwendel und Sonnwendgebirges zu sehen, scheint aber nicht gerechtfertigt. An der Südseite des Wetterstein ist der Lias in Fleckenmergel-Fazies entwickelt, im Karwendel und Sonnwendgebirge dagegen in Adneter- und Hierlitz-Fazies. 1953 konnte H.-J. SCHNEIDER nachweisen, daß auch im Zwischenstück zwischen Karwendel und Wetterstein, im Bereich der Ahrnspitzen, unter dem Nordflügel der großen Deckenmulde Jura-Gesteine auftauchen. Somit läßt sich die große Karwendel-Überschiebung bis an den Südfuß des Wetterstein fortsetzen.

Der Wettersteinkalk-Zug der Gehren-Spitzen setzt sich westwärts bis zum Hochwannen-Kopf fort, wo er an der Gatterl-Querstörung abschneidet.

Seine westliche Fortsetzung am Issental-Köpfl (Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit mit etwas Kössener Schichten) ist stark zer- schlagen und westwärts auf Jura aufgeschoben.

E. KRAUS (1956) erblickt in den Hauptdolomit-Schollen an der Nord- seite des Wettersteinkalkes Gehren-Spitzen—Hochwannen-Kopf—Issental- Köpfl, denen da und dort Kössener Schichten angelagert sind, die stratigraphische Verbindung zu den Jungschichten der Neokom-Mulde und damit einen stratigraphischen Zusammenhang zwischen Mieminger Kette (= Inn- tal-Decke) und Wetterstein (= Lechtal-Decke). Man kann dieser Deutung von E. KRAUS aber m. E. eine andere entgegensemzen, die es ohneweiters erlaubt, die große Überschiebungsfäche des Karwendel auch an der Süd- seite des Wetterstein weiter nach Westen durch zu verfolgen (siehe weiter unten).

An den Wettersteinkalk Gehren-Spitzen—Hochwannen-Kopf (= Nord- flügel der Karwendeldeckenmulde) schließt gegen Süden die gestörte Mulde des Gaistales an, auf die das Gewölbe der Mieminger Kette folgt. Den öst- lichen Eckpfeiler dieses Gewölbes bildet die Hohe Munde. Hier tauchen die Wettersteinkalkplatten deutlich gegen Osten unter den Hauptdolomit der Seefelder Senke ein. Die Hohe Munde stellt mithin offenbar die im Westen wiederaufzutauhende Fortsetzung des Bettelwurf—Praxmarer Kar-Gewölbes vor. Von der Alpl-Scharte an westwärts treten im Gewölbescheitel zwar zunehmend Störungen auf, der Wettersteinkalk des Gewölbes lässt sich aber durch die ganze Mieminger Kette geschlossen durchverfolgen über Hoch- plattig—Grünstein—Wannig bis zum vom Fernpaß herabkommenden Briegl- Bach. Seine weitere Fortsetzung in den Lechtaler Alpen bildet der Wetter- steinkalk-Kamm Alpleskopf—Heiterwand. Bei Pfafflar schneidet er am heutigen Überschiebungsrund schräg ab und seine strukturelle Rolle über- nimmt der ihm aufliegende Hauptdolomit Potschall-Kopf—Ruitel-Spitz. Damit lässt sich auch dieses Strukturelement geschlossen über rund 45 km (Hohe Munde—Ruitel-Spitz) durchverfolgen. Nimmt man die ihm ent- sprechende östliche Fortsetzung hinzu, so verlängert sich diese Strecke um weitere 30 km (Hohe Munde—Walder Kamm), womit eine Gesamtlänge von rund 75 km erreicht wird.

Der Ausstrich der Überschiebungsfäche tritt auch in diesem Abschnitt klar hervor. Entlang der ganzen Strecke Heiterwand—Ruitel-Spitz ist Älteres auf Jüngeres aufgeschoben, bzw. taucht Jüngeres darunter ein. M. RICHTER und R. SCHONENBERG (1953) erblicken zwar in den Aufschlüssen des Bismarck-Stollens an der Nordseite der Heiterwand einen Schichtzusammen- hang zwischen liegender und hangender Einheit. Ihr Profil durch den Stollen zeigt aber ebenso wie jenes von O. AMPFERER (1932) eine deut- liche Störung zwischen dem Hauptdolomit der liegenden Einheit und

Muschelkalk-Partnachschichten der hangenden. E. KRAUS (1949) hat die Lagerungsverhältnisse so gedeutet, daß im Bereich der Heiterwand das Liegende (Muschelkalk bis Wettersteinkalk) sein eigenes Hangendes (Hauptdolomit bis Oberjura) überfahren hätte.

Südlich des weit in den Nordtiroler Kalkalpen durchgreifenden Strukturelementes Ruitel-Spitz—Heiterwand—Hohes Munde (—Walderkamm) folgt in den Lechtaler Alpen die Gosau-Mulde des Muttekopfes und anschließend wieder ein Gewölbe aus Wettersteinkalk bzw. -dolomit. Dieses ist im Tschirgant am besten entwickelt und setzt sich, wie C. W. KOCKEL (1953) nachgewiesen hat, in der Larsenn-Gruppe fort, wo es gegen Westen unter Hauptdolomit untertaucht. Nach Osten läuft dieses Wettersteinkalk-Gewölbe rasch in einen schmalen Streifen von Wettersteindolomit und Muschelkalk aus, der am Inntal-Hang vom Tschirgant über Grünberg zum Saßberg entlangzieht. In diesem Larsenn-Tschirgant-Gewölbe muß man wohl die westliche Fortsetzung des Solstein-Gewölbes im Karwendel erblicken. Hier wie dort ist die ladinische Stufe durch stärkere dolomitische Entwicklung gekennzeichnet (Wettersteindolomit). Diesfalls hat auch dieses Strukturelement am Südrand der Kalkalpen eine streichende Erstreckung von rund 60 km (teilweise durch auflagerndes Ötztaler Altkristallin verdeckt).

Durch das Starkenbach-Tal tritt aus den südlichen Lechtaler Alpen heraus eine bedeutende Störung in das Inntal ein. Südlich derselben liegt eine steil nordfallende Scholle von Hauptdolomit (Rauher Kopf—Starkenberg), dem, im Zamer Loch in geschlossener Folge, im Starkenbach-Tal zum Teil gestört, die jüngeren Schichten bis hinauf zu den Aptychenkalken aufliegen. Dieser Hauptdolomit des Starkenberges setzt nordöstlich Zams auf die rechte, südöstliche Inntal-Seite über (Kronburg—Falterschein). Über den aufliegenden Jura-Gesteinen liegen beiderseits des Inntales über einer Störungsfläche Schollen von Muschelkalk, Partnach-Schichten, Wettersteinkalk und besonders von Raibler Schichten, also wieder Älteres über Jüngrem. Im Zamer Loch folgt auf die Raibler Schichten nordwärts wieder mit einer Störungsfläche der mylonitische Hauptdolomit Kreuzjoch-Spitz—Senftenberg—Eisenkopf.

Mit den Gesteinen Muschelkalk, Partnach-Schichten, Wettersteinkalk treten im Starkenbach- und Silber-Tal Gesteine auf, die sich offensichtlich auf der gegenüberliegenden Inntal-Seite als steilgestellte Schuppenzone fortsetzen, die in ihrer Gesamtheit zusammen mit dem Hauptdolomit Kronburg—Falterschein die „Trias rechts des Inn“ zwischen Zams und Roppen bildet. Sicher ist, daß diese Trias an ihrem Südrande gegen den Quarzphyllit hin mit ihren tiefsten Schichtgliedern (Buntsandstein) über Grauwackengesteinen beginnt. Sie scheint dann zwischen Starkenbach und Arzl eine annähernd Ostnordost—Westsüdwest streichende etwas gestörte Mulde zu bilden, die

weiter östlich im „Riegel von Karres“ ohne sichtbare Störung in den Südfügel des Tschirgant-Gewölbes einbindet. Im Kern dieser Mulde treten im Imster und Maßwald Rhät- und Lias-Schichten auf. Man darf es daher ebenfalls als Tatsache werten, daß die Gesteine und tektonischen Strukturen aus den Lechtaler Alpen in die „Trias rechts des Inn“ zwischen Zams und Roppen übertreten. Die Bewegungsfläche des Starkenbach-Tales muß sich daher ebenfalls jenseits des Inn entlang des Nordrandes des Kronburg-Hauptdolomites an den Südrand der „Trias rechts des Inn“ südlich Hinterspadegg fortsetzen.

Die südlichen Lechtaler Alpen, die Mieminger Kette und das südliche Karwendel sind durch durchstreichende gemeinsame geologische Strukturen ausgezeichnet, die als Tatsachen zu werten sind. Dieses große Gebiet einheitlichen Baues wird im Norden wie im Süden von durchgehenden Bewegungsflächen begrenzt*). Im Norden liegt an der Bewegungsfläche überall Älteres auf Jüngerem, wobei dieses Jüngere bis auf kurze Strecken im Gebiete der Ahrnspitzen und im Karwendel Jura- und Kreidegesteine sind. Der Ausstrich dieser Fläche läßt sich über 100 km weit verfolgen: Madau-Tal—N Ruitel-Spitze—Griesbach-Alm—Gramais—Boden—Hinterberg—Jöchle—Tarrenton-Alm—NW Nassereith—N Wannig—N Schachtkopf—Ehrwalder Alm—Pestkapelle—N Hochwannen-Kopf—N Gehren-Spitzen—Unterleutasch—Riedberg (Ahrnspitzen)—N Scharnitz—Sulzle-Klamm—Hochalm—Spielis-Joch—Hohljoch—Lamsen-Joch—Mahdgraben. Ähnlich geschlossen ist die tektonische Begrenzung im Süden. Vom Mahdgraben am Inntal-Hang entlang bis westlich Innsbruck liegt unter der Überschiebungsfläche überall Jüngeres, vom Mahdgraben bis zum Halltal Jura. Von westlich Innsbruck bis über die Mündung des Ötztales hinaus grenzt das Altkristallin der Ötztaler Masse an und von Roppen weiter gegen Westen wird die Begrenzung durch die Störung am Südrande der „Trias rechts des Inn“ zwischen Roppen und Zams übernommen. Von Schönwies an folgt die Störung im Starkenbach-Tal.

Es ergibt sich mithin für ein Gebiet von über 100 km Längserstreckung und einer (sichtbaren) Breite von 10—16 km ein geschlossener einheitlicher Bau, in dem weithin anhaltende Mulden- und Gewölbezüge als geologische Tatsachen den Beweis der Zusammengehörigkeit führen. Tatsache ist auch die geschlossene Umgrenzung im Norden, Osten und Süden durch den Ausstrich einer Bewegungsfläche mit Überschiebungscharakter.

Diese so umgrenzte Einheit stellt das Kernstück der Inntal-Decke von O. AMPFERER dar. Ampferer hat nachweisen können, daß sie im Karwendel über ein bereits vorhandenes Erosionsrelief hinweggeschoben worden

*) Auf die Verhältnisse an der Südseite des Wetterstein wird weiter unten nochmals eingegangen.

ist (O. AMPFERER 1924, 1927 b, 1928, 1942, W. HEISSEL 1950). Die klassische Stelle liegt am Staner Joch und in den nordwärts gegen den Achensee anschließenden Bergen und Hängen. Am Staner Joch ist eine in den Scheitel eines Wettersteinkalk-Gewölbes (Staner Joch-Gewölbe) geschnittene Erosionskerbe von den Basis-Schichten der überschobenen Einheit (Inntal-Decke) ausgefüllt. Neben der Ausfüllung dieser talförmigen Kerbe gibt es noch weitere Beobachtungen AMPFERERS, die dafür sprechen, daß auch diese Relief-Uberschiebung als geologische Tatsache zu werten ist (W. HEISSEL 1950). Vor allem kam es an der Nordseite des Staner Joch-Gewölbes zu einer Anschoppung von Gesteinen der tieferen Trias (Haselgebirge, Reichenhaller Rauhwacken), wie sie sonst nirgends im Innern der Nordtiroler Kalkalpen anzutreffen ist.

Im Norden des geschlossenen Deckengebietes liegen im Karwendel noch abgetrennte Schollen der Inntal-Decke (obere Teile des Sonnjoches—Schaufelspitze—Bettlerkar-Spitze, Tristkopf, Bärenkopf, Gamsjoch usw.). Sie schließen an sehr steil stehender Bewegungsfläche an den aufgebogenen Südrand aus Wettersteinkalk der großen Neokom-Mulde an (Roßkar-Spitze, Falken, Stuhlkopf, Thorkopf).

Während in der tektonischen Umgrenzung der Inntal-Decke im Norden, Osten und Süden keine Unklarheiten bestehen, sind die Verhältnisse ganz im Westen nicht eindeutig klar. In der Umgebung der Memminger Hütte in den Lechtaler Alpen, etwa zwischen P. 2413 westlich des Oberlahmsjöchl und der Scharte 2568, das ist auf einer Strecke von $1\frac{1}{2}$ km, ist eine sichtbare deutliche tektonische Begrenzung nicht festzustellen*). $1\frac{1}{2}$ km noch unklarer Verhältnisse stehen aber über 200 km gegenüber, in denen, wie oben geschildert, eine Bewegungsfläche mit klarem Überschiebungscharakter ausstreckt. Die Umgebung der Memminger Hütte ist eine der wenigen Stellen, an denen die Decken in den Nordtiroler Kalkalpen bestritten werden. Es ist jedenfalls auch eine Tatsache, daß westlich dieses Gebietes in den Lechtaler Alpen ein ganz anderer Bautyp herrscht. Durchgehende Struktur-elemente besitzen bei weitem nicht mehr die Bedeutung, die sie ostwärts im Bereich der Inntal-Decke AMPFERERS haben. An die Stelle der einheitlichen, durch weitreichende Faltenzüge gekennzeichneten, in sich aber kaum verschuppten Decke tritt ein Gebiet starker Schuppenbildung, gleit-brettartiger Schichtwiederholungen und kleiner Deckschollen.

Kaisergebirgsdecke

Im Osten endet der geschlossene Bereich der Inntal-Decke mit dem Ebner Spitz bei Jenbach. Erst rund 20 km weiter nordöstlich tritt über

*) Es ist vorgesehen, in nächster Zeit diese Stelle genau zu untersuchen.

gleichem Untergrund wieder eine höhere tektonische Einheit auf, die Kaisergebirgsdecke (O. AMPFERER). Seit K. LEUCHS (1907) ist der innere Bau dieses Gebirges gut bekannt. LEUCHS hat noch das Gebirge als durch senkrechte Bewegungen herausgehoben aufgefaßt. O. AMPFERER hat dann später in zahlreichen Arbeiten auf die deckenförmige Lagerung hingewiesen und Zahmen und Wilden Kaiser als „Mulde ohne Sohle“ beschrieben, das heißt, der deckenförmige Einschub des Gebirges wäre bereits als zur Mulde geformt erfolgt, wobei die tieferen Teile, die Muldensohle beim Vorschub abgeschliffen worden wären.

Tatsache ist, daß die beiden Kaiser-Ketten die aufgebogenen Ränder einer großen Mulde bilden und daß die Achse dieser Mulde sowohl gegen Osten als auch ganz besonders gegen Westen absinkt, also in der Mitte (Stripsen) eine Aufwölbung besitzt (A. FUCHS 1944). Dieses Eintauchen der Achse gegen Westen, verbunden mit einer Abscherung der Gesteine der beiden Muldenflügel, veranlaßte O. AMPFERER zur Deutung als „Mulde ohne Sohle“. Unter die Muldengesteine fallen die Schichten des Untergrundes, im Norden Schichten des Alttertiärs (Oligozän), im Süden solche der Oberkreide (Gosau) ein. Die Strukturen des Untergrundes streichen unter die Auflagerung (Kaisergebirgsdecke) hinein (W. HEISSEL 1957). Es wurde auch schon darauf hingewiesen, daß sich das Kaisergebirge tektonisch sehr wahrscheinlich in der Trias des Unterangerberges fortsetzt (W. HEISSEL 1957).

Dieser Stiel würde wohl der Deutung O. AMPFERERS als freischwebende Decke nicht widersprechen, da wir mit jüngeren Zusammenschüben mehrfach rechnen müssen (siehe unten). Auch die Tatsache, daß an der Südseite des Wilden Kaiser im Muschelkalk Falten auftreten, deren Stirne nach Süden weist, beweist nicht, daß auch die Bewegungsrichtung hier Nord → Süd verlaufen ist, denn derartige Falten können sich auch durch Überschlagen bei umgekehrter Bewegungsrichtung bilden. Die Tatsache hingegen, daß sowohl auf der Kaisergebirgsdecke wie auch auf deren Untergrund faziell vollkommen gleichentwickeltes Tertiär auftritt (W. HEISSEL 1951), läßt sich nur so deuten, daß die beiden Ablagerungsräume sehr benachbart gewesen sein müssen, denn die faziellen Unterschiede im Tertiär des Untergrundes zwischen Häring und Oberaudorf sind wesentlich, während zwischen Untergrund- (Häring) und Deckentertiär überhaupt keine bestehen.

Lechtal-Decke

a) Westlich des Karwendels

Dem ganzen Nordrand der Inntal-Decke entlang kommt unter den Gesteinen derselben eine andere Einheit hervor, die einen sehr ähnlichen Bau

aufweist. Wie in der Inntal-Decke finden sich auch hier über große Entfernungen durchziehende Faltenelemente.

Wie bereits erwähnt, ist der ganze Nordrand der Inntal-Decke in den Lechtaler Alpen zwischen Ruitel-Spitze und Heiterwand auf eine Mulde von Lias-Fleckenmergeln aufgeschoben. Während der Kern dieser Mulde im Westen (Ruitel-Spitze) *Genoman* führt, sind „am Sattel“ zwischen Gramais und Boden Neokom-Mergel entwickelt. Es ist dies das westlichste Vorkommen von Neokom in den Nordtiroler Kalkalpen. Diese Fleckenmergel-Mulde streicht noch unter die westlichen Mieminger Berge (Wannig) hinein.

Getrennt durch eine Sattelzone mit Hauptdolomit als führendem Gestein folgt im Norden wieder ein großer Muldenzug. Er bildet das tektonische Hauptmerkmal der nördlichen Lechtaler Alpen. Diese Südwest—Nordost streichende Mulde von Lias-Fleckenmergeln im Kern zieht von Elbigenalp—Häselgehr im Lechtal über Namlos—Berwang—Lermoos unter das Westende des Wetterstein-Gebirges hinein. Sie besitzt auf dieser Strecke eine (sichtbare) Länge von rund 50 km, unter Einbeziehung der gestörten Westfortsetzung Elbigenalp—Elbogen eine solche von 60 km. Nord- und Südflügel der Mulde bilden breite Hauptdolomitstreifen.

Zwischen Namlos und Kelmen ist der Kern dieser Mulde, bestehend aus Fleckenmergeln, unterbrochen und Rhätgesteine bilden die Muldenfüllung. Hier ist offenbar eine Queraufwölbung vorhanden. Diese liegt fast genau in der streichenden Fortsetzung des Sattels im Hornbacher Fenster (siehe unten). Es scheint damit sehr wahrscheinlich, daß sich dieser Sattel einer tieferen tektonischen Einheit (Allgäuer Decke) noch im Bau der darüberliegenden höheren tektonischen Einheit (Lechtal-Decke) auswirkt. Hier überschneiden sich dann — ein sehr seltener Fall! — sichtbar Großstrukturen zweier verschiedener tektonischer Einheiten (Sattel der Allgäuer Decke unten, Mulde der Lechtal-Decke oben). Trifft dies zu, so ist hierin ein weiterer Hinweis für die echte Halbfensternatur im Hornbachtal gegeben. Diese Queraufwölbung, bedingt durch den darunterliegenden Sattel, würde auch eine sehr brauchbare tektonische Erklärung bieten für die Erdbeben von Namlos, die 1930 mit Bebenstärke VIII (Mercalli-Sieberg) einsetzen und bis 1931, allmählich schwächer werdend, anhielten. Nach den Geräuschen zu schließen, wäre das Bebenzentrum unter der Knittelkar-Spitze, also nahe dem Schnittpunkt der beiden Faltenstrukturen gelegen gewesen.

Auf die große Fleckenmergel-Mulde Elbigenalp—Lermoos folgt im Norden eine breite Zone von Hauptdolomit. Sie ist westlich des Lechtals durch das Hornbach-Fenster zweigeteilt. An ihrem Nordrand kommen beiderseits des Lechtals bei Reutte mitteltriadische Gesteine empor,

(Muschelkalk, Wettersteinkalk). Daß sich diese im Plansee-Gebiet nicht nach Osten fortsetzen, beweist, daß hier die Strukturen gegen Osten abfallen (vgl. Allgäuer Decke, Halbfenster von Tannheim). In den Vils- und Ammergauer Alpen (C. W. KOCKEL, M. RICHTER und H. G. STEINMANN 1931, W. HEISSEL 1935), setzt jene stärkere Zergliederung in Teildecken ein, die für den Nordrand der Kalkalpen so kennzeichnend ist.

In den westlichen Lechtaler Alpen sind größere, klare Faltenelemente kaum ausgebildet. Außer der sehr seichten, großen Cenoman-Mulde, die aber mehr lithologisch als strukturell hervorsticht, tritt nur eine gewölbeartige Aufsattelung bei Zug—Lech (Krieger Horn) mit Arlberg-Schichten und etwas Muschelkalk stärker hervor. Das hervorstechendste Bauelement sind zahlreiche gleitbrettartige Verschuppungen und das Auftreten oft winziger Deckschollen älterer Gesteine auf und in jüngeren. Es ist dies ein Bautyp, der den östlicheren Teilen der Lechtaler Alpen und weiter ostwärts vollkommen fremd ist. Er setzt unvermittelt längs der Linie Memminger Hütte—Madau—Steeg—Warth ein. Dabei ist diese Art der Verschuppung besonders gehäuft in einem Streifen, der aus der Gegend der Memminger Hütte—Madau über Kaisers in das nördliche Vorgelände der Mohnenfluß und Braunarlenspitze führt und in dem die Fleckenmergel das leitende Gestein sind. An dieser Verschuppung beteiligen sich alle Gesteine vom Hauptdolomit aufwärts. Auf die tektonische Deutung dieser Schuppen- und Deckschollen soll hier nicht eingegangen werden. Sie sind mit wertvollen Einzelbeschreibungen, unter Zugrundelegung verschiedener Deutungen, bereits bestens beschrieben worden (O. AMPFERER 1914, 1930 a, 1930 b, 1931 b, 1932; E. KRAUS 1949; M. RICHTER und R. SCHONENBERG 1953 und M. RICHTER 1956). Es soll hier auch nicht untersucht werden, ob die verschiedenen Schollen von Jura-Gesteinen, die auf den Cenoman-Mergeln schwimmen bzw. in ihnen stecken (Spullersalpkopf, Roggspitze, Hirschenbleis-Spitze, Stanskogel, Griesmuttekopf), Reste der Inntal-Decke auf der Lechtal-Decke sind, welche Meinung O. AMPFERER (1930 a) vertritt*) und wofür ihre dem Flexenpaß-Gebiet fremde Fazies spricht, oder ob sie etwa im Sinne von E. KRAUS (1949) zu deuten sind. Ihre Lagerung auf bzw. in den Cenoman-Schichten ist als Tatsache zu werten. Gleichermaßen gilt auch von der schwebenden Überlagerung des Cenoman im Bereich der Krabachjoch-Decke durch Trias-Gesteine.

In den westlichen Lechtaler Alpen treten an einigen Stellen stärkere Querstörungen auf. Von Pettneu im Stanzer Tal zieht in Nordwest-Richtung eine solche über das Kaiserjoch nach Kaisers, wo sie in die dortige schräg durchstreichende Schuppenzone einmündet. Am Flexenpaß zeigt die Lage

*) Es ist dabei E. Kraus (1949) vollkommen zuzustimmen, daß diese Schollen mit zum Teil klarer Muldenstruktur (Roggspitze) keine Tauchsättel sind.

der roten Tithon-Kalke und der Cenoman-Mergel, daß die Ostseite gegenüber der Westseite um rund 300 m höher liegt. Es scheint sich hier mehr um eine Flexur als um eine Störungsfläche zu handeln. Die westlichste durchgreifende Querstörung ist unter der Bezeichnung Formarin-Störung schon lange bekannt. Sie tritt im Kartenbild durch die Südost—Nordwest durchstreichenden jüngeren Gesteinszüge besonders deutlich hervor.

O. AMPFERER (1930 a) erwähnt westlich von Zürs Nord—Süd streichende alte Felsschwellen, die von den Tithon- und Cenoman-Gesteinen transgressiv überlagert werden.

Eine weitere Eigenart der westlichen Lechtaler Alpen (und des Rhäikon) ist das Auftreten der schon wiederholt erwähnten sehr mächtigen und gleichzeitig sehr einförmigen Mergel des Cenoman. Nirgends im Bereich der Inntal-Decke und ebenso auch nirgends in den nördlicheren und östlicheren Teilen der Allgäuer und Lechtaler Alpen, wie auch im östlichen Tirol sind derartige Cenoman-Mergel entwickelt. Sie scheinen damit auch in den westlichen Lechtaler Alpen für das tektonische Stockwerk bezeichnend zu sein. Im großen gesehen, nehmen die Cenoman-Mergel eine ausgedehnte, flache Ost—West streichende Mulde ein, in der wohl zahlreiche, mehr untergeordnete Störungen auftreten, ohne aber die Einheitlichkeit des Verbreitungsgebietes beiderseits des Flexenpasses zu verwischen. Der geschlossene Verbreitungsbereich des Cenoman endet im Westen östlich des Formarin-Sees. Weiter westwärts und auch nordwärts breitet sich in großer flächenhafter Ausdehnung und ziemlich ruhiger Lagerung Hauptdolomit.

Der Nordrand der Lechtal-Decke tritt bei Füssen auf Tiroler Gebiet über. Während das Tal der Vils von Pfronten bis zur Einmündung ins Lechtal in Juragesteine der Allgäuer Decke eingebettet ist, werden die beiderseitigen Talhänge von Lechtal-Deckengesteinen aufgebaut: im Norden Falkensteinzug, im Süden Vilser Alpen. Die Allgäuer Deckengesteine ziehen jenseits des Lech über Weißhaus—Schwansee weiter nach Osten. In den Vilser Alpen ist eine jener — man könnte sie beinahe als klassisch bezeichnen — Stellen, an denen die freischwebende Lagerung des höheren tektonischen Stockwerkes über dem tieferen deutlich im Gelände und im Kartenbild hervortritt. Im Norden, Westen und Süden tauchen unter der Trias der Vilser Alpen Jura- und Kreidegesteine auf. Der Hauptdolomit des Einstein hängt nur mit einem schmalen, $\frac{3}{4}$ km breiten Hals mit der Masse der Vilser Decken (= zweigeteilte Lechtal-Decke) zusammen. Am Füssener Jöchl greifen an der Naht zwischen oberer und unterer Vilser Decke Allgäu-Deckengesteine fast $2\frac{1}{2}$ km tief halbfensterartig in den Lechtal-Deckenbereich ein, um an derselben Naht östlich Oberpinswang, das ist 6 km östlich des Halbfensters am Füssener Jöchl und 3 km südlich des Deckenrandes westlich Füssen, als kleines Fenster nochmals aufzutreten.

An der Südseite der Vilser Alpen öffnet sich das weite Halbfenster von Tannheim. Fast 20 km tief greift es gegen Osten bis über das Lechtal bei Reutte in die Lechtal-Decke ein. Von Reutte zieht der Deckenrand in westlicher bis südwestlicher Richtung bis ins Hochvogel-Gebiet. In der Umgebung des Gaichtpasses läßt sich die Neigung der Auflagerungsfläche erkennen. Sie fällt in höheren Teilen (Hahnenkamm) etwa 15° gegen Osten und versteilt tiefer unten auf 70 — 80° gegen Süden (Gaichtpaß).

Südlich des Hochvogel-Gebietes wird die Hauptdolomitplatte der Lechtal-Decke im Hornbachtal durchbrochen und unter ihr kommen im „Halbfenster von Hinterhornbach“ die Fleckenmergel der liegenden Allgäuer Decke zu Tage. Rund 14 km tief greift dieses Halbfenster sichtbar in die Lechtal-Decke ein. Strukturell bilden die Fenstergesteine einen Sattel mit Hauptdolomit im Kern *). Wie bereits oben ausgeführt wurde, dürfte unter der auflagernden Lechtal-Decke aber dieser Sattel in der Allgäuer Decke sich noch mindestens 10 km weiter nach Osten fortsetzen und die Aufwölbung der großen Fleckenmergel-Mulde der Lechtal-Decke bei Namlos—Kelman bedingen.

Nördlich des Hochvogel greift beim Prinz-Luitpold-Haus eine schmale Zunge von Rhät-Jura-Gesteinen aus dem Allgäu-Deckenbereich heraus in den Lechtal-Deckenbereich ein. Nach der ganzen Lage müßte man in dieser Jungschicht-Zone wieder ein kleines Halbfenster der Allgäuer Decke in der Lechtal-Decke erblicken. P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL (1956) glaubten aber den Nachweis führen zu können, daß hier kein Halbfenster vorliegt, sondern daß in dieser Zone, die sie als „Luitpold-Zone“ bezeichnen, zwischen den Gesteinen der beiden Decken ein stratigraphischer Zusammenhang bestünde, in der Form, daß an zwei Stellen die Jura-Gesteine des „Halbfensters“ mit dem Hauptdolomit der Lechtal-Decke über Rhät normal stratigraphisch verbunden wären. Diese beiden Stellen wären südwestlich der oberen Bärgündele-Almhütte am auskeilenden (unteren) Hauptdolomitkeil und am Südostrand der Luitpold-Zone zwischen Wiedemer Kopf und Glassfelder Scharte. Auch wäre die Darstellung O. AMPFERERs (Blatt Lechtal 1: 75.000) falsch, der nördlich der Luitpold-Zone einen einheitlichen Hauptdolomitblock zeichnet (Sattelkopf). Dieser wäre vielmehr durch einen schmalen Streifen von Jura-Gesteinen zweigeteilt. Die Schlußfolgerungen, die die beiden Autoren aus ihren Befunden ziehen, sind sehr weitreichend. Da hier mitten am Überschiebungsrand der Lechtal-Decke über die Allgäuer Decke plötzlich eine unmittelbare, stratigraphische Verbindung zwischen den beiden Einheiten auftrate, beide „unlösbar verbunden“ wären, könnte die Lechtal-Decke unmöglich eine eigene Decke sein. Wenn hier aber keine Deckenüberschiebung stattgefunden habe, dann könne das Halbfenster im Hornbachtal auch kein tektonisches Halbfenster sein, sondern es müßte sich

*) Siehe Fußnote am Ende des Artikels.

wohl um eine von beiden Seiten zugeschobene Mulde handeln. Die weiteren Auswirkungen dieses „Zusammenbruches“ der Kalkalpen-Decken wären nicht auf den bayerisch-tirolischen Raum beschränkt, sie würden die gesamten Kalkalpen bis zu deren Ostrand bei Wien erfassen. Es werde „noch viel Einzelarbeit notwendig sein, um in dem tektonischen Trümmerhaufen wieder einigermaßen Ordnung zu schaffen“ (C. W. KOCKEL 1956).

Damit folgen P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL der Richtung früherer Bearbeiter der Tektonik der Lechtaler Alpen, die alle den Deckenbau O. AMPFERERS mehr oder weniger weitgehend ablehnen und an seine Stelle die „gebundene Tektonik“ setzen. Diese verschiedenen Arbeiten, die die neue Auffassung vom Bau der Nördtiroler Kalkalpen darlegen (besonders M. RICHTER—R. SCHONENBERG 1953, P. J. HAMANN—C. W. KOCKEL 1956) haben bereits zu Stellungnahmen geführt (H. KUPPER 1956, O. REITHOFER 1956, E. SPENGLER 1957).

Da es sich im Gebiete Bärgündel—Luitpold-Zone um eine der entscheidendsten Stellen handelt, wurde das geologische Tatsachenmaterial überprüft und wird im folgenden hier ausführlich dargelegt.

Die Jura-Gesteine der Luitpold-Zone streichen aus der Gegend des Bachgrieses am obersten Stierbach, also aus Allgäuer Deckengebiet, beiderseits von Hauptdolomit begleitet nach Nördosten über den Glasfelder Kopf ins hintere Schwarzwasser-Tal hinüber, wo sie westlich der unteren Lichtalp enden. Das stratigraphisch Liegende dieser überkippten Schichtfolge bilden Rhätgesteine. Der Riffkalk tritt beim Prinz-Luitpold-Haus deutlich wandbildend hervor und endet nächst der oberen Lichtalp. Gleich westlich des Prinz-Luitpold-Hauses streicht dieser Riffkalk in die Nordwest-Wand des Wiedemer Kopfes hinein. Er wird an der Südwest-Seite dieses Berges von einer Störung mit Überschiebungscharakter, eben der Deckengrenze, abgeschnitten. Vom Prinz-Luitpold-Haus gegen Nördosten liegen über dem Riffkalk (und unter dem Lechtal-Decken-Hauptdolomit) fossilführende Kössener Schichten in ziemlich ungestörter Lagerung. Am Wiedemer Kopf hingegen stößt der Riffkalk unmittelbar an den Hauptdolomit; die Kössener Schichten sind hier tektonisch ausgequetscht, auf kleine verschmierte Fetzen beschränkt.

Die Hauptdolomitmasse (Lechtal-Decke) Hochvogel (Wiedemer Kopf) — Kesselspitz endet an den Jungschichten der Luitpold-Zone mit einem scharf ausgeprägten Steilabbruch, ganz von d^r Art, wie überall am Deckenrand. Dabei sind hier, zwischen Vorderer Wilder und Kesselkopf, die Bänke des — wohl oberen — Hauptdolomits stark gefaltet (siehe Abb. 1). Es ist jedenfalls eine Tatsache, daß der Verband Rhät—Hauptdolomit entlang der ganzen Luitpold-Zone kein ungestörter ist, daß vielmehr zwischen diesen beiden Gesteinen auch hier eine größere Bewegungsfläche durchzieht. Dies



Abb. 1. Prinz Luitpold-Haus — Wiedemer Kopf

Der Ausstrich der Bewegungsfläche zwischen Hauptdolomit und Riffkalk am Wiedemer Kopf tritt auch morphologisch sehr deutlich hervor. Ihm folgt die steile, schräg nach links unten herabziehende Schuttrinne in der Wand des Berges (oberhalb des Schutzhäuses). Während der Hauptdolomit stark gefaltet ist, ziehen die Riffkalk-Bänke fast unverbogen durch

ergibt sich deutlich aus dem Gegensatz des stark gefalteten Hauptdolomites zur ruhig lagernden Jungschicht-Zone und besonders zu den unmittelbar liegenden Kössener Schichten. Würde es sich um Gesteine derselben tektonischen Einheit mit gemeinsamen tektonischen Schicksal handeln, so müßte man doch gerade in den bildsamen Kössener Mergeln stärkere Faltung und Fältelung erwarten, als in den starren Bänken des Hauptdolomites. Die Störung zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten ist aber auch am Wiedemer Kopf selbst als best ausgebildete Kerbe sehr schön zu beobachten (siehe Abb. 1)*). Vom Wiedemer Kopf weiter nach Süden bzw. Südwesten ist der Überschiebungsscharakter des auflagernden Hauptdolomites wieder so eindeutig, daß selbst P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL (1956, Abb. 2 b, c, und Abb. 3) die Lage entsprechend darstellen. Man kann sich aber gar nicht vorstellen, wie innerhalb weniger Meter aus einem normalen, ungestörten Schichtverband eine Störung vom Ausmaße der Überschiebung südlich des Wiedemer Kopfes hervorgehen kann. P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL (1956) bezeichnen dieses Verhältnis zwar nur ein „disharmonisches“ (S. 209), ohne es zu erklären. Die Bedeutung dieser „Discharmonie“ geht aber aus dem geologischen Kartenbild klar hervor. Daß im Bereiche der Luitpold-Zone stärkere Störungen vorhanden sind, als die genannten Autoren zugeben wollen, beweist deren eigener Befund, daß die Fleckenmergel der Luitpold-Zone von der Wiedemer Kante an gegen Nordosten tektonisch reduziert sind: „Der dann folgende (über den roten Liaskalken, der Verf.) Fleckenmergel ist nicht mehr in voller Mächtigkeit erhalten, so daß sehr bald die Radiolarite der Luitpold-Zone anstehen“ (S. 208). Es wäre daher folgerichtig auch noch zwischen Fleckenmergel und rhätischem Riffkalk + Liaskalk eine Störung einzutragen gewesen, an der die Fleckenmergel überfahren worden sind, worauf bereits E. SPENGLER (1957) hingewiesen hat.

Wollte man in der Luitpold-Zone Allgäuer und Lechtal-Decke miteinander stratigraphisch verbinden, dann müßte man auch das Halbfenster des Hornbachtals als Deckenfenster umdeuten. Die Bewegungsrichtung des nördlich liegenden Hauptdolomites (Hochvogel) könnte dann nicht mehr S → N, sondern nur N → S gerichtet gewesen sein. Dann würden sich aber hier zwei gegenläufige Bewegungsrichtungen an den beiderseitigen Fenster-rändern gegenüberstehen. Dabei beträgt der Abstand der beiden Hauptdolomit-Decken beiderseits des Hornbachtals 2—3 km. Zur Zeit der tektonischen Bewegungen hat es aber gar kein Hornbachtal gegeben, damals müssen die beiden Hauptdolomitplatten, das heutige Halbfenster über-

*) Die Zeichnung bei O. Ampf er er — W. Hammer (1911, S. 550) wird den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht.

deckend, zusammengehangen haben. Es kann daher damals hier nur eine einzige Bewegungsrichtung gegeben haben.

Zusammenfassend ergibt sich, daß im Bereiche der Luitpold-Zone die geologischen Tatsachen eindeutig für eine tektonische Trennung des Hochvogel-Hauptdolomites von den Jungschichten der Luitpold-Zone sprechen. P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL sind nur unter Nichtbeachtung dieser Tatsachen zu ihrer Deutung gekommen.

Die Nordwest-Begrenzung (= Liegengrenze) der Luitpoldzone ist ausgesprochen tektonisch. Die Aptychen-Schichten, die nahe der Grenzfläche stärker ausgewalzt sind, liegen auf stark mylonitischem Hauptdolomit.

P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL (1956) verzeichnen in dem bei O. AMPFERER (Blatt Lechtal) einheitlichen Hauptdolomit des Sattelkopfes eine aus Südsüdwesten, aus dem Allgäu-Decken-Bereich heraus in den Hauptdolomit über 1 km tief eingreifende schmale Zunge von Fleckenmergeln. Es sei „eine Jura-Mulde, ... deren bis zu den Aptychen-Schichten hinaufreichender Kern auf beiden Flanken normal über älteren Jura, rote Liaskalke, Oberrähkalk und Kössener Schichten mit dem Hauptdolomit verbunden ist“ (S. 210). Diese Mulde ist im Durchschnitt nur 100 m mächtig! Selbst wenn diese Mulde in der obigen Form vorhanden wäre, könnte sie noch immer kein Beweis im Sinne von HAMANN—KOCKEL sein, denn eine Mulde von rund 100 m Mächtigkeit, die die ganze Gesteinsserie, beginnend mit den Kössener Schichten bis hinauf zum Oberjura, umfassen soll (siehe oben), könnte doch nie ein ungestörtes und vollkommenes und damit wirklich beweisendes Profil bieten. In Abb. 3 der genannten Autoren sind allerdings nur Fleckenmergel verzeichnet, die im Südwesten von einem schmalen Streifen von rhätischem Riffkalk begleitet werden, zu dem noch etwas Kössener Schichten kommen. Dieser Streifen von Riffkalk beginnt genau bei der Hütte der oberen Bärgündele-Alm (1476 m). Die Angaben der beiden Autoren fand ich allerdings im Gelände nirgends bestätigt (siehe Abb. 2). Was ich im „Muldenbereich“ an Anstehendem vorfand, war nur Hauptdolomit! Der bei der oberen Bärgündele-Almhütte nach den Autoren beginnende Riffkalk-Zug ist ebensowenig vorhanden, wie die Jura-gesteine der „Mulde“. Hauptdolomit, mylonitisch, sandig-bräunlich anwitternd, also in einer typischen Ausbildung, steht am ganzen Rücken an, von der oberen Bärgündele-Almhütte (1476 m) gegen Süden, also dort, wo der Riffkalk sein sollte, und besonders auch am Abhang gegen die Wiesenmulde der Bärgündele; und er läßt sich hier bis zu den Felswänden unter P. 1802 hinauf, also bis zum östlichen Dolomitzug der beiden Autoren geschlossen durchverfolgen. Dort liegen auf Hauptdolomit allerdings einige Bergsturzblöcke von Riffkalk. Ebenso eindeutig steht Hauptdolomit am Bach bis zur Brücke des (unteren) Weges zur Almhütte hinauf an (siehe

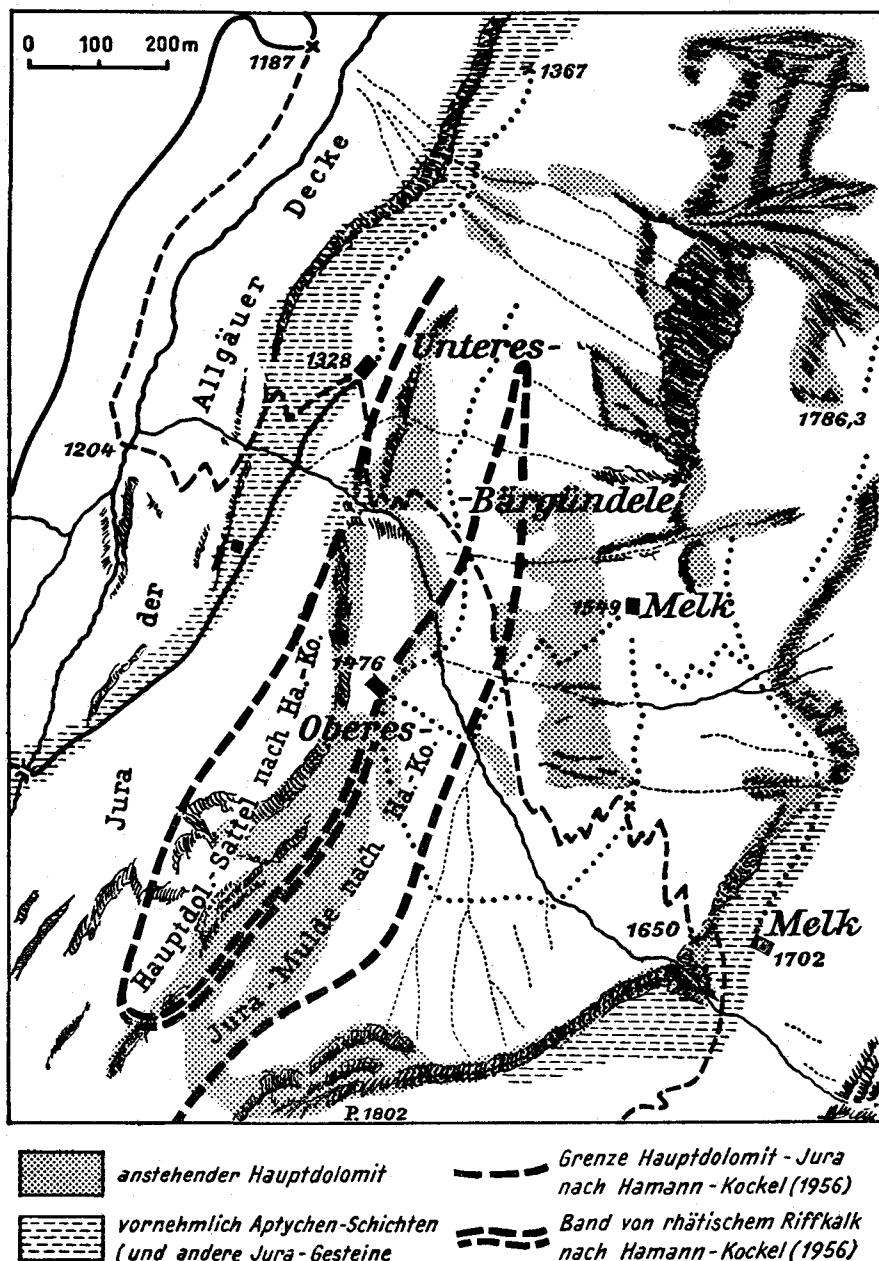


Abb. 2. Das Gebiet des Bärgündele. Gezeichnet nach der Alpenvereinskarte

Abb. 2). Von einer „unlösbar“en Verbindung“ der „bisherigen Allgäudecke mit der bisherigen Lechtaldecke“ kann daher auch im Bereich des oberen Bärgündele keine Rede sein. Vielmehr ist die Darstellung von O. AMPFERER auf Blatt Lechtal hier voll und ganz zu bestätigen.

Viel einfacher sind die Verhältnisse am unteren Bärgündele (1328 m). Hier wird die Aufschiebung des Hauptdolomites auf Aptychen-Schichten allgemein anerkannt. Unter Zugrundeliegung der HAMANN—KOCKELschen Auffassung wäre nur auch hier die Frage offen, wie sich aus einem Hauptdolomit-Sattel, der nach den beiden Autoren in ungestörtem Verbande unter seine Jura-Hülle untertaucht, schon nach wenigen Zehnern oder auch Hunderten von Metern (siehe HAMANN—KOCKEL, Abb. 3) eine Überschiebung von Hauptdolomit auf Oberjura ausbilden kann. Diese wird aber noch schwieriger zu erklären, wenn man bedenkt, daß an derselben Überschiebung schon $2\frac{1}{2}$ km weiter nördlich bereits Buntsandstein auf Oberjura aufgeschoben ist. Selbst wenn man eine Bewegung nach Art einer sich öffnenden Schere, aus einem Angelpunkt im Süden heraus, annehmen wollte, so würde dies bedeuten, daß nach 2—3 km Abstand der Bewegungsbetrag von 0 (Angelpunkt) auf 2—3 km (= Gesamtmächtigkeit von Trias und Jura) anwachsen würde.

Für das gesamte Gebiet von Luitpold-Zone und Bärgündele läßt sich zusammenfassen, daß die Tatsachen in keiner Weise einen Zusammenhang zwischen Allgäuer und Lechtal-Decke erkennen lassen und daß auch dort, wo die Verhältnisse eine Ausdeutung erfordern, diese am leichtesten und ungezwungensten im Sinne der alten Deckenüberschiebung geschehen kann. Der Versuch P. J. HAMANN und C. W. KOCKEL, hier eine „unlösbar“ Verbindung zwischen beiden Decken zu schaffen, ist als den Tatsachen nicht entsprechend abzulehnen und als eine sehr gezwungene Konstruktion zu bezeichnen.

Vom Halbfenster von Hinterhornbach gegen Westsüdwesten ist die Aufschiebung des Hauptdolomites entlang des Allgäuer Hauptkammes klar und ohne Problem bis zum Biberkopf. Dem Überschiebungsrand vorgelagert ist die große Allgäuer Hauptmulde, wieder eine Fleckenmergel-Mulde mit etwas Genoman. Sie reicht vom hinteren Bregenzer Wald bis ins Tannheimer Tal, damit über eine Strecke von 45 km.

Westlich des Biberkopfes läuft der Hauptdolomit des Allgäuer Hauptkammes, zugleich Nordflügel der großen Fleckenmergel-Mulde der Lechtal-Decke und Überschiebungsrand dieser Decke über die Allgäuer Decke, aus. Scheinbar taucht er unter die Fleckenmergel, die ihn im Norden, Westen und Süden umfassen, unter. Bis in die Nordwand des Biberkopfes ist der Ausstrich der Überschiebungsfäche eindeutig. Von hier an spaltet sich diese Störung in zwei Äste auf, die beide sich auf der Südseite des

Lechtales in Fleckenmergeln nicht mehr weiter verfolgen lassen. Aber nach einer Unterbrechung von nur 4 km setzt weiter südwestlich wieder eine deutliche Überschiebung ein, die in ihrer Ausbildung ganz der am Biberkopf auslaufenden entspricht: Nordöstlich Lech ist Mittel- und Obertrias auf Jura aufgeschoben. Diese Überschiebung läßt sich wieder weit nach Westen verfolgen, wobei sie von der Mohnenfluh an ganz die strukturelle Vertretung der Überschiebung im Allgäuer Hauptkamm übernimmt. Es muß vorerst offenbleiben, ob im unklaren Zwischenstück zwischen Lechleiten und Lech tatsächlich der Hauptdolomit der Lechtal-Decke unter die Fleckenmergel untertaucht, wie von verschiedenen Autoren angenommen wird (besonders M. RICHTER und R. SCHONENBERG 1955) oder ob hier vielleicht zweierlei Fleckenmergel übereinander geschoben worden sind und sich die Überschiebung des Allgäuer Hauptkamms in ihnen nach Westen fortsetzt*).

b) Nördlich und östlich des Karwendels

Das führende Bauelement im nördlichen Karwendel und im östlich anschließenden Sonnwendgebirge ist die große West—Ost durchstreichende Neokom-Mulde. Im Westen keilt sie nördlich Mittenwald am Karwendel-Hang aus, gegen Osten reicht sie bis zum Inntal nördlich Kufstein, wo bei Sebi noch ein Vorkommen von Neokom liegt. Diese beiden Punkte sind rund 80 km voneinander entfernt. Stark gestört und eingeengt dürfte sich aber diese Mulde noch um weitere 30 km nach Osten fortsetzen bis zum Tal der Seetraun nördlich Ruhpolding.

Das eigenartige Knie bei Achenkirch, wo die Mulde plötzlich rechtwinklig 10 km weit nach Norden abbiegt, um dann ebenso unvermittelt wieder in die alte West—Ost-Richtung einzuschwenken, hängt wohl mit dem Empertauchen des Unutz—Pendling—Gewölbes zusammen. Dieses zieht rund 25 km weit fast westöstlich von den Unutzen zum Hundsalm-Joch am Inntal vor, wo es abbiegt und in nordöstlicher Richtung das Tal 10 km lang begleitet. Die Gesamtlänge dieses Sattelzuges beträgt somit 35 km. Der selbe ist vom Achental an südlicher Begleiter der Neokom-Mulde. Diese wird auch im Norden von einem Gewölbe in Hauptdolomit begleitet, auf das dann noch weiter nördlich auf bayerischem Gebiet weitere Muldenzüge (Stolzenberg—Rotwand—Brünnstein, Satzberg—Spitzing-See—Seeberg) folgen.

Die Lechtal-Decke weist also auch im östlichen Teil ganz gleich ruhigen und großzügigen Bau mit West—Ost streichenden Faltenzügen auf wie im Westen, im tirolischen Anteil der Lechtaler Alpen.

Allgäuer Decke

Das Verbreitungsgebiet der Allgäuer Decke liegt zum größeren Teil auf

* Es ist vorgesehen, diese Stelle genau zu untersuchen.

bayerischem Boden und die dortigen Kollegen sind berufener, das Tatsächliche des tektonischen Baues dieser Einheit hervorzuheben. Auch ist der Bau dieser Decke für die Fragen, denen hier nachgegangen werden soll, von geringerer Bedeutung.

Zwischen Tannheimer Tal im Nördosten und dem hinteren Bregenzer Wald bei Schröcken spannt sich ein großer, durchgehender Muldenzug über 45 km mit Fleckenmergel als Hauptgestein und Resten von Cenoman im Kern.

Auf die tief in die Lechtal-Decke eingreifenden Halbfenster der Allgäuer Decke (Vils-Tal, Füssener Jöchl, Tannheimer Tal, Luitpold-Zone, Hornbachtal) wurde bereits bei Besprechung der Lechtal-Decke hingewiesen, wie auch auf den Umstand, daß sich der im Hornbachtal zutage tretende Sattel allem Anschein nach noch mindestens 10 km tief unter die geschlossene Lechtal-Decke hinein fortsetzt. Das Tannheimer Halbfenster zeigt nach Osten absteigende Achsen. Während im Tannheimer Tal südlich Nesselwängle Hauptdolomit als Kern eines Gewölbes zutage tritt, stehen im wesentlich tiefer eingeschnittenen Lechtal westlich Reutte nur mehr Gesteine des oberen Jura (Aptychen-Schichten) an.

K r a b a c h j o c h - D e c k e

Westlich des Flexenpasses liegt auf den Cenoman-Schichten die Krabachjoch-Decke. O. AMPFERER (1914) glaubte in ihr den Rest einer höchsten Deckeneinheit gefunden zu haben. Die unter ihr liegende Inntal-Decke wäre hier auf eine dünne stark ausgewalzte Hauptdolomitplatte beschränkt, unter der dann die Kreide-Schiefer der Lechtal-Decke liegen. Die Aufstellung einer eigenen Deckeneinheit, der „Krabachjoch-Decke“, stützt sich vor allem auf die gegenüber der Inntal-Decke abweichende fazielle Entwicklung des Muschelkalkes und der Raibler Schichten.

Ob allerdings diese Faziesabweichungen und die Unterlagerung durch angebliche Inntal-Decke wirklich ausreichen, hier eine eigene Deckeneinheit aufzustellen, scheint fraglich. Man könnte wohl mit mehr Berechtigung im Ganzen nur einen abgetrennten Rest der Inntal-Decke erblicken.

Ost-West-Bewegung

1. W e t t e r s t e i n

Schon seit A. ROTHPLETZ ist bekannt, daß in den Nordtiroler Kalkalpen neben den älteren und bedeutenderen Süd → Nord-Bewegungen auch ausgedehnte Ost → West-Bewegungen stattgefunden haben. Nach A. ROTHPLETZ hat dann O. AMPFERER aus Tiroler und Vorarlberger Gebiet eine Reihe von Beispielen für solche Ost → West-Bewegungen beigebracht. Von allen bekanntgewordenen Stellen ist aber das Wetterstein-Gebirge das bekannteste.

Dieses wird tektonisch von einer großen, in sich wieder komplizierten Mulde gebildet, deren Achse gegen Ostnordosten absteigt. Dementsprechend wird es im Westen, im Zugspitzmassiv, von Wettersteinkalk mit Muschelkalk-Sockel aufgebaut. Im östlichen Teil dagegen, nördlich Mittenwald, herrscht, umrahmt von Raibler Schichten, Hauptdolomit. Der großen Mulde im Norden vorgelagert ist der bekannte Doppelsattel des Wamberges mit Muschelkalk und Partnach-Schichten.

Im Süden und Westen ist das ganze Wettersteingebirge auf junge Schichten, vor allem auf Neokom, an- und aufgeschoben. Dieses Neokom umgreift sichtbar das Wettersteingebirge von Puitbach (Leutasch) über Ehrwald bis zum Eibsee. Es wäre aber möglich, daß an der Nordseite des Zugspitz-Massivs unter den dortigen ausgedehnten Blockmoränen ebenfalls noch Neokom oder andere jüngere Schichten verborgen sind.

Es ist eine altbekannte Tatsache, daß die letzte große Bewegung der Gebirgsmasse von Osten nach Westen erfolgt ist (K. LEUCHS 1930, 1935). Es geht weiters aus dem Kartenbild klar hervor, daß diese Ost → West-Bewegungen nicht auf das Wettersteingebirge allein beschränkt waren. Im vermutlich kleineren Ausmaß waren auch der Wettersteinkalk-Zug Gehren-Spitzen—Hochwannenkopf und die Mieminger Kette davon erfaßt. Im Wettersteinkalk-Zug Gehren-Spitzen—Hochwannenkopf weisen die Verhältnisse am Issental-Kopf (östlich Ehrwalder Alm) darauf hin. In den Mieminger Bergen dürfte auf diesen westgerichteten Vorschub wohl zurückgehen, daß die Jura-Mulde an der Nordseite des Wannig (Nassereither Alm) unter die Muschelkalk-Wettersteinkalk-Auflage des Drachensee-Gebietes hineinstreicht und daß am Fuße des Wettersteinkalkes von Schachtkopf und Ehrwalder Sonnenspitze Jura und Neokom zutage treten.

Das Hauptdolomit-Gewölbe Lorea-Kopf—Grubigstein wird im Norden und Süden von Mulden begleitet (im Norden Fleckenmergel-Mulde Berwang—Lähn—Lermoos, im Süden Jura-Mulde an der Nordseite des Wannig). Dieses Faltensystem scheint unter der Last der westwärts vorgetriebenen Gebirgsmassen im Ehrwald—Lermooser Becken niedergedrückt worden zu sein, so daß sich hier, unter der Schuttbedeckung verborgen, die beiden Mulden bogenförmig schließen dürften.

Am Südabfall des Wetterstein und in der Mieminger Kette zeigt der tektonische Bau gemeinsame Züge, die wohl auf gemeinsam erlebtes tektonisches Geschehen zurückgehen. Beide Gebiete werden von zahlreichen durchgreifenden Ost—West streichenden und steil stehenden Störungen durchzogen.

K. LEUCHS (1923) und besonders E. KRAUS (1956) haben darauf hingewiesen, daß an der Südseite des Wetterstein an mehreren Stellen zwischen den Jungschichten der Vorbergzone und der südlich liegenden Trias

normaler Schichtverband bestehe. Kartenbild und Profile sind aber hiefür nicht überzeugend. Vielmehr ist der Schichtverband auch dort, wo Hauptdolomit und Kössener Schichten vermittelnd auftreten, dennoch ein gestörter. Sind in die Ost → West-Bewegung des Wetterstein tatsächlich, wofür die Verhältnisse sprechen (siehe oben), auch der Wettersteinkalk-Zug Gehren-Spitzen—Hochwannenkopf und die Mieminger Kette miteinbezogen gewesen, so wäre ein solcher Zusammenhang auch gar nicht mehr möglich. Es scheint mir daher kein Grund zu bestehen, die Inntal-Deckengrenze am Südhang des Wetterstein zu unterbrechen (E. KRAUS 1956). Auch im Puitental liegt dann kein Fenster vor (E. KRAUS 1956), wogegen ja auch das Weiterstreichen der Jungschichten nach Osten über Unterleutasch—Ahrnspitzen—Scharnitz überzeugend spricht.

2. Knie der Neokom-Mulde bei Achenkirch

An der Bildung des Knies der großen Neokom-Mulde bei Achenkirch sind sicher auch Ost—West-Bewegungen beteiligt. Das Zusammentreffen zweier Tatsachen ist zweifelsfrei ein ursächliches: 1. das zweimalige fast rechtwinkelige Abbiegen der Neokom-Mulde und 2. das Auftauchen eines bedeutenden Gewölbes aus Wettersteinkalk und -dolomit unmittelbar neben dem Muldenknie. Die Ost → West-Bewegung äußert sich im Überfahren des Gewölbe-Vorfeldes aus Raibler Schichten und Hauptdolomit durch den Wettersteinkalk des Gewölbekernes und in dem Überfahren des Mulden-Neokoms durch den Hauptdolomit des Gewölbefußes. Außerdem lässt sich die Aufschiebung des Hauptdolomites am Plickenkopf auf Jura und Kreide der Mulde am besten durch solche Ost → West-Bewegungen erklären.

Die gefügetektonischen Verhältnisse dieses Gebietes wurden von A. FUCHS (1944) eingehend dargestellt.

Die Ausdeutung lautet hier: Durch das Herauspressen des Unutz-Gewölbes wurde die schon bestehende Neokom-Mulde nordwärts abgedrückt und am Gewölbeende knieartig verbogen.

Ötztaler Masse und Nördliche Kalkalpen

Es wurde schon bei Besprechung der Inntal-Decke darauf hingewiesen, daß beiderseits der Seefelder Senke die Kalkalpen-Strukturen gegen dieselbe niederbeugen. Am deutlichsten tritt dies an den Gewölben des Solstein, Hohen Gleirsch und der Hohen Munde hervor. Aber auch die Hauptdolomit-Mulde des Gaistales (Leutascher Ache) macht dieses Eintauchen gegen die Seefelder Senke hin mit. Der Hauptdolomit endet gegen Westen im Gaistal bei der Einmündung des Leitenbaches, die darunterliegenden Raibler Schichten reichen bis zur Tillfuß-Alm. Die am Südhang des Wetterstein entlangziehende Neokom-Mulde ist im Senkenbereich, von der Leutasch

ostwärts ausgequetscht. Die am Südrand der Kalkalpen durchziehenden Strukturelemente verschwinden am Inntal-Rand.

Dies sind alles Bauelemente, die für das Gebiet der Seefelder Senke eigen sind und die sonst nirgends in ähnlicher Form in den Nordtiroler Kalkalpen auftreten. Es unterliegt keinem Zweifel, daß sie mit dem Vorrallen der Ötztaler Masse in Zusammenhang stehen. Auch das Innknie bei Telfs ist dadurch bedingt. Wie aus den Verhältnissen am Südrand der Kalkalpen zwischen Tschirgant und Solstein klar hervorgeht, muß die Ötztaler Masse ein Stück weit auf die Kalkalpen aufgeglitten sein. Dabei wurden die südlichsten Strukturen überfahren (Tschirgant—Solstein-Gewölbe), die anschließend nördlicheren niedergebogen. Dabei nimmt das Ausmaß des Niederbiegens mit der Entfernung von der aufgefahrenen Ötztaler Masse ab. Der Wettersteinkalk-Zug Gehren-Spitzen—Ahrnspitzen—Brunnenstein (= Nordflügel der großen Karwendel-Deckenmulde) zieht, bereits kaum mehr in Mitleidenschaft gezogen, durch. Dagegen dürfte die Neokom'-Mulde des Wetterstein unter dem Druck der anpressenden Ötztaler Masse ausgequetscht worden sein. Durch das Aufgleiten der Ötztaler Masse wurden im Bereich der Seefelder Senke die Kalkalpen eingemuldet, wobei die Muldenachse entsprechend der Stärke des Niederbiegens gegen Südwesten absteigt.

Dieser Anschub der Ötztaler Masse und ihr Auffahren auf die Kalkalpen muß eine sehr junge Bewegung gewesen sein. Sie hat jedenfalls die Faltenstrukturen in den Kalkalpen ebenso bereits vorgefunden, wie auch deren Deckenbau, da ja Lechtal-Decke und Inntal-Decke am Südrand unter sie hineinstreichen.

Es wäre denkbar, daß die West- oder vielleicht auch Südwestbewegung des Wetterstein und seiner benachbarten Gebiete gleichzeitig mit dem Nordvorstoß des Altikristallins erfolgte, daß sie eine Art Ausgleichsbewegung in den Kalkalpen gewesen wäre. Vielleicht stehen damit auch die Nordost—Südwest streichenden Störungen in Zusammenhang, die das Westende der großen Neokom'-Mulde des nördlichen Karwendel durchschneiden, sowie das Auskeilen der Mulde gegen Westen.

Der Betrag, den die Ötztaler Masse auf die Kalkalpen aufgeglitten ist, dürfte etwa 8—10 km betragen (siehe Tafel 1).

Der Südrand der Nordtiroler Kalkalpen und das Inntal als tektonische Linie

In dem Bestreben, die Kalkalpen möglichst ortsnah zu beheimaten, wurde vielfach eine Verbindung zwischen ihnen und den Nachbargebieten im Süden gesucht. So wurde die Lechtal-Decke als der von der Silvretta-Decke abgeschobene Sedimentmantel aufgefaßt (M. RICHTER 1930). Die nördliche Grauwackenzone wird ganz allgemein für den Untergrund der

Kalkalpen gehalten und dabei auf transgressive Beziehungen hingewiesen. Eine kritische Betrachtung des Tatsachenmaterials zeigt allerdings, daß dabei in verschiedenem Ausmaß Deutungsannahmen mit Beobachtungstatsachen stark verknüpft wurden.

Im Bereich des Unterinntaler Tertiärs hat es sich gezeigt, daß im Talraum des Inntales Scharen von bedeutenden tektonischen Linien durchlaufen (W. HEISSEL 1956). Es ist zu untersuchen, wie weit dies etwa auch außerhalb des Tertiärgebietes im Inntal der Fall ist.

Am Südrand der Kalkalpen ist der unmittelbare Kontakt derselben mit dem Nachbargebiet stellenweise über längere Strecken sichtbar. Im Arlberg-Gebiet und im westlich anschließenden Klostertal erweist sich diese Grenze als steil stehende Störung. Bei Dalaas scharen von Westen her drei Bewegungsflächen zusammen, eine, der das Klostertal folgt, die Davenna-Störung und die Südrandstörung Bartholomäberg—Kristbergsattel. Dies unterstreicht die Bedeutung der sich ostwärts fortsetzenden tektonischen Linie. Dasselbe geht aber auch daraus hervor, daß dort, wo auf Vorarlberger Gebiet die Grauwackenzone erhalten ist, dieselbe wohl eine ganze Reihe verschiedener Grauwackengesteine führt, die Gesamtmaßigkeit aber auf wenige hundert Meter beschränkt ist. Die Grauwackenzone, die im östlichen Tirol und angrenzenden Salzburg 10—20 km breit ist und die dort bestimmt ein viele Hunderte von Metern mächtiges Gesteinspaket umfaßt, ist hier auf das stärkste tektonisch reduziert. Für die Bedeutung der Bewegungsfläche zeugt aber auch die tektonische Anschoppung des „Verrucano“ zwischen St. Anton am Arlberg und Pettneu und dessen Verschuppung mit Trias- und Grauwackengesteinen (bunte Phyllite).

Bei Dalaas wird die stark reduzierte Grauwackenzone von der Phyllitgneis-Decke (liegender Teil der Silvretta-Decke) überfahren und weiter ostwärts grenzen bis zum Arlberg diese Phyllitgneise unter Zwischenschaltung geringmächtiger „Verrucano“-Schollen an die Kalkalpen. Vom Arlberg an gegen Osten ist der Phyllitgneis-Decke der Landecker Quarzphyllit vorgelagert.

Bei Zams quert die Grenze Kalkalpen—Landecker Quarzphyllit das Inntal, bei Schönwies eine innerkalkalpine Bewegungsfläche mit Überschiebungswert, die Grenze Lechtal-Decks—Inntal-Decke. Aber diese beiden Bewegungsflächen streichen nicht, wie im Unterinntal, in der Talsohle entlang, sondern sie queren in den jenseitigen Talhang hinein.

Der eigentliche Südrand der Kalkalpen ist von Westen her bis zur Einmündung des Pitztales sichtbar. Von hier ab verschwindet er für lange Strecken. Zwischen der Mündung des Pitztales und Innsbruck bildet das Inntal eine ruhige Talstrecke, in die keine größeren Störungsflächen einmünden. Hier hat offensichtlich die aufgeschobene Ötztaler Masse alle rand-

lichen Strukturen der Kalkalpen unter sich begraben. Die Ötztaler Masse dürfte hier, wie bereits erwähnt, rund 8—10 km tief auf die Kalkalpen aufgeschoben worden sein.

Nächst dem Kerschbuch-Hof westlich Innsbruck hebt sich aus der Talsohle die Überschiebungsfläche der Inntal-Decke über die Lechtal-Decke heraus. Sie streicht am Hang der Innsbrucker Nördkette entlang über das Törl ins Halltal.

Am Inntalhang des Karwendel bei Innsbruck steht der ruhigen und ungestörten Lagerung der Inntal-Decke deren stark gestörtes Liegendes in scharfem Gegensatz gegenüber. Mit dem Auftauchen der Lechtal-Decke beim Kerschbuch-Hof westlich Innsbruck setzt auch schon deren Zerstückelung durch engscharige Störungen ein (Höttinger Graben, Mühlauer Klamm). Weiter östlich tritt mit dem Hauptdolomit der Zunderköpfe wieder ruhigere Lagerung ein. Anscheinend streicht gegen Osten die in älterer Trias liegende Schuppenzone oberhalb Hötting und Mühlau in die Inntal-Weitung hinein. Anzeichen hiefür bieten die Schuppen älterer Trias bei der Pfannenschmiede (Mündung des Vomper Loches). Zwischen Schwaz und der Mündung des Zillertales liegt auf der rechten Inntal-Seite skythisch-anisisch-ladinische Trias in engen Schuppen, in denen auch paläozoische Gesteine der Grauwackenzone als Schollen eingebaut sind. Der ganze Bau dieser rechtsseitigen Schuppenzone ist so verschieden von der gegenüberliegenden linken Talseite, daß ein Zusammenhang zwischen beiden ausscheidet. Im Inntal zwischen Innsbruck und Schwaz dürfte daher neben der großen Kalkalpen- und Grauwackenzone (weiteren Sinnes) trennenden Bewegungsbahn noch eine engscharige Schuppenzone durchziehen. Die Bedeutung der ersteren ergibt sich schon allein aus den beiderseitigen Höhenverhältnissen: die wesentlich älteren, stratigraphisch viel tiefer liegenden Grauwackengesteine (einschließlich Quarzphyllit) reichen orographisch mindestens gleich hoch, z. T. auch höher empor als die viel jüngeren und stratigraphisch viel höher liegenden Kalkalpengesteine. Zu diesen Störungen in diesem Talabschnitt kommt noch hinzu, daß aus dem Stallental bei Stans, am Fuße des Staner Joch-Gewölbes eine Zone anisisch-ladinischer Gesteine aus dem Karwendel herausstreicht, die wieder der Inntal-Decke zuzuordnen sind (W. HEISSEL 1950) und deren begrenzende Bewegungsflächen ebenfalls in den verschütteten Talraum hinausziehen.

Bei Münster erreicht die vom Schichthals herabziehende Überschiebung der Inntal-Decke die Inntal-Sohle. Auch diese Fläche kann hier nicht enden, sie muß sich unter der Talaufschüttung im Inntal-Bereich irgendwohin fortsetzen.

Zwischen der Mündung des Zillertales und Wörgl wird die Grauwackenzone am Inntal-Rand von einem mehrere Kilometer breiten Trias-Streifen

begleitet. Zwischen St. Gertraudi-Brixlegg und Mauken durchzieht ihn bogenförmig eine starke Schuppenzone, in der auch Grauwackengesteine eingeschaltet sind. Diese Schuppenzone findet weder an ihrer oberen noch an ihrer unteren Einmündung ins Inntal eine Fortsetzung. Sie dürfte auch nicht die Fortsetzung der Schuppenzone von Schwaz—Rotholz (Mündung des Zillertales) sein. Ihre beträchtlichen Störungen müssen in der Tiefe des Inntales weiterziehen.

Zwischen dem Ober- und dem Unterinntal bestehen demnach, was die Zahl der durchziehenden tektonischen Linien betrifft, beträchtliche Unterschiede. In beiden Talabschnitten ist die von metamorphen Gesteinen aufgebaute Südseite von der kalkalpinen Nordseite durch eine Störung bedeutenden Ausmaßes getrennt. Im Unterinntal kommen aber noch eine Reihe kalkalpiner Bewegungsflächen hinzu, die ebenfalls im Talraum durchziehen. Im Oberinntal fehlen solche.

Die Trias rechts des Inn zwischen Zillertal und Wörgl ist faziell von der gegenüberliegenden Talseite verschieden. Mit ihrer fast rein dolomitischen Ausbildung entspricht sie viel mehr der Berchtesgadener als der bayerisch-tirolischen Fazies. Die transgressive Auflagerung dieser Trias auf den Grauwackengesteinen ist durchaus nicht einwandfrei bewiesen. Sie stützt sich auf das Auftreten von Konglomeraten mit Geröllen paläozoischer Gesteine, die als Transgressionsbildungen aufgefaßt werden, die auch gleichzeitig die ungestörte oder relativ ungestörte Auflagerung der Trias beweisen sollen. Nach dem Kartenbild liegen diese Konglomerate wohl vielfach an der Basis. Aber die geologische Karte zeigt auch zahlreiche tektonische Schollen und in der Natur kann man beobachten, daß die Kontakte beider Gesteinsserien tektonische sind. Für eine tektonische Auflagerung spricht aber auch der Umstand, daß ziemlich weit im Inneren der Grauwackenzone, rund 10 km von deren Nordrand entfernt, größere Trias-Schollen liegen: Gaisberg bei Kirchberg—Hahnenkamm bei Kitzbühel. Dabei umfaßt die Gaisberg-Trias alle Gesteine bis hinauf zum Hauptdolomit. Aber die Lagerung dieser Gesteine ist, wie das Kartenbild und die leider etwas veraltete, Beschreibung (O. AMPFERER 1907) zeigen, eine sehr gestörte. Teilweise liegt der Hauptdolomit fast unmittelbar der Grauwacke auf. Rauhwacken gehen nach unten in Dolomitmylonite über. Die von O. AMPFERER (1907) beschriebenen weißen Sandsteine mit kalkigem Bindemittel könnten auch Grauwackenquarze sein. Eindeutig ist jedenfalls, daß diese Trias, die ebenfalls mehr Anklänge an die Berchtesgadener Fazies als an die bayerisch-tirolische zeigt, nicht transgressiv, sondern stark gestört der Grauwackenzone aufsitzt. Auch weiter im Osten sind die Kontakte zwischen Buntsandstein und Grauwackengesteinen immer wieder tektonisch (z. B. Nordseite Wildseeloder—Spielberghorn—Nöckelberg). Dies

deckt sich auch vollkommen mit den Verhältnissen weiter ostwärts auf Salzburger Gebiet (Südseite Steinernes Meer und Hochkönig, W. HEISSEL 1938, 1945).

Auch den „Transgressionskonglomeraten“ kommt keine überzeugende Beweiskraft zu, da sie einerseits durchaus nicht immer an der Basis auftreten und anderseits in ihrer Zusammensetzung auch nicht den bunten Gesteinsbestand der Grauwackenzone widerspiegeln. Vor allem sind es Quarzkonglomerate mit einer örtlich oft starken Komponente an Karbonatgesteinen, ähnlich den in der Nähe auftretenden paläozoischen Dolomiten. Es fehlen aber oder treten stark zurück die Grauwackenschiefer engeren Sinnes (Wildschönauer Schiefer), die diabasischen und porphyritischen Gesteine. Auch dies deckt sich vollkommen mit den Verhältnissen auf Salzburger Gebiet. Gegen die Transgression über den Grauwacken spricht aber auch der Umstand, daß das Material des Buntsandsteins selbst nie aus der Grauwackenzone bezogen werden kann. Man müßte eine vollkommene Umkehr der Materialzufuhr annehmen. Auf Vorarlberger Gebiet treten in den Buntsandsteinkonglomeraten Gerölle porphyrischer Gesteine auf, die äußerlich dem Bozener Quarzporphyr ähneln. Aber nirgends in der Grauwackenzone, ja in den ganzen Nordalpen sind solche Porphyre bis jetzt anzustehend bekanntgeworden. Schließlich hat schon O. AMPFERER (1933) darauf hingewiesen, daß der Buntsandstein am Südfuß des Kaiserangeschoppt ist, seine eigene Tektonik besitzt und gegenüber der Kaisergebirgsdecke ein eigenes Stockwerk bildet. Er zeichnet auch die Grenze Buntsandstein—Grauwackenzone auf der Kaisergebirgskarte als tektonische Linie (Überschiebung).

Alles zusammen scheinen m. E. diese Gesichtspunkte einen transgressiven Verband zwischen Kalkalpen-Buntsandstein und Grauwackenzone zu verneinen. Sie sprechen in Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Westen und Osten auch im Tiroler Gebiete östlich des Inn für eine tektonische Grenze zwischen beiden Einheiten.

Tektonik und Seismik

Die Beziehungen zwischen tektonischem Bau und seismischen Verhältnissen wurden von R. v. KLEBELSBERG (1935) eingehend dargestellt. Im Zuge der vorliegenden Darstellung der Tektonik ergaben sich einige neue Gesichtspunkte, die hier aufgezeigt werden sollen.

Es wurde schon bei Besprechung der Tektonik der Lechtal-Decke darauf hingewiesen, daß die Namloser Erdbeben im tektonischen Bau begründet sein dürften. Das Epizentrum dieser Beben liegt gerade am Kreuzungspunkt zweier Strukturen, der großen Fleckenmergel-Mulde und eines darunter

durchziehenden Sattels (Hornbach-Sattel). Im übrigen hat auf diese Querverbiegung der Mulde schon E. KRAUS (1930 b) hingewiesen. Die Fleckenmergel-Mulde scheint in fast ihrer ganzen Länge seismisch empfindlich zu sein. Es ist jedenfalls auffällig, daß gerade dieses Stück des Lechtals, das die Mulde quert (Holzgau—Elmen) durch häufigere Beben bekannt ist. Ähnlich häufigere Bebenbeobachtungen liegen auch aus dem Muldenteil nordöstlich Namlos, im Abschnitte Kelmen—Berwang—Bichlbach vor. Daß sie im Zwischenstück Elmen—Namlos fehlen, ist wohl darauf zurückzuführen, daß hier auch keine Dauersiedlungen vorhanden sind. Man darf aus diesen Verhältnissen wohl schließen, daß die Fleckenmergel-Mulde in ihrer ganzen Länge eine seismische Leitzone bildet.

Die Bebenhäufung bei Imst könnte man mit dem hier durchziehenden enggepreßten Tschirgant-Gewölbe in Zusammenhang bringen, jene von Nassereith mit der Nähe der Inntal-Deckenüberschiebung.

Seismisch stärker aktiv erweist sich auch die Seefelder Senke bis hinaus nach Mittenwald. Es wurde schon erwähnt, daß diese Senke unter der Last der randlich aufgeschobenen Ötztaler Masse entstanden ist. Auch hier kreuzen sich zwei verschiedene Struktur-Elemente: die älteren Faltenstrukturen in der Inntal-Decke und die jüngere Einmuldung der Senke.

Es hat schon R. v. KLEBELSBERG (1935) darauf hingewiesen, daß der Kalkalpensüdrand dort, wo die Grenzfläche steil steht, eine stärker frequentierte seismische Linie ist: Klostertal—Arlberg—Landeck. Dagegen nimmt die Zahl der Beben in der Zone, in der die Ötztaler Masse auf die Kalkalpen aufgeglitten ist, stark ab. Die Auflagerungsfläche selbst scheint seismisch ziemlich inaktiv zu sein.

Alle diese Beben scheinen mit jüngeren tektonischen Ereignissen in Zusammenhang zu stehen und dieses Ereignis dürfte ein letzter Zusammenschub des Kalkalpen-Körpers sein, der auch zur Steilstellung vieler flacher Bewegungsbahnen geführt hat. Vielleicht erfolgte er unter dem Druck der anpressenden Altkristallin-Massen der Silvretta- und Öztaler Decke, bzw. geht dieses Anpressen auf dieselben tiefen Ursachen zurück, wie die letzte Einengung der Kalkalpen.

Auch für die Beben, die am Pillersee und seiner weiteren Umgebung (Waidring, Erpfendorf, Kössen) aufgetreten sind (R. v. KLEBELSBERG 1935), läßt sich eine tektonische Beziehung feststellen: zwischen Kaisergebirge und Steinbergen tritt eine Schar Nord—Süd streichender steil stehender Störungen auf. Diese Störungen sind wohl auch für die Anlage der großen Täler mitverantwortlich. Ihnen folgt das Großbachtal ebenso wie das Innere Strubbach-Tal (Pillersee, siehe Tafel 1). Man könnte diese Störungen durch das Niederdrücken des Untergrundes durch die Last der Kaisergebirgsdecke erklären. Die Existenz größerer Einsturzbeben ist m. E.

überhaupt zu bezweifeln. Um eine Erschütterung auch nur im Ausmaß eines kleineren Bebens zu erzeugen, müßten ganz gewaltige Felsmassen niederbrechen, was wieder ebenso gewaltige Hohlräume mit Deckenspannweiten wohl von Hundert und mehr Metern in der Tiefe voraussetzt. Aber auch dort, wo in den Alpen Salz- und Gipsstücke bekannt und bergbaulich aufgefahrene sind, hat man noch nie solche Hohlräume aufgefahrene. Noch nie ist man bei Tunnel- und Stollenbauten auf solche Hohlräume, auch bereits verbrochene, gestoßen und noch nie haben Gebirgsbildung und Erosion solche verbrochene Hohlräume als Zeugen von Einsturzbeben früherer Zeiten freigelegt.

Zusammenfassung und Folgerungen

Auf Grund des nach dem jetzigen Stand der geologischen Forschung als Tatsachen zu wertenden Materials läßt sich m. E. folgendes feststellen:

Wenn man unter „Decke“ eine größere, auf fremden Untergrund durch Auf- oder Unterschiebung vorgeschoßene Schichtplatte versteht, unabhängig von der stets hypothetisch bleibenden wahren Transportweite (die Lagen der heutigen Deckenränder sind durchwegs willkürlich von der Erosion geschaffen) und ebenso unabhängig von den angenommenen wirksamen Transportkräften, so besteht kein Anlaß, von den bewährten Deckenbezeichnungen in den Nordtiroler Kalkalpen Abstand zu nehmen und ihre gut eingebürgerten Namen zu verdammen.

Die Intal-Decke ist auf über 200 km, d. i. fast allseitig vom Ausstrich einer Störung begrenzt, die ausgesprochenen Überschiebungskarakter aufweist. Dabei spielt die Zuordnung kleiner, vom geschlossenen Deckenbereich abgetrennter Schuppen zu dieser oder jener Deckeneinheit für die Existenz derselben keine Rolle. Diesen 200 km klarer Deckengrenze stehen im Westen $1\frac{1}{2}$ km noch unklarer Verhältnisse gegenüber. Es ist aber diesbezüglich E. SPENGLER (1957) vollkommen beizupflichten, wenn er sagt, daß es üblich ist, wenn 99% für den Fall a sprechen und nur 1% für den Fall b, den Fall a als den tatsächlich zutreffenden, den typischen aufzufassen und nicht umgekehrt.

Es kann auch keine Bedingung für den Begriff einer Decke sein, daß sie überall mit Älterem auf Jüngerem liegt. An einer Überschiebung eines vielschichtigen und bereits gefalteten Gesteinspaketes über ein ebensolches können auch einmal stratigraphisch benachbarte oder sogar gleiche Gesteine übereinander geschoben worden sein. Am überzeugendsten für die Existenz einer Inntal-Decke scheinen wohl die Verhältnisse im östlichen Karwendel zu sein. Unter der gegen Osten spitz auslaufenden geschlossenen Deckenmulde kommen vom Halltal um das Ostende im Mahdgraben herum bis zum Hochalm-Sattel überall Jura-Gesteine zum Vorschein. Die Annahme ist

daher wohl berechtigt, daß diese Jura-Gesteine auch unter der Decke durchziehen. Wäre die Inntal-Decke nur als mittlerer Teil der Lechtal-Decke aus dieser herausgequetscht, dann müßte am spitzen Ende beim Mahdgraben gegenüber Schwaz eine gewaltige Störungsfuge ins Inntal eintreten. Dafür sind aber keine Anzeichen vorhanden. Dazu kommt noch die Tatsache der Relief-Uberschiebung.

Gegen die Deckennatur kann auch der Umstand nicht sprechen, daß manche Deckengrenzen sehr steil stehen. Ein gutes Beispiel, wie rasch eine solche steilstehende Störung mit Bruch-Charakter in eine richtige Uberschiebung übergehen kann, bietet die Inntal-Deckengrenze an der Nordseite des Staner Joch-Gewölbes. Hier zieht am Bärnlahner eine Störung durch, die O. AMPFERER (1942, S. 18) selbst als Bruch von über 1000 m Sprunghöhe beschrieben hat, die aber doch nichts anders ist als ein steil gestellter Teil der Uberschiebungsfläche der Inntal-Decke auf bzw. über das Staner Joch-Gewölbe und die sich sowohl gegen Westen wie auch Osten als flach liegende Fläche eindeutig feststellen läßt (W. HEISSEL 1950, S. 29). Die Steilstellung solcher Uberschiebungsflächen erfolgte wohl anlässlich eines spätesten, jüngsten Zusammenschubes.

Wenn auch faziellen Eigenheiten bestimmt keine allzugroße Bedeutung beigemessen werden darf, so ist doch auf das Fehlen der für die Lechtal-Decke so bezeichnenden Kreideschiefer (Cenoman) im sicheren Inntal-Deckenbereich hinzuweisen. Auch bei den Raibler Schichten bestehen zwischen den beiden Decken fazielle Unterschiede. Während in der Lechtal-Decke die Raibler Schichten oft sehr mächtige und ausgedehnte Vorkommen von Raibler Gips führen, sind die Vorkommen von solchem innerhalb der sicheren Inntal-Decke sehr bescheiden.

Die Übersicht (Tafel 1) zeigt den Ausstrich aller wichtigen Bewegungsflächen und die Achsenlinien der großen Faltenstrukturen. Es treten dabei die großen Deckeneinheiten, wie Inntal-Decke, Kaisergebirgsdecke oder Berchtesgadener Schubmasse deutlich hervor. Die Faltenstrukturen zeigen im großen, innerhalb der ganzen Nordtiroler Kalkalpen sehr einheitliche Richtung. Sie laufen annähernd gleichsinnig dem Alpenrand, d. i. im Westen, westlich des Isar-Tales Westsüdwest—Ostnordost und beginnen östlich dieses Tales in die West—Ost-Richtung einzuschwenken. Südlichere Strukturen, Inntal-Decke und östliche Teile der Lechtal-Decke, streichen mehr West—Ost. Am Rande des Unterinntales erfahren diese Strukturen eine deutliche Schleppung aus der West—Ost-Richtung in die Ostnordost- bis Nordost-Richtung. Am deutlichsten tritt dies am Unutz-Pendlings-Gewölbe hervor, ist aber auch am Karwendel-Rand vorhanden (R. v. KLEBELSBERG 1935). Östlich des Inn, im Vorfeld der großen Schubmassen der Kaisergebirgsdecke und der Reiteralm-Decke sind die Strukturen bogenförmig

gegen Norden vorgewölbt, wobei sie enger zusammenscharen, was man auf einen Zusammenschub unter dem Druck dieser Decken erklären könnte.

Bei einer Zusammenstellung dessen, was man nach dem heutigen Stand des Wissens als Tatsachen betrachten darf, ergibt sich, daß man bei einer entsprechend weiten Fassung des Begriffes „Decke“ folgerichtig den Bau der Nordtiroler Kalkalpen weiterhin in seiner alten Form erklären kann und daß es unzweckmäßig, ja unkorrekt wäre, diese alten Deckenbegriffe zu streichen.

Diese Auffassung vom Deckenbau der Nordtiroler Kalkalpen paßt sich auch sehr gut in den gesamten Bau der Ostalpen ein. Überall wieder stoßen wir auf echte Decken und auf Fenster, in denen fremde Gesteine unter ihnen vorschauen. Mitten in den östlichen Kalkalpen liegt das Fenster von Windisch-Garsten, 25 km vom Nordrand der Kalkalpen entfernt, aber nur 15 km von deren Südrand. Echte Flysch-Gesteine sind hier an einer bedeutenden Störung emporgeschuppt (R. BRINKMANN 1936, G. WOLETZ 1955). Es wurde auch noch nie die tektonische Fensternatur des Engadiner Fensters angezweifelt, das von Decken von Alt-kristallin umrahmt wird. Wie sollte Arosa-Schuppenzone mit Falknis-Graniten und Flysch neben anderen Gesteinen zwischen die einzelnen Schollen des Rhätikum kommen, wenn dort keine Deckenbewegungen stattgefunden hätten. Nicht die Details in den westlichen Lechtaler Alpen sind für die Fragen des großen Baues der Kalkalpen maßgebend, sondern die durchgehenden großen und im wesentlichen auch klaren Bauzüge. Und diese sprechen m. E. auch in den Nordtiroler Kalkalpen eindeutig für die Existenz von Decken und gegen die „gebundene Textonik“.

Schriftenverzeichnis

- Am p f e r O.: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Jg. 1907, Wien 1907, S. 389—393.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, 64. Bd., 1914, Wien 1914, S. 307—326.
 - Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (1. Fortsetzung). Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 74. Bd., 1924, Wien 1925, S. 35—73.
 - Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 77. Bd., 1927 a, Wien 1927, S. 205—232.
 - und P i n t e r K.: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 77. Bd., 1927 b, Wien 1927, S. 279—332.
 - Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 78. Bd., 1928, Wien 1928, S. 241—256.
 - Beiträge zur Geologie des obersten Lechtals (mit einem petrographischen Teil von H a m m e r W.) Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 80 Bd., 1930 a, Wien 1930, S. 103—146.
 - Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 80. Bd., 1930 b, Wien 1930, S. 407—451.
 - Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 81. Bd., 1931 a, Wien 1931, S. 25—48.

- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtals und des Großen Walsertales. *Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt*, 81. Bd., 1931 b, Wien 1931.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. (Hiezu 4 Kartenblätter 1 : 25.000.) Wien 1932, Geologische Bundesanstalt.
- Geologischer Führer für das Kaisergebirge. (Hiezu 1 Karte 1 : 25.000.) Wien 1933, Geologische Bundesanstalt.
- Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. *Denkschriften Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.*, 106. Bd., 1942, Wien 1942.
- Belastungswirkungen durch die Aufladung der Inntaldecke. *Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.*, Abt. I., 153/154, Wien 1944, S. 17—44.
- Arlt H.: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Mitt. d. Geograph. Ges. in München*, 6. Bd., München 1911, S. 337—385.
- Beurlen K.: Zum Problem der Inntaldecke. *Sitz.-Ber. d. math.-nat. Abt. d. Bayerischen Akad. d. Wiss. zu München*, Jg. 1943, München 1944, S. 239—264.
- Blumenthal M. M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 29., Basel 1936, S. 449—479.
- Boden K.: Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißbach. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Geogr. Jahresshete*, 27. Jg., 1914, München 1915, S. 173—214.
- Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. *Geogr. Jahresshete*, 28. Jg., 1915, München 1916, S. 195—236.
- Die geologische Aufnahme des Rößstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. I. und II. Teil. (Mit Karten 1 : 25.000.) *Abh. geolog. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt*, Heft 17, S. 7—45, Heft 18, S. 1—40, München 1935.
- Böhm J.: Flysch des Fürberges, Sulzberges, Teissenberges und vom Muntigl mit den Nierentalschichten. *Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt*, Wien 1890, S. 241—242.
- Der Hochfeln. *Z. d. Deutschen geolog. Ges.*, 62. Bd., 1910, Berlin 1911, Monatsberichte, S. 717—722.
- Brinkmann R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. *Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl.*, 31 Bd., 1936.
- Broili F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Neues Jahrb. f. Min.*, Bd. 37, Beilage-Bd., Stuttgart 1914, S. 391—456.
- Custodis A. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Neues Jahrb. f. Min.* 80. Beilage-Bd., Abt. B, Stuttgart 1939, S. 307—463.
- Daqué E.: Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Mitt. Geogr. Ges. München*, 7. Bd., München 1912, S. 211—279.
- Del Negro W.: Über die Bauformen der Salzburger Kalkalpen. *Verh. d. Geolog. Bundesanstalt*, Jg. 1932, Wien 1932, S. 120—129.
- Geologie von Salzburg. *Universitätsverlag Wagner, Innsbruck* 1950.
- Der Südrand der Salzburger Kalkalpen. *Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft am Haus der Natur in Salzburg*, Jg. 1955, Salzburg 1955, S. 15—23.
- Dehmel A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Neues Jahrb. f. Min.*, B, Bd. 88, Stuttgart 1944, S. 176—228.
- Eder W.: Das Heuberggebiet und sein Vorland. (Mit Karte 1 : 25.000.) *Neues Jahrb. f. Min.*, 52. Beilage-Bd., B, Stuttgart 1925, S. 1—70.
- Erhardt W.: Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. *Wissenschaftl. Veröff. d. D. und Ö. A. V.*, 11., Innsbruck 1931, S. 1—52. (Mit Karte 1 : 25.000.)
- Fuchs A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen II. (Kalkalpen Achensee—Kaisergebirge.) *Neues Jahrb. f. Min. Abh.*, Abt. B, Bd. 88, 1944, S. 337—373.
- Ganss O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. *Z. d. Deutsch. Geolog. Ges.*, Bd. 102, 1950, Hannover 1951, S. 203—211.

- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt „Schliersee“. Ausgegeben vom Bayer. geolog. Landesamt, München 1953.
- Geologie des Blattes Bergen. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geologica Bavaria Nr. 26, München 1956, 164 Seiten.
- Gillitzer G.: Geologischer Aufbau des Reiteralmgebirges im Berchtesgadener Land. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahresh., 25. Jg., München 1913, S. 161—227.
- H a a s A.: Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees in den Lechtaler Alpen. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 2. Bd., 1909, Wien 1909, S. 384—391.
- H a h n F.: Geologie der Kammerer-Sonntagshornguppe. (Mit Karte 1 : 25.000.) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 60. Bd., 1910, Wien 1910, S. 311—420 und 637—712.
- Ergebnisse neuer Spezialforschung in den deutschen Alpen.
 - 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. Geolog. Rundschau, 2. Bd., Leipzig 1911, S. 207—219.
 - 2. Lebling Cl.: Gleicher Obertitel, Untertitel: 2. Die Kreideschichten der bayrischen Voralpen. Geolog. Rundschau, 3. Bd., Leipzig 1912, S. 483—508.
 - 3. Hahn F.: Gleicher Obertitel, Untertitel: 3. Kalkalpen Südbayerns. Geolog. Rundschau, 5. Bd., Leipzig 1915, S. 112—145.
- Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. und II. Teil. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 6. Bd., 1913, Wien 1913, S. 238—357 und 374—501.
- Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. (Mit Karte 1 : 50.000.) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 63. Bd., 1913, Wien 1913. S. 1—76.
- H a m a n n P. J. und K o c k e l C. W.: Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke. Geolog. Rundschau, Bd. 45, Stuttgart 1956, S. 204—213.
- H a n i e l C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkamms und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Z. d. Deutsch. Geolog. Ges., 63. Bd., 1911, Berlin 1912, S. 1—37.
- Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich vom Oberstdorf. Mit einer Karte 1 : 25.000 und einer Profiltafel. München, Verlag Piloty & Loeble, 1914.
- H a s e m a n n W.: Geologie des Brünnstein- und Traithengebietes in den oberbayrischen Alpen. (Mit Karte 1 : 25.000.) Druckerei H. Zimmermann, Waldshut (Baden) 1929, 46 Seiten.
- H e i s s e l W.: Geologie der Vilser Alpen. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 87. Bd., 1937, Wien 1937, S. 235—273.
- Aufnahmsbericht auf Blatt St. Johann i. P. (5050). Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Wien 1938, S. 38—39.
- Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 90. Bd., 1945, Wien 1947, S. 117—127.
- Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes von O. Ampferer. Universitäts-Verlag Wagner, Innsbruck 1950. (Mit Karte 1 : 25.000 von O. Ampferer.)
- Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 94. Bd., Jg. 1949—1951, Wien 1951, S. 207—222.
- Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 96. Bd., 1953, Wien 1953.
- Zur Geologie des Untertaler Tertiärgebietes. Mit einem Abschnitt über „Schweremineraluntersuchungen an Gesteinen aus dem Untertaler Tertiär“ von G. Woletz. Mitt. d. geolog. Ges. in Wien, Bd. 48, 1955 a, Wien 1956, R. v. Kleibersberg - Festschrift, S. 49—70.
- Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, 98. Bd., Jg. 1955 b, Wien 1955, S. 183—201.
- K e r n e r F. v.: Die Überschiebung am Rothwandl im Steinernen Meer. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1922, Wien 1922, S. 142—146.
- K l e b e r s b e r g R. v.: Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin 1935.
- K n a u e r J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahreshefte, 18. Jg., 1905, München 1907. S. 73—112.
- Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. Geogn. Jahreshefte, 37. Jg., 1924, München 1925, S. 35—66.

- Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. Abh. d. geolog. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt, Heft 10, München 1933, S. 23—50.
- Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. (Mit Karte 1 : 25.000.) Wiss. Veröff. d. D. und O. A. V. 10, Innsbruck 1931.
- Schmidt-Thomé P. und Custodis A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. Neues Jahrb. f. Min. 76. Beilage-Bd., Abt. B, Stuttgart 1936, S. 161—191.
- Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). Neues Jahrb. f. Geologie und Paläontologie. Abh. 96, Stuttgart 1953, S. 339—356.
- Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1956, Wien 1956, S. 205—212.
- Kraus E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Oberstdorf. (Mit Karte 1 : 25.000.) München 1932 a.
- Die Bewegung des Erdbebens am 8. Oktober 1930 im süddeutschen Raum. 50. Ber. d. Naturwiss. Ver. f. Schwaben und Neuburg, 1932 b.
- Die Entstehung der Inntaldecke. Neues Jahrb. f. Min. Abh. B, 90, Stuttgart 1949, S. 31—95.
- Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. Mitt. der Geolog. Ges. in Wien, 47. Bd., 1954, Wien 1956, S. 141—158.
- Gedanken zur geosynkinal-tektonischen Nomenklatur. Z. d. Deutsch. geolog. Ges., Jg. 1954, Bd. 106, Hannover 1956, S. 431—438.
- Über die Strukturen der orogenetischen Narbenzone. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, Bd. 48, 1955, Wien 1956, R. v. Klebelberg - Festschrift, S. 113—128.
- Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. Z. d. Deutsch. geolog. Ges., Jg. 1956, Bd. 108, Hannover 1957, S. 141—155.
- Krauß H.: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahreshefte, 26. Jg., München 1914, S. 105—154.
- Kühnel J.: Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Lande. Geolog. Rundschau, 16. Bd., Berlin 1925, S. 378—383.
- Geologie des Berchtesgadener Salzberges. (Mit Karte 1 : 25.000.) Neues Jahrb. f. Min. 61. Beilage-Bd., Abt. B, Stuttgart 1929, S. 447—559.
- Küpper H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1956, Wien 1956, S. 227—229.
- Lebling Cl.: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geogn. Jahreshefte, 24. Jg., 1911, München 1912, S. 33—103. (Mit Karte 1 : 25.000.)
- Haber G., Hoffmann N., Kühnel J. und Wirth E.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. Abh. der Geolog. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt, Heft 20, München 1935, 46 Seiten. (Mit Karte 1 : 25.000.)
- Leuchs K.: Die geologische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. Ferdinandeaums-Zeitschrift, III. Folge, 51. Heft, Innsbruck 1907, S. 51—137. (Mit Karte 1 : 33.000.)
- Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlingsgebiet (Nordtirol). Neues Jahrb. f. Min. Jg. 1921, 1. Bd., Stuttgart 1921, S. 35—50.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Alpen. Z. d. Deutschen geolog. Ges., 75. M.-Ber. 1923.
- Kaisergebirge und Unterinntaler Tertiär. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1925, Wien 1926, S. 75—91.
- Der Bau der S-Randstörungen des Wettersteingebirges. Geologische Rundschau, 21. Bd., Berlin 1930, S. 81—96.
- Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. Z. d. Deutsch. geolog. Ges., 87. Bd., 1935, Berlin 1935, S. 703—719.
- Loesch K. C. v.: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 64. Bd., 1914, Wien 1914.
- Lutyj-Lutenko A.: Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiete der Jachenau zwischen Walchensee und Isartal. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geologica Bavarica Nr. 8, München 1951.

- Müller-Deile G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. Mitt. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle München, Heft 34, München 1940, S. 3—106.
- Mylius H.: Die geologischen Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Lech. (Mit Karte 1 : 25.000.) Landeskundl. Forsch., Herausgegeben von der geograph. Ges. in München, Heft 5, München 1909.
- Niedermayer J.: Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. (Mit Karte 1 : 25.000.) Neues Jahrb. f. Min. 76. Beilage-Bd., Abt. B, Stuttgart 1936, S. 451—511.
- Nöth L.: Der geologische Aufbau des Hochfenn-Hochkienberggebietes. (Mit Karte 1 : 25.000.) Neues Jahrb. f. Min. 53. Beilage-Bd., Abt. B, Stuttgart 1926, S. 409—510.
- Osswald K.: Das Risserkogelgebiet. (Geologie der Berge südlich Tegernsee.) (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahreshefte, 37. Jg., 1924. München 1925, S. 111—166.
- Die Wendelsteingruppe. (Mit Karte 1 : 25.000.) Mitt. d. Geogr. Ges. in München, 21. Bd., 1928, München 1928, S. 183—304.
- Geologische Exkursion zum Wendelstein. Geologica Bavaria Nr. 6. 1950. München 1951, S. 65—71.
- Petrášek W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzberges. Jahrb. d. Geologischen Bundesanstalt, 90. Bd., 1945, Wien 1947.
- Pia J. v.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. in Wien, 132. Bd., 1924, Wien 1924.
- Plöchinger B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zu Ostfuß des Untersberges; die Göllinasse und die Halleiner Hallstätter Zone. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1955, 98. Bd., Wien 1955, S. 93—144.
- Pontoppidan H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappentalpales, sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahreshefte, 24. Jg., 1911, München 1912, S. 1—21.
- Reis O. M.: Erläuterungen zu der Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahreshefte, 8. Jg., 1895, München 1896, 155 Seiten.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. (Mit Karte 1 : 25.000 von Reis O. M. und Pfaff F. W.) Geogn. Jahreshefte, 23. Bd., 1910, München 1911, S. 61—114.
- Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geogn. Jahresh., 34. Jg., 1921, München 1922, S. 223—244.
- Der Schollensbau des voralpinen Untergrundes und die neuzeitlichen Bewegungen in Oberbayern. Geogn. Jahresh., 37. Jg., 1924, München 1925, S. 253—260.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Hindelang Nr. 857. (Mit Karte 1 : 25.000.) München 1930.
- Reiser K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. (Mit Karte 1 : 25.000.) Geogn. Jahresh., 33. Jg., 1920, München 1923; 35. Jg., 1922, München 1923; 37. Jg., 1924, München 1925.
- Reithofer O.: Referierende Bemerkungen [a)—g)] über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1956, S. 213—216.
- Richter D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin des Großen Walsertales (Vorarlberg). Neues Jb. f. Min., Bd. 103, Stuttgart 1956, S. 341—374.
- Richter M.: Geologisch. Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. Sammlung geologischer Führer XXIV. Borntraeger, Berlin 1924.
- Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jb. f. Min., 63. Bd., B, Stuttgart 1930, S. 1—63.
- , Custodis H., Niedermayer J. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. (Mit Karte 1 : 25.000.) Z. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 91, Berlin 1939.
- und Schönemberg R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. Z. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 105, 1953, Hannover 1955, S. 57—79.

- Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. Aus: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Deutsche geolog. Ges., Geolog. Vereinigung und Paläontolog. Ges. Stuttgart 1956, S. 190 bis 204.
- Särehinger H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. (Mit Karte 1:25.000.) Neues Jb. f. Min., Beil.-Bd. 81, Stuttgart 1939, S. 347—476.
- Schlager M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Wien 1930, S. 245—255.
- Schmidt-Thomé P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. Z. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 91, 1939, Berlin 1939, S. 273—289.
- Neuere Kenntnisse über die Kalkalpenzone und die Alpenrandstrukturen in Bayern. Geolog. Rundschau, 37. Bd., Stuttgart 1949, S. 18—24.
- Schneider H. J.: Geologische Exkursion in das Werdenfelser Becken und zur Zugspitze. *Geologica Bavaria*, Nr. 6, 1950, München 1951, S. 50—54.
- Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zu Wetterstein- und Karwendelgebirge. *Geologica Bavaria* Nr. 17, München 1953, S. 17—55.
- Schottler W.: Die Geologie der Westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß-, Laubenstein-, Spitzsteingebiet). (Mit Karte 1:25.000.) Neues Jb. f. Min., Beil.-Bd. 72, Abt. B, Stuttgart 1934, S. 46—119.
- Schulze G.: Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkamms von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. (Mit Karte 1:25.000: Die Umrahmung des Trettach- und Traufbachtales im bayr. Allgäu.) Geogn. Jahresh., 18. Jg., 1905, München 1907, S. 1—38.
- Spengler E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geolog. Rundschau, 19. Bd., Berlin 1928, S. 1—26.
- Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. Z. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 102, 1950, Hannover 1951, S. 188—202.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen.
 - I. Teil: Der Westabschnitt der Kalkalpen. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1953, 96. Bd., Wien 1953, S. 1—64.
 - II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1956, 99. Bd., Wien 1956, S. 1—75.
- Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Wien 1957, S. 201—212.
- Trauth F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien, 29. Bd., 1936, Wien 1937, S. 473—573.
- Thurner A.: Die Puchberg-Mariazeller Linie. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 160. Bd., 1951, Wien 1951.
- Trusheim F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. (Mit Karte 1:25.000.) Wiss. Veröffentl. d. D. u. Ö. A. V., 7., Innsbruck 1930, 69 Seiten.
- Vidal H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines Vorlandes. *Geologica Bavaria* Nr. 17, München 1953, S. 56—88.
- Vortisch W.: Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). Zentralbl. f. Min. B, 1937.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. I. Bd., Abh. d. Deutsch. Ges. d. Wiss. und Künste in Prag, 1938.
- Wirth E.: Der geologische Bau des Funtenseegebietes (Steinernes Meer). Neues Jb. f. Min., 62., Beil.-Bd., B. Stuttgart 1929, S. 333—370.
- Woletz G.: Mineralogische Untersuchung von Flysch- und Gosausedimenten im Raumne von Windischgarsten. Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Jg. 1955, Wien 1955, S. 267—273.
- Wolf H. v.: Zur Geologie der Hochfellingruppe im Chiemgau. Z. d. Deutsch. geolog. Ges., 77. Bd., 1925, Berlin 1926, B, Monatsberichte, S. 66—71.
- Zeil W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. *Geologica Bavaria* Nr. 20, München 1954, S. 1—85.

Außerdem Österr. geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Blätter: Stuben, Landeck, Lechtal, Zirl-Nassereith, Innsbruck-Achensee, Achenkirch-Benediktbeuern, Kufstein, St. Johann-Lofer, Rattenberg, Kitzbühel-Zell am See und Ötztal.

Eingegangen bei der Schriftleitung am 23. Jänner 1958

*) Auf die während der Drucklegung dieser Arbeit erschienene Abhandlung von H u c k r i e d e R und J a c o b s h a g e n V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf—Pettneu), Z. d. Deutsch. geol. Ges., Jg. 1957, Bd. 109, S. 373—388, Hannover 1958, die auch das Halbfenster von Hinterhornbach betrifft, konnte nicht mehr eingegangen werden. Es wird hiezu in einer eigenen Veröffentlichung Stellung genommen werden.

