

Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich)

(dritter und letzter Teil)¹⁾

Die Lienzer Dolomiten

und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen

Von R. W. van BEMMELEN und J. E. MEULENKAMP *)

(Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln)

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	214
Summary	214
I. Einleitung	214
II. Die Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten.....	217
a) Kristalline Schiefer	217
b) Grödener Folge	218
c) Werfener Folge	218
d) Knollenkalk Folge	219
e) Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge.....	220
f) Partnach Folge	221
g) Jauken Folge	222
h) Hauptdolomit	227
i) Tscheltcher Folge	228
j) Kössener Folge	229
k) Jura	231
l) Amlacher Wiese Folge	232
m) Jüngere Bildungen	233
III. Die Tektonik der Lienzer Dolomiten	233
a) Das Kartenbild (Tafel I)	233
b) Die Querschnitte (Tafel II)	237
c) Die Geodynamik (Tafel III)	246
IV. Die Tektonik des Alpenen Rahmens	248
a) Die Störungslinien im Alpenen Rahmen	248
b) Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen	250
c) Die Geodynamik des Alpenen Rahmens	251
d) Geodynamische Hypothesen bezüglich der periadriatischen Naht.....	254
e) Die Geodynamik des Gartnerkofel—Troglkofel-Gebietes	255

¹⁾ Der erste Teil ist im Jb. Geol. B. A. 1957, der zweite Teil im Jb. Geol. B. A. 1961 erschienen.

*) Anschrift der Verfasser: Geologisches Institut der Reichsuniversität Utrecht, Oude Gracht 320, Utrecht, Niederlande.

	Seite
V. Die Geologische Geschichte	259
a) Das Kristalline Grundgebirge.....	259
b) Die Variscische Diskordanz	259
c) Die Alpine geosynklinale Phase	259
d) Die Flysch-Phase der Alpenen Orogenese	260
e) Die intermediäre Dehnungsphase	261
f) Die Molasse-Phase der Alpenen Orogenese	262
g) Die Schlußphase der Tektogenese.....	264
VI. Literatur.....	266

Zusammenfassung

Die Lienzer Dolomiten bilden den westlichen Teil des Drauzuges. Der Drauzug ist zuerst im Alttertiär, während einer intermediären Phase lokaler Krustendehnung, grabenartig abgesunken. Dieser Grabenzug wurde dann im Jungtertiär (am Ende der Molasse-Phase) zusammengedrückt. Im Querschnitt südlich Lienz beträgt diese nachträgliche Einengung des Grabens etwa 7 km.

Die geodynamische Deutung der Strukturgeschichte dieser Gebirgskette wird gegeben nach den Gesichtspunkten einer relativistischen Stockwerktektonik, wobei sich tektogenetische Prozesse verschiedener Maßstäbe und in verschiedenen Tiefenbereichen im Laufe der Zeit überlagerten (siehe Tabelle 1 auf S. 265).

Summary

The Lienz Dolomites represent the western part of the Drauzug. The latter is primarily a graben, which originated in the Lower Tertiary during an intermediary phase of local crustal extension. This graben was then compressed in the Younger Tertiary, at the end of the Molasse-Phase. The subsequent narrowing of its cross-section amounted to about 7 km in the cross-section of Lienz.

The geodynamic explanation of the structural history of this mountain range is given, according to the points of view of relativistic „Stockwerk“ tectonics. The tectogenetic processes of various dimensions and in different structural levels are superimposed upon each other in the course of time (see table 1 on p. 265).

I. Einleitung

In dieser Arbeit wird die Geologie der Lienzer Dolomiten besprochen, welche die westliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen bilden.

In den Jahren 1953—1955 wurde nach Anregung von Prof. Dr. H. KÜPPER vom erstgenannten Verfasser Kartierungsübungen mit jungen Geologiestudenten der Reichsuniversität Utrecht in den westlichen Gailtaler Alpen ausgeführt. Die Ergebnisse wurden im Band 100 dieses Jahrbuches publiziert (1957).

Dann folgten in den Jahren 1956—1958 ähnliche Untersuchungen in den zentralen Gailtaler Alpen, welche als zweiter Teil unserer Beiträge im Band 104 des Jahrbuches veröffentlicht wurden (1961).

Schließlich arbeiteten wir auch drei Sommer (1958—1960) in den Lienzer Dolomiten, welche als westliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen ebenfalls zum „Drauzug“ gehören.

Im Sommer 1959 wurde der östliche Teil der Lienzer Dolomiten vom Kandidatgeologen H. de BRUIJN und der westliche Teil vom Kandidatgeologen C. C. VERVLOET bearbeitet.

Des weiteren machte der zweitgenannte Verfasser im Sommer 1961 noch eine ergänzende, stratigraphisch betonte Aufnahme der Lienzer Dolomiten. Im selben Sommer arbeitete auch W. SCHLAGER für die Kärntner Elektrizitäts AG. im Ostende der Lienzer Dolomiten. Mittels Professor Dr. F. KAHLER konnten wir ihm damals unsere vorläufige Karte und unsere Profile zur Verfügung stellen. Die Arbeit SCHLAGERS ist inzwischen schon als seine Doktorarbeit im Jahre 1963 erschienen, während unsere Ergebnisse erst jetzt als dritter und zugleich letzter Beitrag zur Geologie des Drauzuges abgeschlossen werden.

Anfang 1964 veröffentlichte GUICHERIT die Ergebnisse seiner Untersuchungen der Jahre 1960—1962 über das Mesozoikum der Karnischen Alpen (Paularo—Pontebba—Tarvis-Gebiet). Schließlich machte erstgenannter Verfasser mit einigen Schülern aus Utrecht 1963 noch eine Exkursion im Grenzgebiet von Österreich und Jugoslawien, woran u. a. auch N. ANDERLE, K. GRAD, M. ISKRA, E. KRAUS, W. MEDWENITSCH, B. SIKOSEK und I. STRUČL teilnahmen. Während dieser Exkursion wurden unsere Einsichten bezüglich des Bauplanes des alpin-dinarischen Rahmens an der Südseite des Drauzuges weiter abgerundet.

So wie in den vorigen Beiträgen ist nur der Bauplan der alpinen Sedimentserie des Drauzuges studiert worden und nicht jener der Kristallinen Schiefer des Rahmens.

Die Karte des Mesozoikums der Lienzer Dolomiten (Tafel I) ist eine abgedeckte Karte, worauf nur größere Anhäufungen Quartärer Ablagerungen weiß gelassen sind. Auch abgerutschte Gesteinsmassen und Groß-Hanggleitungen, wie jene südlich von Bad Jungbrunn, sind nicht unterschieden worden.

Für Daten bezüglich der Forschungsgeschichte der Lienzer Dolomiten können wir auf W. SCHLAGER (1963, S. 47—50) verweisen.

Der Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Prof. Dr. H. KÜPPER, stellte uns eine handkolorierte Karte, 1:25.000, der Lienzer Dolomiten mit den Originalaufnahmen von G. GEYER (1893—1902) zur Verfügung.

Die Querschnitte (Tafel II) sind absichtlich auch diesmal wieder so konstruiert worden, daß sie nicht nur in Übereinstimmung sind mit den Geländebeobachtungen (Tafel I), sondern daß damit auch eine Deutung der tieferen Strukturen gegeben wird. Nur so wird ein wirklich dreidimensionales Bild erreicht, das zugleich als Basis dienen kann für die weitere Diskussion über die Entstehungsgeschichte des Bauplanes, die geodynamische Entwicklung (Tafel III). Mit den Überlegungen über das Werden der tektonischen Strukturen in der Zeit wird dann das vierdimensionale Bild der Geodynamik dieses Gebirges entwickelt.

Der erstgenannte Verfasser möchte diese Einleitung noch mit einigen allgemeinen Bemerkungen abschließen.

Diese Arbeit über die Lienzer Dolomiten ist die dritte und letzte seiner Studien des Drauzuges, welche mit Hilfe jüngerer Geologiestudenten der Reichsuniversität Utrecht gemacht wurden.

Mit diesen Untersuchungen wurde keine geologische Detailkartierung mit Verfeinerungen der stratigraphischen Einstufungen nachgestrebt, sondern Hauptziel war die Tektonik, die Erkenntnis des geodynamischen Werdeganges.

H. KÜPPER schrieb in einem Begleitwort zu der ersten Arbeit im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Jahrgang 1957, 100. Band, Heft 2, Seite 212) u. a.:

„Es ist klar, daß dieser Art von Betrachtungen ihre Berechtigung zukommt. Ob dieser Weg in vollem Ausmaß zu jenen Deutungen führt, die van BEMMELEN ableitet, wird in einem räumlich größeren Bereich überprüft werden müssen, da ja die momentan in einem Ausschnitt des Alpenkörpers erzielten Resultate erst dann ihre Gültigkeit erweisen werden, wenn sie in ihren allgemeinen Fassungen auf streichende Fortsetzungen sich als anwendbar erweisen.“

Zuerst wurde dann die Anwendbarkeit dieser Auffassungen bestätigt in der ostwärts streichenden Fortsetzung (Gailtaler Alpen, zweiter Teil), wo wir schreiben konnten (van BEMMELEN 1961, S. 215): „Diese weitere Bearbeitung der Geologie der Gailtaler Alpen bestätigt vollkommen die in dem westlichen Teil gewonnenen Einsichten bezüglich der Stratigraphie und Tektonik dieser zum Drauzug gehörenden Gebirgskette“.

In diesem dritten und letzten Teil werden die Ergebnisse unserer Studien des Drauzuges festgelegt, und auch jetzt können wir die Konklusion der Bestätigung wiederholen.

Es ist natürlich wahrscheinlich, daß genauere Feldaufnahmen lokale Fehldeutungen aufweisen werden; aber das allgemeine Bild der Entstehungsgeschichte des Drauzuges hat ihre Gültigkeit erwiesen.

Inzwischen erschienen in der Serie „Geologica Ultraiectina“ die Doktorarbeiten von DIETZEL (Nr. 4, 1960), van HILTEN (Nr. 5, 1960), AGTERBERG (Nr. 8, 1961), de BOER (Nr. 11, 1963), ENGELN (Nr. 13, 1964) und GUICHERIT (Nr. 14, 1964), die alle Gebiete in dem italienischen Teil der Ostalpen behandeln und die ausnahmslos die Prinzipien der Gravitationstektonik rechtfertigen.

Dazu haben die paläomagnetischen Studien von DIETZEL, van HILTEN, de BOER und GUICHERIT noch zu einem anderen wichtigen Ergebnis geführt, nämlich zu dem Vorkommen sehr großer lateraler Verlagerungen der Krustenteile im Laufe der Entwicklung der alpinen Tethysgeosynklinale. Speziell van HILTEN und de BOER haben in dieser Hinsicht bahnbrechende Arbeit geleistet.

Erstgenannter Verfasser hat diese paläomagnetischen Ergebnisse in seinen allgemeinen Auffassungen eingebaut und kam so zu einer relativistischen Konzeption der Geodynamik (van BEMMELEN 1963, 1964 a und 1964 b).

Damit wird auch die Bemerkung von H. KÜPPER beantwortet (1957, S. 212): „Schließlich wird vielleicht auch in Betracht zu ziehen sein, ob und in welchem Ausmaß ‚strike-slip faults‘ eine Rolle spielen könnten,

was bei einem tektonisch schmalen Element, wie der Drauzug es ist, zumindest vorsichtig zu prüfen sein wird“.

In dieser Arbeit über die Lienzer Dolomiten wird versucht, die geotektonische Bedeutung der großen Seitenverschiebungen, wie der Gaillinie, zu integrieren mit der regionalen und lokalen Geodynamik (siehe Fig. 2). Damit wird die relative Bedeutung der Entstehung der Lienzer Dolomiten im Rahmen der alpinen Orogenese skizziert.

Wir glauben deshalb, mit dieser Arbeit die Studien des Drauzuges in befriedigender Weise abschließen zu können. Hoffentlich werden die künftigen Alpenstudien österreichischer und ausländischer Geologen diese Konzeption der Wechselbeziehungen zwischen Undations- und Gravitations-tektonik (Primär- und Sekundärtektogenese) nicht kurzwegs und voreingenommen ablehnen, sondern versuchen, diese aussichtsvolle Betrachtungsweise weiter auszubauen.

II. Die Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten

Kristalline Schiefer bilden die Basis der Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten. Transgressiv aufgelagert finden sich die permischen Grödener Sandsteine und Konglomerate. Die gesamte Trias ist in den Lienzer Dolomiten vertreten mit einer mächtigen, hauptsächlich kalkig und dolomitisch entwickelten Serie. Es wurde eine Gliederung der Trias in Werfener-Knollenkalk-, Partnach- und Jauken-Folge, Hauptdolomit, Tscheltscher- und Kössener Folge durchgeführt. Der Jura und die kretazische Amlacher Wiese-Folge bilden die jüngsten Ablagerungen der alpinen Sedimenthaut. Stellenweise tritt Quartär auf.

Die Schichtentwicklung

a) Kristalline Schiefer

Gneise, chloritische Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer setzen den kristallinen Basiskomplex der Lienzer Schichtenfolge zusammen. Die Granatkristalle können, z. B. in der Gegend des Radigunder Bachs, bis 6–8 mm heranwachsen.

Das Kristallin bildet einen breiten Zug nördlich der Gail. Ein weiteres Vorkommen befindet sich zwischen Tristach und Tristacher See. Bemerkenswert sind die kleinen geschuppten Linsen, die im Wildbach, am Breitenstein und am Lienzer Stadtweg in die Triasschichten eindringen.

Am neuen Weg, der von Bad Jungbrunn nach dem Tristacher See führt, liegen zerstreut große Blöcke eines Intrusivgesteins herum. Es handelt sich um einen biotitführenden Hornblende-diorit, der sich schon mit bloßem Auge ganz deutlich vom Glimmerkersantit der Amlacher Wiese-Folge unterscheiden läßt. Das Anstehende des Gesteins war leider nicht mehr aufzufinden, soll sich aber nach Mitteilungen der Bevölkerung etwa an der auf der Karte angedeuteten Stelle befinden. Dieses fragliche Vorkommen ist der einzige Hinweis für Intrusiva im Kristallin der Lienzer Dolomiten.

Das Kristallin wurde nicht im Detail bearbeitet; man sehe die Arbeiten von HERITSCH und PAULITSCH (1958) und PAULITSCH (1960).

b) Grödener Folge

An einigen Stellen wurde eine transgressive Lagerung des Grödener auf dem Kristallin festgestellt, z. B. im Tuffbach, westlich Tuffbad. Große Flatschen kristalliner Schiefer liegen eingebettet in einem vorwiegend aus Quarz und Quarzsandsteingeröllen bestehendem Konglomerat. Im allgemeinen wird jedoch das Kristallin gleich von einer Serie polymikter, meist roter Konglomerate, in regelmäßiger Wechsellagerung mit roten oder grauen Sandsteinen, überlagert. Die Konglomerate führen neben Quarzgeröllen vielfach, von einigen Millimetern bis etwa 15 cm großen Komponenten der Kristallinen Schiefer und rote Quarzporphyrgerölle. Typisch ist das Vorkommen am Tristacher See, wo häufig violettgefärbte Bänke eingeschaltet sind. Mit Recht könnte man hier mit CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 282) von einem „Buntsandstein“ sprechen. Kreuzschichtung ist in den Sandsteinen nicht selten.

Südlich des Eggenkofels, beim Sattel, südlich des Hochsteins und östlich Tuffbad stehen an der Basis der Grödener Folge Quarzporphyre an. Mehrere dieser Vorkommen werden schon von STUR (1856, S. 416) genannt. Die Quarzporphyrllinsen sind wohl vergleichbar mit den aus den westlichen Gailtaler Alpen bekannten Vorkommen (van BEMMELEN 1957, S. 182—183). Die Ausdehnung dürfte größer sein als auf der Karte angegeben ist.

Die Grödener Folge bildet einen nahezu geschlossenen, an das Gailtal-kristallin anschließenden Zug; stellenweise, z. B. nördlich Laken, fehlt sie; hier stößt der Jura unmittelbar ans Kristallin. Auf das Vorkommen beim Tristacher See wurde bereits hingewiesen; im Wildbach, südlich Abfalter-sbach, kommt der Grödener zusammen mit der erwähnten Kristallinlinse eingeschuppt in den Schichten der Partnach-Folge vor.

Die Mächtigkeit wechselt von 20 bis 30 m im Abfalter-sbachgebiet bis über 500 m südlich der Modalpe, letztere große Mächtigkeit ist aber möglicher-weise tektonisch bedingt.

c) Werfener Folge

Aus den Konglomeraten und Sandsteinen der Grödener Folge gehen all-mählich die buntgefärbten Sandsteine, Mergel und Tonschiefer der Werfener Folge hervor; westlich Röthen z. B. schalten sich zwischen die oberen Konglomeratbänke des Grödener schon rote und grüne Tonschiefer ein. Als charakteristisch gilt das Vorkommen von detritalen Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. In den oberen Partien sind manchmal Rauhwacken in den Sandsteinen eingelagert (Modalpe, westliche Lienzer Dolomiten); auch SCHLAGER (1963, S. 52) weist darauf hin. Pflanzenhäcksel und Kriech-spuren sind häufig zu beobachten. Eine schöne Fundstelle des ersteren ist auf-geschlossen am neuen Holzweg der vom Gailberg Sattel nach Röthen führt: in einem bräunlich grauen, kalkigen Sandstein liegen bis 20 cm große Stiel-glieder eingebettet. Die Ablagerung der Werfener Schichten sollte also unweit der damaligen Küste stattgefunden haben.

Gipsführende dolomitische, vielleicht dem Bellerophon Niveau der Süd-alpen gleichzustellende Kalke, wie van BEMMELEN (1957, S. 183) sie aus den westlichen Gailtaler Alpen beschreibt, sind in den Lienzer Dolomiten unbekannt.

Im allgemeinen wird den Werfener Schichten skytisches Alter zugerechnet; SCHLAGER konnte diese Annahme für die Lienzer Dolomiten durch Fossilfunde (1963, S. 52) bestätigen. Es wird klar sein, daß eine genaue Belegung der (chronostratigraphischen) Grenze Perm—Trias nicht möglich ist.

Die Werfener Folge bildet einen mehrmals unterbrochenen, an die Grödener Folge anschließenden, Streifen. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden; an mehreren Stellen sind die weichen Schichten tektonisch völlig ausgequetscht und andererseits sind sie (z. B. oberhalb des Golzentipp) bis zu mehreren hunderten Metern Mächtigkeit zusammengestaucht. In einer normalstratigraphischen Aufeinanderfolge beträgt die Mächtigkeit aber niemals mehr als etwa 100 m. Das Vorkommen von Werfener beim Tristacher See, auf das CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 283) und GEYER (1903) hinwies, konnte nicht einwandfrei nachgewiesen werden. Nur an einer Stelle stehen hier einige Meter glimmerführende Sandsteine an. Anzunehmen ist, daß der Werfener wahrscheinlich schon vorhanden war, jedoch zwischen dem kompetenteren Grödener und dem Knollenkalk tektonisch bis auf winzige Reste ausgequetscht worden ist.

d) Knollenkalk Folge

Als Knollenkalk Folge bezeichnen wir die von van BEMMELEN (1957, S. 183, 1961, S. 219) als „Unterer Muschelkalk“ gedeuteten Gesteine. Weil der „Muschelkalk“ einen Begriff aus der germanischen Fazies der Trias darstellt, möchten wir diesen Namen im Alpenraum, zu dem die Lienzer Dolomiten gehören, jedoch nicht mehr benutzen.

Im Osten des Gebietes wird die Knollenkalk-Folge zusammengestellt aus dunkelgrauen Kalken, grauen Dolomiten und gelblich anwitternden, sandigen Flaserkalken. Die Kalke weisen durch den wechselnden Bestand an tonig-sandigem Material quer zu den Schichtflächen meist eine netzförmige Zeichnung auf. Auf den Schichtflächen gibt es mannigfaltig bis zu 10 cm große, ausgefüllte Grabgänge, die teilweise als *Rhizocorallum jenense* zu deuten sind (van BEMMELEN 1957, S. 184). Beide genannte Merkmale verleihen dem Kalk ein wulstig-knolliges Aussehen („Knollenkalk“!). Die Flaserkalke, die im Laner Graben, östlich der Modalpe, schön aufgeschlossen sind, zeigen ebenfalls diese Lebensspuren in großer Menge. SCHLAGER (1962, S. 54) hat den Knollenkalk der östlichen Lienzer Dolomiten untersucht und erwähnt eine Serie, den Flaserkalken auflagernder crinoidenspatführender Hornsteinkalke, die bisweilen in schmutziggrauen, splittigen Dolomit verwandelt sind. Zwischengeschaltete Dolomitbänke gibt es die ganze Knollenkalk-Folge hindurch.

Ein allmählicher Übergang zur liegenden Werfener Folge, wie van BEMMELEN (1957, S. 184; 1961, S. 219) diese aus den Gailtaler Alpen beschreibt, ließ sich in den Lienzer Dolomiten nicht feststellen.

VAN BEMMELEN (1961, S. 219) und SCHLAGER (1963, S. 54—55) geben Fossilfunde aus dem Knollenkalk der Gailtaler Alpen und der östlichen Lienzer Dolomiten. Insgesamt weisen diese zweifellos auf anisiches Alter für die Knollenkalkfolge hin.

Im Westteil der Lienzer Dolomiten ist die Knollenkalk Folge etwas anders ausgebildet als im östlichen Teil. Zusammen mit den typischen Knollenkalken finden sich hier massive und feingebankte kaffeebraune

und graue Kalke und Dolomite, in die häufig dünne Pakete von Mergeln und Mergelschiefeln zwischengeschaltet sind. Die stratigraphischen Verhältnisse der kaffeebraunen und grauen Kalke und Dolomite zu den typischen Knollenkalken ließen sich im Gelände nicht eindeutig feststellen. Es kommt uns aber vor, daß erstere das Hangende der wulstigen Knollenkalken bilden. GEYER (1903) beschrieb eine reiche Fossilfundstelle östlich der Alpeispitz. Im Abfaltersbachgebiet ergaben sich aber, außer den Lebensspuren, keine bestimmbareren Fossilien.

Auch die reichlich mit Calcitadern durchzogenen, schwarzen und grauen, tektonisch stark beanspruchten Kalke und Dolomite beim Tristacher See möchten wir in die Knollenkalk Folge einstufen.

Die stratigraphische Mächtigkeit der Knollenkalk Folge beträgt im Osten etwa 300 m, im Westen ist sie wegen der intensiven Verfaltungen schwierig festzustellen, wird jedoch die 200 m nicht überschreiten.

Maximal entwickelt erscheint der Knollenkalk auf den Mussen; nach Westen keilt er aber rasch aus und wird von einer Störung abgeschnitten. Von hier ab führt ein mehrmals unterbrochener Zug über die Latter Alm, Kofel und Alpeispitz nach Westen, bis ins Gebiet von Abfaltersbach, wo die Knollenkalk Folge in einer eng mit der Partnach Folge verfalteten Serie vorliegt.

e) Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge

VAN BEMMELEN (1957, S. 184—185; 1961, S. 220) unterscheidet an der Grenze des „Unteren und Oberen Muschelkalks“ ein „Dolomitisches Zwischenniveau“. Auch in den östlichen Lienzer Dolomiten liegt im Hangenden der Knollenkalk Folge eine Dolomitserie, die entweder gut geschichtet oder massiv ausgebildet ist und eine Mächtigkeit von einigen Zehnern Metern erreicht. Auf der Karte sind diese Dolomite der Knollenkalk Folge eingegliedert. Die Dolomite bilden auch hier die Übergangsschichten zur Partnach Folge. Stellenweise fehlt dieses Niveau aber ganz und man trifft im oberen Teil der Knollenkalk Folge mit dem charakteristischen Knollenkalk wechsellagernde, glimmerführende Sandsteine und Kalksandsteine an, die ziemlich reichlich Lebensspuren führen. Ein derartiges, glimmerreiches Niveau ließ sich auch in den westlichen Lienzer Dolomiten feststellen, wo ein „Dolomitisches Zwischenniveau“ fehlt. Die Sandsteine schwellen, z. B. bei der Alpeispitz, bis zu einer Mächtigkeit von 50 m an. Wo möglich, sind sie auf der Karte mit eigener Signatur ausgeschieden. Das Hangende der Sandsteine wird auch hier von den mergelig-kalkigen Schichten der Partnach Folge gebildet.

SCHLAGER (1963, S. 56) gibt für das „Dolomitische Zwischenniveau“ eine Mächtigkeit von etwa 100 m an; ein Großteil seines Zwischenniveaus möchten wir aber viel höher, das heißt, in die Jauken Folge bzw. in den Hauptdolomit, einstufen. Dies ist z. B. der Fall mit den geschichteten Dolomiten, die vom Jukbühel her über den Gailberg Sattel nach Westen streichen und die westliche Fortsetzung der in der Jauken Folge ausgebildeten Mulde darstellen (vgl. VAN BEMMELEN 1957, S. 199). Im Gailbergsattelgebiet erscheint diese spitze Jukbühel Synklinalen noch als eine sehr stark zusammengepreßte Mulde. Den massigen Dolomit, der oberhalb

des Wirtshauses auf dem Gailberg Sattel ansteht, möchten wir in den Hauptdolomit einstufen, wie van BEMMELEN (1957, Tafel XVII und Profil I A) das schon tat.

Die massigen Dolomite des Röthenkopfs stellen wir ebenfalls in den Hauptdolomit. SCHLAGER (1963, S. 56, 57) möchte in diesen Gesteinen eine massige Entwicklung des „Dolomitischen Zwischenniveaus“ sehen. Das Gestein entspricht aber gut dem an anderen Stellen vorliegenden, massigen Hauptdolomit, ist jedoch tektonisch sehr stark beansprucht und stellenweise fast völlig zerquetscht, z. B. am neuen Holzweg, der vom Gailberg Sattel nach der Röthen führt. In der Schlucht oberhalb des Röthenkopfes stoßen die Sandsteine und Tone der Werfener Folge unmittelbar an diesen Dolomit heran; der Kontakt wird gebildet von einer morphologisch sehr schön ausgeprägten Störungszone, die sich von dieser Stelle aus fast „messerscharf“ nach Osten, bis über den Pittersberg hinweg, verfolgen läßt.

Van BEMMELEN (1957, S. 185) erwähnt aus den westlichen Gailtaler Alpen *Daonella* cf. *taramelli* MOJSISOVICS (Det. ZAPFE), welche ladinisches Alter für die Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge aufweisen sollen.

f) Partnach Folge

Feingebankte (einige Millimeter bis etwa 20 cm), oft papierdünn spaltende dunkelgraue und schwarze Kalke und stellenweise Dolomite wechsellagernd mit Mergelschiefern bilden in den Lienzer Dolomiten eine den Partnach Schichten der Nordalpen ähnliche Gesteinsserie. Sandsteine und aufgefüllte Lebensspuren sind aus der Partnach Folge in unserem Gebiet unbekannt.

Im Westteil der Mussen sind nur im unteren Teil der Serie noch häufig Dolomitbänke eingeschaltet; im Abfaltersbachgebiet dagegen kommen Dolomitbänke durch das ganze Paket hindurch vor. Nach SCHLAGER (1963, S. 58) sind auf den Mussen in den Partnachkalken Vulkanite eingelagert, die wahrscheinlich als Porphyrite und Porphyrituffe gedeutet werden sollen. Er zieht eine Parallele mit den Augitporphyriten des Dobratschgebietes und mit dem Vulkanismus der ladinischen Wengener Schichten in den Südalpen.

Wie schon erwähnt, finden sich in den westlichen Lienzer Dolomiten in der ganzen Serie dolomitische Einschaltungen; verfolgbare Kalk- und Dolomithorizonte ließen sich aber nicht ausscheiden. In diesem Gebiet spielen Mergelschiefer einschaltungen eine bedeutendere Rolle als im Osten. Im oberen Teil der Partnach Folge wurde südöstlich Abfaltersbach ein etwa 10 m mächtiges, fossilieres Paket schwarzgrauer und grüner Tonschiefer beobachtet; das Hangende ist unbekannt, weil der ganze Knollenkalk-Partnach-Komplex von Abfaltersbach hier von einer E—W-Störung abgeschnitten wird.

Auch SCHLAGER (1963, S. 57, 58) ist die große Ähnlichkeit der Gesteine der Partnach- und Kössener Folge aufgefallen; er stellt (S. 57) die Kalke und Mergel vom westlichen Teil der Mussen bis an den Podlanig Bach zum Großteil in die Partnach Folge. Wir möchten aber GEYERS (1903) Einstufung dieser Gesteine in die Kössener Folge beibehalten. Nur Fossilfunde könnten für diese Gesteine die Entscheidung des Alters bringen.

Die Partnach Folge der westlichen Lienzer Dolomiten ergaben sich als fossilifer; im Ostteil, auf der Mussen, fand SCHLAGER (1963, S. 59) *Posidonia wengensis* WISSM. Dieselbe Muschel erwähnt van BEMMELEN (1961, S. 221) aus den zentralen Gailtaler Alpen; diese Form spricht sehr für ladinisches Alter.

Die Mächtigkeit der Partnach Folge ist durch die intensive Faltung nicht einwandfrei bestimmbar, wird jedoch 100 m nicht überschreiten. Die Partnach Folge findet sich hauptsächlich auf den Mussen und im Abfaltersbachgebiet. Es sei noch das kleine, isolierte Vorkommen im Tuffbach, westlich Tuffbad erwähnt, die einzige Stelle, wo die Jauken Folge ungestört auf der Partnach Folge liegt.

g) Jauken Folge

Als „Jauken Kalke und Dolomite“ oder als „Jauken Serie“ hat van BEMMELEN (1957, 1961) die zwischen seinem „Oberen Muschelkalk“ und dem Hauptdolomit vorkommende Kalk- und Dolomitserie zusammengefaßt. In vorliegender Arbeit möchten wir diese Einheit behalten, jedoch den Namen ändern in „Jauken Folge“. Es handelt sich also um eine lithostratigraphische Einheit, welche dem oberen Ladin, dem Karn und wahrscheinlich der Basis des Nor entspricht.

Die Jauken Folge kann man in den Lienzer Dolomiten in fünf Glieder unterteilen: A = Diploporen Riffgesteine, B = Grüne Schichten, C = Platendolomite, D = Cardita Schichten und E = Brekzien-Schichten. Das zwischen Hängende Wand und Hochstadel aufgeschlossene Profil umfaßt die fünf genannten Glieder und wird als Leitprofil der Jauken Folge in unserem Gebiet betrachtet.

Jauken A: Diploporen Riffgesteine

Hellgrauer bis weißer, feinkörniger Dolomit mit stellenweise auftretenden rötlichen Verfärbungen. Häufig findet man Diploporen. Die massig entwickelten Dolomite werden als richtige Riffe betrachtet und die z. B. im Birnbach, nördlich Luggau anstehenden, mit dem massigen Dolomit lateral abwechselnden, feinplattigen, sehr diploporen-reichen Dolomite, als Riffdetritus. Die Gesteine lassen sich, abgesehen von der reichlichen Diploporenführung, ohne Schwierigkeiten von dem zuckerkörnigen, bräunlich-grauen Hauptdolomit unterscheiden. Die Hängende Wand, der Hochstein und der Sandeck bieten schöne Beispiele dieser Diploporenriffe; auch am Eggenbach stehen die massigen Dolomite an, sind aber hier tektonisch stark zertrümmert. Im Abfaltersbachgebiet finden sich noch zwei kleinere synklinal in der Partnach Folge eingefaltete Vorkommen.

Der Übergang zur liegenden Partnach Folge ist nirgends gut abgeschlossen, im Abfaltersbach-Gebiet ist der Kontakt vielleicht gestört und bei der Hängenden Wand steht das Liegende überhaupt nicht an. Nur im Tuffbach gehen die Diploporen-Riffgesteine des Hochsteins konkordant aus der Partnach Folge hervor. Es stehen hier noch einige Meter feinplattige, dunkle Kalke an, die lithologisch ganz den Kalken der Partnach Folge entsprechen. Es folgen einige Meter schmutziggraue, grobgebänkte Dolomite, die den Übergang zum hangenden Riffkalk des Hochsteins bilden.

Die Mächtigkeit der Jauken-A-Diploporen-Riffgesteine beträgt im Hängende Wand—Hochstadel-Profil etwa 300 m. Im Hochstein—Eggen-

bach-Gebiet und am Sandeck mindestens 500—600 *m*. Letztgenannte große Mächtigkeiten entsprechen aber vielleicht nicht der stratigraphischen, weil in diesen Bereichen kein ungestörtes Profil vorliegt.

Jauken B: Grüne Schichten

Die Diploporen-Riffgesteine gehen über in graue, feingebankte, stellenweise feingeschichtete und bisweilen blau anwitternde Dolomite, in denen häufig dünne schwarze Dolomitmergel und Tonschieferschichten eingeschaltet sind. Im Hängende Wand—Hochstadel-Profil gibt es in dieser Serie mehrere (drei ?) 50—250 *cm* mächtige grüne Dolomitmergel- und Tonschieferpakete, von denen der Name „Grüne Schichten“ (nach SCHLAGER 1963, S. 60) für die ganze Jauken-B-Gesteinsserie herrührt.

Die liegenden Dolomitbänke der einzelnen Dolomitmergel- und Tonschiefer-Pakete sind manchmal an ihrer Oberseite brekzienartig zerbrochen.

Die drei genannten grünen Pakete sind wahrscheinlich Zeichen vulkanischer Aktivität. Auch SCHLAGER (1963, S. 60) denkt daran, muß aber melden, daß eine röntgendiffraktometrische Untersuchung keine Anhaltspunkte dafür gegeben habe. Eine chemische Analyse dieser Gesteine, die auf der geochemischen Abteilung der Utrechter Universität durchgeführt wurde, ergab, daß das Gestein einen sehr hohen Prozentsatz von Kalium und Silizium enthält, wie er von nicht-vulkanischen tonmergeligen Sedimenten unbekannt ist. Weil der sehr hohe Kalk/Dolomitanteil das chemische Bild trübt, ist eine einwandfreie Deutung dieser grünen Schiefer als vulkanische Aschen enthaltende Sedimente zwar noch nicht sicher, aber jedoch wohl sehr wahrscheinlich geworden.

Im Hängende Wand—Hochstadel-Profil erreichen die Grünen Schichten eine stratigraphische Mächtigkeit von etwa 100 *m*. Die vulkanischen (?) Einschaltungen wurden nur in diesem Bereich festgestellt. Einige Zehnern Meter dünnbankige, blau aussehende, manchmal Feinschichtung aufweisende, schwarze Dolomitmergel führende Dolomite am Eggenbach, die den Diploporen-Riffgesteinen aufgelagert sind, wurden mit der Jauken B der östlichen Lienzer Dolomiten gleichgestellt.

Jauken C: Plattendolomite

Zwischen dem ersten „Cardita Band“ und den „Grünen Schichten“ ist im Hängende Wand—Hochstadel-Bereich eine ziemlich monotone Serie gutgebankter, plattiger Dolomite aufgeschlossen. Die Farbe wechselt von hell- bis mittelgrau. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 50—100 *cm*, nach oben hin finden sich aber auch bedeutend geringmächtigere Bänkechen (bis zu 5 *cm*). Stellenweise kommen in der Serie noch einige Meter mächtige diploporenführende Dolomite vor. Feinbänderung tritt schon häufig auf, vor allem in den oberen Partien der Serie. Diese Feinbänderung zeigt sich nur in der angewitterten Oberfläche. SCHLAGER (1963, S. 60) meldet dunkle Dolomite mit kleinen Megalodontenquerschnitten unter dem ersten Cardita Band. Er zieht eine Parallele mit den Megalodusbänken des „Oberen Wettersteinkalkes“ von Bleiberg, wie HOLLER (1960, S. 64—66) sie beschreibt.

Die Plattendolomite sind im Hängende Wand—Hochstadel-Profil etwa 800—1000 *m* mächtig.

Die Diploporen-Riffgesteine, die Grünen Schichten und die Plattendolomite werden alle ins Ladin gestellt. SCHLAGER (1963, S. 61) nennt *Diplopora annulata* SCHAFF, womit die Alterseinstufung Ladin für den Plattendolomit sicher belegt sei.

Nur im Hängende Wand—Hochstadel-Gebiet liegen Jauken A, B und C in stratigraphischer Aufeinanderfolge vor. Nur in diesem Gebiet finden sich auch eindeutig die grünen (vulkanischen?) Tonschiefer der Jauken B. Die Jauken A, B und C sind lithostratigraphische Einheiten, welche einander lateral vertreten können; im Sandeck-Gebiet greifen die Diploporen-Riffgesteine vielleicht bis ins Karn hinein; im Lavantergraben (zwischen Lavant und Innstein) gibt es keine Diploporenriffe und unterhalb der Cardita-schichten ist eine mächtige Serie, meist plattiger Dolomite des Jauken-C-Typus entwickelt.

Wo die Jauken Folge nicht weiter aufgegliedert werden konnte, ist sie auf der Karte mit der Signatur Jauken C ausgeschieden.

Jauken D- oder „Cardita-Schichten“

Zwischen den Plattendolomiten des Jauken C und den Brekzien-schichten des Jauken E ist in den östlichen und zentralen Lienzer Dolomiten eine Serie Dolomite, Kalke, Tone und Sandsteine entwickelt, welche als Jauken D- oder „Cardita-Schichten“ gedeutet wird. Es lassen sich zwei, etwas verschiedenartig ausgebildete Typen der Jauken D unterscheiden. Der erste Typ besteht aus drei sandig-tonig-kalkigen Bändern, von einander getrennt durch Plattendolomite des Jauken C-Typus.

Die eigentlichen drei Carditabänder werden von, oft glimmerführenden, Sandsteinen, grauen Kalken und schwarzen, grünen oder roten Tonschiefern und Mergeln zusammengesetzt. Manchmal trifft man Bivalvenreste, Crinoiden und Kriechspuren an. Aus dem Bereich westlich der Weittalspitze seien aus dem oberen Teil des dritten Carditabandes die großen und schön ausgeprägten Oolithen genannt. Für Detailaufnahmen und Einzelheiten der drei Carditabänder sei verwiesen auf SCHLAGER (1963, S. 61—64, Taf. 4). Die Gesamtmächtigkeit der Jauken D beträgt 140—200 m.

Den zweiten Typ der Jauken D findet man beim Innstein und im Frauenbach, südlich Lavant. Die Gesteine, welche die Mergel-Sandstein-Tonschieferpakete trennen, werden hier nicht von feingebänderten Plattendolomiten, sondern von grauen Kalkbänken gebildet, welche durchaus keine Feinbänderung aufweisen. Der Unterschied zwischen den eigentlichen Carditabändern und den trennenden Gesteinen ist also beim zweiten Typ wesentlich geringer: Beim Innstein kann man noch drei, morphologisch schön ausgeprägte Bänder unterscheiden, im Frauenbach ist ein derartiger Unterschied nicht mehr möglich. Beide genannten Vorkommen sind jetzt tektonisch begrenzt; zwischen Innstein und Frauenbach sind wahrscheinlich jedoch noch mehrere winzige Reste vorhanden.

Während der Sedimentation des Jauken D muß es also in unserem Bereich zeitweise zu einer großen und rasch einsetzenden Zufuhr von terrigenem Material gekommen sein; die Grenze zwischen den terrigenen Cardita-Schichten i. e. S. und den trennenden Dolomiten ist immer sehr scharf.

Die Cardita-Schichten des ersten Typus bilden einen morphologisch sehr schön ausgeprägten Zug im Nordschenkel der Böses Weibele-Anti-

klinale, von Pirkach bis ins Kerschbaumer Tal, wo sie durch das Westabtauchen der Antiklinale verschwinden. Stellenweise sind die Cardita-Schichten von meist kleineren Störungen zersetzt. In dem von der großen Störung des Pirkner Grabens abgeschnittenen Südschenkel der Böses Weibele-Antiklinale sind stellenweise noch kleine, geschuppte, stark tektonisierte Linsen der Cardita-Schichten aufgeschlossen (z. B. bei Schulter und am Zochen Paß).

Aus dem Westteil unseres Gebietes sind bisher keine sicheren Cardita-Schichten bekannt. Das Fehlen könnte tektonisch bedingt sein; es ist aber nicht ausgeschlossen, daß es in diesem Bereich nicht zur Ablagerung der Cardita-Schichten gekommen ist, weil die Riffbildungen des Sandeck vielleicht bis hoch in die Jauken-Folge hineingreifen. Damit sei auch erklärt weshalb die Jauken C-Plattendolomite hier so geringmächtig entwickelt sind bzw. ganz fehlen. Eine vergleichbare Entwicklung beschreibt van BEMMELEN (1957) aus den westlichen Gailtaler Alpen (Reißkofel-Riff).

Von mehreren Autoren (u. a. van BEMMELEN 1957, 1961; HOLLER 1951, 1953, 1960; SCHLAGER 1963) sind die Cardita-Schichten des Drauzuges eingehend beschrieben worden. Die Cardita-Schichten sind in der karnischen Stufe zu stellen.

Jauken E: Brekzien-Schichten

Über dem dritten Cardita Band setzen feingebänderte, graue Dolomite ein, welche lithologisch identisch sind mit den Plattendolomiten der Jauken C und den Zwischendolomiten der Jauken D. Charakteristisch sind aber die Brekzien, welche die Hauptmasse der Jauken E bilden. Dabei gibt es alle Übergänge von normal-geschichteten, feingebänderten Dolomiten über Schichten, in welchen die Feinbänderung „wellenartig“ verläuft und das Gestein schon teilweise zerbrochen ist, bis zu völlig zerbrochenen Gesteinen. Im letzten Fall liegen die großen, eckigen Bruchstücke fast ohne Bindemittel aneinander und es stehen große, wirre Brekzienhaufen an. Es sei darauf hingewiesen, daß Bindemittel und Komponente aus demselben feingebänderten Dolomit bestehen. Zweifellos handelt es sich um eine sedimentäre Brekzie, welche syndiagenetisch durch das Abrutschen eines halbverfestigten Schlammes entstanden ist. GEYER (1903, S. 175) erwähnt diese Brekzien schon und später sind sie auch von SCHLAGER (1963, S. 65) beschrieben worden. Aus den Gailtaler Alpen wurden gleichartige Brekzien aus demselben stratigraphischen Bereich von van BEMMELEN (1961, S. 225) erwähnt. Auch HOLLER (1953, S. 71) beschreibt eine Sedimentarbrekzie in demselben stratigraphischen Bereich aus den östlichen Gailtaler Alpen und den Nordkarawanken.

Innerhalb der Sedimentarbrekzien gibt es kleinere oder größere, entweder gebankt oder massig ausgebildete, dem Hauptdolomit sehr ähnliche Dolomitmassive. Auf der Karte wurden diese als „Jauken E in der Hauptdolomit Fazies“ ausgeschieden. Größere Vorkommen sind der Wilde Sender und die Teplitzer Spitze, beide aufgebaut aus grobgebankten Dolomiten. Ein kleineres, massiges Dolomitvorkommen findet sich südwestlich des Kerschbaumer Törls. Es liegt nahe, in den genannten Dolomitvorkommen kleinere Riffbildungen zu sehen.

Die Entwicklungsgeschichte des Jauken E könnte dann folgenderweise erklärt werden: Nach der Ablagerung der Cardita-Schichten entstanden

an verschiedenen Stellen bereits kleine Riffe, zwischen denen noch feinkörniger Schlamm abgelagert wurde, der jetzt als typischer feingebänderter Plattendolomit vom Jauken-Typus vorliegt. Die Brekzienbildung könnte dann durch wiederholtes Abrutschen des halbverfestigten Schlammes an den Riffböschungen entlang erklärt werden. Nachher wurde lokal der Riffbau wieder bedeutend eingeschränkt (Sedimentation bitumenreicher dolomitischer Tone an der Basis des Hauptdolomits). Nachdem wieder günstige Bedingungen für Riffbildung eingetreten waren, kam es zur Ablagerung der großen Hauptdolomitmassive. Die hier skizzierte Sedimentationsgeschichte ist allerdings noch hypothetisch und sollte durch intensive Geländearbeit, nicht nur in den Lienzer Dolomiten, sondern im ganzen Drauzug überprüft werden.

Die Jauken E-Folge ist in einem breiten Streifen im Nordschenkel der Böses Weibele-Antiklinale bis ins Kühboden Tal zu verfolgen. Im Südschenkel derselben Antiklinale kommen nur noch kleine, geschuppte Linsen vor. Weitere mächtige Vorkommen sind am Frauental Eck, bei der Schönleiten Spitze, am Kofel und südlich des Sandeck aufgeschlossen.

Die stratigraphische Mächtigkeit der Jauken E beträgt maximal etwa 350—400 m.

Weil der gebänderte Plattendolomit den Hauptanteil der Brekzien-Schichten bildet und, wie erwähnt, lithologisch identisch ist mit dem typischen Jauken-Plattendolomit, wurden sie in der lithostratigraphischen Einheit der Jauken-Folge eingegliedert. Das Alter der Jauken E könnte als karnisch-norisch bezeichnet werden.

Im stratigraphischen Bereich des Jauken E kommt noch ein anderer, eigenartiger Brekzientyp recht häufig vor. Der Dolomit ist zerbrochen und die Hohlräume sind mit weißem Dolomitspat ausgefüllt. Die einzelnen Bruchstücke passen häufig noch mit ihren Umrissen zueinander. Da dieser Brekzientyp vor allem in den zentralen Lienzer Dolomiten beobachtet worden war, wurde im Sommer 1961 unter der Leitung von Dr. H. KÜBLER eine Exkursion durchgeführt, an welcher auch der zweitgenannte Verfasser und Herr Dr. SCHLAGER teilnahmen.

Am auffallendsten zeigte es sich, wie auch von SCHLAGER (1963, S. 65 und 66) schon bemerkt wird, daß „... die Brekzienbildung sich weder um Bewegungsfugen noch um Schichtung kümmert“. Manchmal verläuft die Brekzienbildung jedoch auch schichtparallel: in den feingebänderten Plattendolomiten sind einzelne Schichtchen angegriffen und zerbrochen, nachdem die Hohlräume von weißem Dolomitspat ausgefüllt wurden. Die Feinbänderung der hangenden und der liegenden Schichtchen setzt sich normal-parallel oberhalb bzw. unterhalb der zerbrochenen Zone fort.

Dr. KÜBLER deutete diesen Brekzientyp damals vorläufig als „Spatiationsbrekzie“. In einer späteren Publikation (KÜBLER & MÜLLER 1962) beschreibt er diesen Brekzientyp eingehend vom Brenner Mesozoikum und bildet dabei einige recht schöne Beispiele dieses Brekzientyps ab (Taf. 16).

Die „Spatiationsbrekzien“ treten vor allem auf in unserem Gebiet im Grenzbereich Jauken-Folge—Hauptdolomit und im Grenzbereich Hauptdolomit (und Tscheltscher Folge)—Kössener Folge. Sie sollten also auf unruhige Sedimentationsverhältnisse hinweisen.

h) Hauptdolomit

Bräunlich-graue, öfters „zuckerkörnige“ und bituminöse Dolomite mit splittrigem Bruch bilden die Hauptmasse des Gesteins, das als „Hauptdolomit“ gedeutet wird. Der erwähnte bituminöse Charakter ist in unserem Gebiet jedoch nicht auf den Hauptdolomit beschränkt.

An vielen Stellen ist der Übergang zum Liegenden aufgeschlossen. Im Westteil der Kerschbaumer Alm werden typische Sedimentarbrekzien der oberen Jauken-Folge (Jauken E) überlagert von feingebändertem, schwach brekziösem Dolomit. Es folgt dann 1—3 m feingeschichteter, dunkelgrauer, bituminöser Dolomit, der bereits dem Hauptdolomit zugerechnet wird. Nach oben hin geht hieraus 3—5 m feinbankiger, mittelgrauer Dolomit hervor, welcher bis 50 cm mächtige, schwarze Tonschiefereinschaltungen führt. Im Hangenden setzt dann der massive, bräunlich-graue, „zuckerkörnige“ Dolomit ein.

In den ganzen Lienzer Dolomiten sind an der Basis des Hauptdolomits diese, bis zu 50 cm mächtigen Tonschiefereinschaltungen vorhanden, wie z. B. südlich des Rastenkogels, oberhalb Pirkach. Die bei der Beschreibung des Jauken E genannten „Spatisationsbrekzien“ sind auch im unteren Teil des Hauptdolomits noch recht häufig vertreten.

Der Hauptdolomit ist in zwei verschiedenen Typen ausgebildet; entweder massig oder gebankt. Die grobkörnigen, massigen, splittrigen Dolomite des Rauchkofels, Spitzensteins, Eggenkofels und Breitensteins könnte man als Riffe betrachten, sichere Hinweise dafür, wie z. B. Anhäufungen von Diploporen, wie im Jauken A, gibt es jedoch dafür nicht.

Die gebankte Ausbildung besteht ebenfalls aus bräunlich-grauen, „zuckerkörnigen“ Dolomiten. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt von einigen Dezimetern zu etwa 2 m. Schöne Beispiele des gebankten Typus bieten die schräg nordfallenden Schichten des Spitzkofels und der Anett-Wände (westlich Pirkach). Auch innerhalb der gebankten Dolomitserien kommen jedoch an mehreren Stellen kleinere, „riffartige“ Bildungen vor. Derartige kleine „Riffe“ sieht man am Weg entlang, der von der Kerschbaumer Alm nach der Linder Hütte führt. Auch der Rote Turm und die Gämshöpfe sind derartige kleine „Riffe“ innerhalb des gebankten Typus. Beide Hauptdolomittypen sind also nicht wesentlich verschieden und sind stratigraphisch nebeneinander zu stellen.

Im oberen Teil des Hauptdolomits sind stellenweise schwarze, feinsplattige Dolomite, wechsellagernd mit schwarzen Stinkschiefern entwickelt. Vereinzelt findet man Hornsteinkonkretionen, mannigfaltig ist das Auftreten von „Spatisationsbrekzien“. GEYER (1903) und van BEMMELN (1957, 1961) wiesen auf die Verwandtschaft dieser Gesteine mit den Nordtiroler Seefelder Schichten bereits hin. Auf unserer Karte wurden sie als „Hauptdolomit in Seefelder Fazies“ angedeutet. Die Seefelder Fazies bildet mehr oder weniger große Linsen im oberen Teil des Hauptdolomits, die stratigraphische Mächtigkeit beträgt maximal etwa 100 m. Wichtige Vorkommen sind am Nord- und Südschenkel der Gaillberg-Antikline aufgeschlossen, weiter u. a. westlich des Riebenkofels und im Sängerald, westlich des Lumkofels. Am schönsten entwickelt erscheinen Schichten der Seefelder Fazies bei der Modalpe, südlich des Lumkofels; reine Dolomit-

bänke finden sich hier nur ganz selten, es steht eine intensiv verfaltete Serie schwarzer, oft kohligter Stinkschiefer an.

Die stratigraphische Mächtigkeit des gesamten Hauptdolomits wird wahrscheinlich die 700—800 m nicht überschreiten, die weit größeren Mächtigkeiten, welche am Spitzkofel, am Hochstadel usw. erreicht werden, sind wahrscheinlich tektonisch bedingt.

Der Hauptdolomit gilt allgemein als norisch.

i) Tscheltischer Folge

Dem Hauptdolomit oder der Seefelder Fazies ist im Tscheltischer Berg-Bereich und beim Lumkofel eine Serie plattiger, schmutziggrauer, öfters Feinschichtung zeigender und Hornstein führender Dolomit aufgelagert. Die Gesteine ähneln manchmal sehr dem Plattendolomit der Jauken-Folge. Manchmal schalten sich auch Kalkbänke ein, die sich nur durch Salzsäurereaktion vom Dolomit unterscheiden lassen. Solch eine Wechsellagerung kann man z. B. im Graben nördlich pt. 1814, südlich des Lumkofels beobachten. Hier sind schmutzig-graue, ziemlich grobkörnige Kalke aufgeschlossen. Das Gestein ist feingeschichtet und läßt eine Spaltung bis zu papierdünnen Schichtchen zu. Im Bereich des Tscheltischer Berges führen die hier ebenfalls grauen, Feinschichtung aufweisenden Plattendolomite stellenweise Hornstein.

Im allgemeinen ist die Trennung der Gesteine der Tscheltischer Folge von den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge nicht schwierig. Letztere sind ja charakteristisch dunkle bis schwarze, und vor allem dichte Plattenkalke, welche keine Feinschichtung zeigen und nie Hornstein führen. Auch die Grenze der Tscheltischer Folge mit den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge ist sehr scharf: sowohl beim Lumkofel wie beim Tscheltischer Berg überlagern die dichten, sehr dunklen und hell anwitternden Kalke der Kössener Folge fast ohne Übergang die schmutzig-grauen, feingeschichteten, ziemlich grobkörnigen Gesteine der Tscheltischer Folge.

Unsere „Tscheltischer Folge“ entspricht zum Teil dem „Plattenkalk“ SCHLAGERS. SCHLAGER (1963, S. 66, 67) möchte jedoch auch unsere „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge noch in seinen „Plattenkalk“ einbeziehen. Weil Fossile fehlen, ist es nicht sicher, ob diese „Plattenkalke“ beim Nor oder beim Rhät eingestuft werden müssen. Wir können uns nicht dem Eindruck entziehen, daß die Tscheltischer Folge als eine faziell abweichende Entwicklung des oberen Hauptdolomites gesehen werden soll. Die „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge dagegen gehen lateral in die „Mergeligen Schichten“ der Kössener Folge über und führen an vielen Stellen an ihrer Basis eine sedimentäre Brekzie. Deswegen, und wegen der scharfen Grenze und des lithologischen Unterschieds zwischen der Tscheltischer Folge und den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge, möchten wir SCHLAGER darin nicht folgen.

Bestimmbare Fossilien gibt es in der Tscheltischer Folge jedoch nicht. Die Gesteine dürften zum Großteil wohl norischen Alters sein; daß sie stellenweise bis ins Rhät hineingreifen ist jedoch nicht ausgeschlossen.

Die Tscheltischer Folge wurde nur in den östlichen Lienzer Dolomiten angetroffen, in den westlichen fehlt sie ganz; bemerkenswert ist auch das Fehlen der „Seefelder“ Fazies des oberen Hauptdolomits im Westteil unseres

Gebietes. Auch im Gailberg Sattel-Gebiet fehlt die Tscheltcher Folge. Die stratigraphische Mächtigkeit der Tscheltcher Folge beträgt etwa 250 m.

j) Kössener Folge

Die Basis der Kössener Folge wird an vielen Stellen von einer sedimentären Brekzie gebildet. Es folgen kalkig oder mergelig entwickelte Schichten. Im Hangenden dieser Serie tritt häufig ein Biostromniveau auf.

j') Basisbrekzie

Am schönsten läßt diese sich studieren am neuen Holzweg, der vom Gailberg-Sattel über den Silbergraben in die Richtung der Gailberger Alm führt. Das Liegende wird gebildet von dem durchaus massig entwickelten Hauptdolomit, der jedoch in den oberen Partien feingeschichtete, tonige Dolomitlinsen führt, die schönste Fließstrukturen zeigen. Es handelt sich wohl um Schlammströme, die Bruchstücke des damals halbverfestigten Untergrundes in sich aufgenommen haben. Über den Tonlinsen werden öfters dünne, aus zergrusten Bivalven zusammengesetzte Bänke beobachtet. „Spatisationsbrekzien“ im Sinne KÜBLERS sind ebenfalls recht häufig. Über diesen Schichten setzt dann die etwa 40 m mächtige Sedimentärbrekzie ein. Die Brekzie ist im allgemeinen polymikt, mit dunklen und hellen 0,5—10 cm großen Komponenten. Letztere sind meistens dolomitisch und häufig schon „vorbrekziös“ geklüftet. Das Bindemittel besteht aus einem dichten Kalk.

Bei der Ochsen-Alpe ist die hier einige zehn Meter mächtige Basisbrekzie in ihren Komponenten und ihrem Bindemittel fast rein dolomitisch. Beim Geierbichl, westlich des Lumkofels und auf der Stadelwiese ist die Basisbrekzie wesentlich geringmächtiger. Genannte und andere Vorkommen sind auf der Karte mit eigener Signatur ausgeschieden.

CORNELIUS-FURLANI (1955, S. 134) deutet den isolierten Brekzienhaufen östlich Soleck als „Rhät Basis Brekzie“. Es stehen hier einige Quadratmeter einer groben Brekzie an mit meist großen, abgerundeten Kalkkomponenten in einem Bindemittel desselben Gesteinstypus. Die Brekzie ist aber sehr verschieden von der sonst in den Lienzer Dolomiten vorkommenden Sedimentärbrekzien und läßt sich auch nicht weiter verfolgen.

j'') Kalkige und Mergelige Schichten

In den östlichen Lienzer Dolomiten ist der untere Teil der Kössener Folge fast rein kalkig entwickelt. Es liegen über dem Hauptdolomit, der „Seefelder Fazies“ oder der Tscheltcher Folge, schwarze, hell anwitternde, sehr dichte Plattenkalke, häufig mit der genannten sedimentären Brekzie anfangend. Südlich der Mukulin-Alm ist im Oberteil dieser Serie ein 15—20 m mächtiges Dolomitband eingeschaltet, das sich im Gelände über größere Entfernung verfolgen läßt, und einen guten Leithorizont darstellt.

Die gerade beschriebenen Gesteine sind in der Karte als „Kalkige Schichten“ der Kössener Folge eingetragen worden. Sie entsprechen dem „Unteren Rhät“ der Gailtaler Alpen (van BEMMELN 1957, 1961) und dem oberen Teil des „Plattenkalks“ SCHLAGERS (1963).

Die stratigraphische Mächtigkeit beträgt im Mukulin-Gebiet etwa 150—250 *m*; im Flaschberger Wald ist die Mächtigkeit wesentlich geringer. In den östlichen Lienzer Dolomiten gehen aus den Kalken durch Zunahme des Mergel- und Tonbestandes graue und schwarze Kalke, Tone und glimmerführende Mergel hervor. Vereinzelt finden sich limonitführende kalkige, sandige Bänken, manchmal von zergrusten Bivalvenresten aufgebaut.

Die Mächtigkeit läßt sich durch die sehr intensive Verfaltung schwierig schätzen, kann etwa 200—500 *m* sein. Diese „Mergeligen Schichten“ der Kössener Folge sind in den übrigen Lienzer Dolomiten gleich dem Hauptdolomit oder der „Seefelder Fazies“ aufgelagert. Die kalkigen Schichten gehen sowohl im Mukulin-Gebiet wie im Flaschberger Wald nach Westen lateral in die mergeligen Schichten über und müssen demgemäß als eine faziell abweichende Entwicklung der sonst hauptsächlich mergelig ausgebildeten Kössener Folge gesehen werden.

j''') Biostrom

Stellenweise findet sich in den oberen Partien der mergeligen Schichten eine massige hellgraue dichte Kalkbank, in ihrer Mächtigkeit wechselnd zwischen etwa zehn bis einigen Zehnern Metern. Schön ausgeprägt steht dieser Kalk südlich der Dolomitenhütte (Weißstein) an. Von hier aus führt ein manchmal unterbrochener Zug dieses Gesteins über den Franz Lerch-Weg bis an den Röthenbach heran, wo er sich in knollige Kalkbänke auflöst. Östlich des Weißsteins fehlt das Niveau in größerer Entfernung, bis es im Himperlacher Bach oberhalb Lavant wieder hervortritt. Weitere Vorkommen findet man bei Ötting und bei der Mukulin-Alm. Im letztgenannten Aufschluß enthält der Kalk schlecht erhaltene Korallen und fragile Stromatoporoïden.

Eine Deutung der beschriebenen massigen Kalke als Biostrom kommt uns sehr wahrscheinlich vor. Auch aus den westlichen Gailtaler Alpen ist ein derartiger Riffkalk bekannt (van BEMMELEN 1957, S. 191).

Die Mächtigkeit der gesamten Kössener Folge wechselt an Stellen, wo ein ziemlich ungestörtes Profil vorliegt (Mitterberg, Hintental) von 150 bis 400 *m*.

Die Kössener Folge setzt sich von der Mukulin-Alm ab nach Westen über den stark verfalteten Schichten des Riebenkofels in einem schmalen, mehrmals unterbrochenen Streifen über Leiteneck und Frauental Eck bis zum Kosterberg fort. Auch der Rainer Berg, südöstlich Abfaltersbach, besteht aus Gesteinen der Kössener Folge. Ein zweiter Zug dieser Schichten ist dem Nordschenkel der Hauptdolomitantiklinale des Spitzkofels aufgelagert und streicht südlich der Dolomitenhütte über den Roßboden weiter nach Osten bis ins Drautal.

Sehr mächtig erscheint die Kössener Folge im Flaschberger Wald; ist hier jedoch sehr stark verfaltet und geschuppt. Schwierig einzustufen sind die Kalke und Mergel zwischen Liesing und Laken (Gailtal). Sie sind auf der Karte als Kössener Folge gedeutet, könnten jedoch auch zur Partnach Folge gehören. Fossilien wurden in diesem Streifen bisher nicht gefunden. Die Kössener Folge der Stadelwiese ist eng mit dem Jura verknüpft.

Fossilien sind in der Kössener Folge im allgemeinen recht häufig. Nebst Korallen (*Thecosmilia* sp.) und Crinoidenstienglieder sind in den „Kalkigen-“

und in den „Mergeligen Schichten“ zahlreiche Brachiopoden und Lamelli-branchiaten vorhanden.

Mehrere Autoren (u. a. GEYER 1903, SCHLAGER 1963, S. 69) geben ein ausführliches Fossilverzeichnis, woraus für die Kössener Folge rhätisches Alter zweifellos hervorgeht. An Mikrofossilien ergaben sich aus einer Serie Proben aus dem Gamsbach schlecht erhaltene Foraminiferen und Ostracoden. Es ließen sich bestimmen (Det. C. C. Vervloet) *Cornuspira orbicula* (TERQ. & BERTH.), *Galea kollmanni* KRISTAN, *Spirophthalmidium triacum* KRISTAN und *Duotaxis metula* KRISTAN.

KOLLMANN (1963) untersuchte Proben, die aus den Mergeln bei der Dolomitenhütte entnommen wurden und bestimmte an Ostracoden: *Carinobairdia triassica* KOLLMANN und *Carinobairdia tenuicarinata* KOLLMANN.

k) Jura

Die Basis des Jura wird gleich über den Riffhorizont gelegt. Es überlagern den Riffkalk bei der Dolomitenhütte rote und graue Fleckenmergel und graue Kalke, die durch Ammonitenfunde nach CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 287) unterliassisches Alter aufweisen. Die Fleckenmergel überlagern transgressiv rote, an der Basis öfters brekziöse (z. B. am Stadtweg) Knollenkalke, nach oben hin übergehend in rote, sandige glimmerführende Mergelschiefer. Das Alter dieser Schichten wird von GEYER (1903) und CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 288) als mittelliasisch gedeutet. Über den Mergelschiefern, und stellenweise auch damit wechsellagernd, setzen rote und weiße, sehr dichte Hornsteinkalke ein. CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1943, S. 4) möchten diese Kalke mit dem nordalpinen, oberjurassischen Aptychenkalk gleichstellen; es würde dann in den Lienzer Dolomiten der ganze Dogger fehlen.

Am Franz Lerch-Weg werden die dunkelgrauen Kalke und Mergelschiefer der Kössener Folge von dem oberrhätischen Riffkalk überlagert; darauf liegen, an der Basis noch dünne Mergelschichten führende, graue Knollenkalke, die bereits dem Jura zugerechnet werden. Es folgen dichte sehr harte weiße Kalke. Südlich des Riebenkofels fehlt der oberrhätische Riffkalk; die Juraschichten gehen hier allmählich durch Einschaltung von roten Mergelschiefern und roten und weißen Kalken aus den grauen Mergeln der Kössener Folge hervor.

Vorkommen:

1. Als Nord- und Südschenkel der Amlacher Wiese/Kreithof Mulde und derer westlichen Fortsetzung bis Thal. Die Mächtigkeit wird hier etwa 80 m betragen.
2. Südlich des Riebenkofels, wo die Schichten den Eindruck einer eng verfalteten und geschuppten Serie machen. Stellenweise stoßen die Jura-Schichten in diesem Bereich an einer Störung unmittelbar ans Kristallin; die ganze mächtige permotriadische Serie fehlt. Eng mit der Kössener Folge verknüpft, setzt der Jura sich vom Riebenkofel über Leiteneck in einem schmalen mehrmals unterbrochenen Streifen nach Westen fort, bis er am Nudbichl wieder eine größere Mächtigkeit erreicht.

3. Im Jochbach, südlich des Rainerberges bei Abfaltersbach, stehen etwa 10 m rote und grünliche Kalke und rote Mergelschiefer an, die ebenfalls dem Jura zugerechnet werden.
4. Auf der Stadelwiese, wo jedoch die starke Tektonisierung eine Abtrennung des Jura von der Kössener Folge auf der Karte nicht zuläßt. Daß zweifellos Jura vorhanden ist, konnte SCHLAGER (1963, S. 71) durch Ammonitenfunde bestätigen.

1) Amlacher Wiese Folge

Die Gesteine der Amlacher Wiese Folge bilden den Kern der Amlacher Wiese/Kreithof Mulde. Die Folge wird von regelmäßig wechsellagernden schwarzen Kalksandsteinen, Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Tonen zusammengesetzt. Die Vermutung besteht, daß der Tonbestand nach oben hin in der Serie zu- und der Sandgehalt abnimmt. Die Sandsteine und Kalksandsteine führen häufig Pflanzenhäcksel und Pyritkonkretionen; die einzelnen Bänke sind manchmal deutlich gradiert („Geopetalschichtung“). Ebenfalls wurden, besonders bei Lavant, mehrmals Kreuzschichtung, Schrägschichtung und Erosionsflächen beobachtet. Die Unterseite der Schichten ist oft durch „Loadcasts“ („Auflastmarken“) und Kriechspuren charakterisiert.

An mehreren Stellen ist der Übergang zum Liegenden aufgeschlossen, z. B. südwestlich des Kreithofs und im Haßler Bach (bei Lavant). Südwestlich des Kreithofs steht am neuen Holzweg, der vom Weg Tristacher See—Dolomitenhütte nach Süden abzweigt, folgendes Profil an: Das Liegende besteht aus stark kalkigem, rotem Mergelschiefer des Jura, die Mächtigkeit der einzelnen Schichtchen beträgt etwa 4—5 cm. Aus dieser Serie gehen schmutzibraune, auf 3—10 cm Mächtigkeit anschwellende, sandige Kalkbänken hervor, die zahlreiche winzige Pflanzenreste führen; diese Gesteine werden schon in die Amlacher Wiese Folge einbezogen, es stehen etwa 4 m an. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen. Nach einer Lücke von einigen Zehnern Metern folgen sandige und stark kalkige Mergelschiefer, in denen ein Intrusivgestein vorkommt. Im Haßler Bach schließt der Jura mit etwa 25 m bräunlich-hellgrauen, sehr dichten, etwas knollig ausgeprägten Kalken ab. Durch Abnahme der Schichtmächtigkeit und eine Farbänderung (nach dunkelgrau bis schwarz) setzen dann sehr dünnplattige, schwarze tonige Kalkbänken ein, die bereits der Amlacher Wiese Folge zugerechnet werden.

An mehreren Stellen gibt es in der Amlacher Wiese Folge kleinere Intrusionen. GEYER (1903, S. 191) beschreibt ein derartiges Gestein von Thal a. d. Drau. CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1943, S. 5) und CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 289) nennen mehrere Vorkommen südlich des Rauchkofels. In diesem Bereich fand MUTSCHLECHNER (1952) es südwestlich des Kreithofs, an dem schon oben erwähnten Aufschluß, wo das Gestein durch den Bau des neuen Holzwegs schön aufgeschlossen ist. Es handelt sich nach MUTSCHLECHNER um einen Glimmerkersantit. Das auf etwa 40 m anstehende Intrusivgestein ist hier in dunkelgraue und bräunliche Pflanzenreste führende sehr sandige und mergelige Kalkschiefer eingedrungen. Letztere sind nahe der Intrusion auf etwa 2 m kontaktmetamorph in einen Hornfels verwandelt worden.

Mehrere, jedoch bedeutend geringmächtigere Vorkommen finden sich im Kohlstatt Bach. Die Glimmerkersantinitintrusionen sind also in der Amlacher Wiese Folge recht häufig.

GEYER (1903) schied die Gesteine der Amlacher Wiese Folge als „sandiges Rhät“ aus. CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1943, S. 3) stellten die Schichten zum ersten Male in die Unterkreide. OBERHAUSER (1960, S. A 120, 1963, S. 24—25) führte eine mikropaläontologische Untersuchung durch. Aus Proben am Lienzer Stadtweg entlang ergaben sich *Ticinella* cf. *roberti* (GANDOLFI) und *Globigerina* sp., für den höheren Teil der Folge konnte Albien-Alter wahrscheinlich gemacht werden. Mit den Schichten der Amlacher Wiese Folge vergleichbare Gesteine, welche auch gleichartige Mikrofaunen enthalten, sind OBERHAUSER aus dem Rhätikon und den Lechtaler Alpen bekannt. Deshalb kommt uns eine Alterseinstufung der ganzen Folge ins Neokom richtig vor.

Wegen der sehr intensiven Verfaltungen ließ sich kein eindeutiges Profil aufnehmen; nimmt man für die Amlacher Wiese Mulde eine einfache Muldenstruktur an, so würde die Mächtigkeit etwa 200—300 m sein, die stratigraphische Mächtigkeit muß aber wesentlich geringer sein und wird vielleicht nicht über die 50—80 m hinausgreifen. In den westlichen Lienzer Dolomiten findet sich die Folge nicht, am Nordhang der Drau, oberhalb Thal kommt sie noch einmal im Bergsturzmateriel des Mordbichls vor.

m) Jüngere Bildungen

Die meisten, größeren Ausbildungen von Moränenschutt und rezenteren Rutschmassen wurden in die Karte eingetragen, jedoch wurde keine Trennung derselben durchgeführt. Es seien noch die schönen Endmoränewälle erwähnt, welche im westlichen Kerschbaumer Tal vorliegen.

III. Die Tektonik der Lienzer Dolomiten

a) Das Kartenbild (Tafel I: Karte der Lienzer Dolomiten (1 : 50.000))

Die Lienzer Dolomiten bilden den Westteil des Drauzuges. Die Länge beträgt 35 km zwischen Gailberg-Sattel und Abfaltersbach, die Breite $4\frac{1}{2}$ km am Ostende beim Gailberg-Sattel, maximal 11 km südlich von Lienz. Bei Abfaltersbach keilt die sedimentäre Schichtfolge aus.

Die maximalen Höhen werden erreicht im Hochstadl (2680 m), in der Großen Sandspitze (2772 m) und am Spitzkofel (2718 m). Da das Drautal im Norden auf etwa 600—800 m über dem Meer liegt, und das Lesachtal im Süden auf 700—1400 m Meereshöhe, sind die Höhenunterschiede auf kurzer Entfernung sehr groß.

Die Schichten und Störungen stehen im allgemeinen sehr steil. In den Anett-Wänden¹⁾ beim Tirolertor kommen z. B. schichtparallele Wände von etwa 65° nordfallenden Dolomitplatten vor, mit 500—600 m Höhenunterschieden.

¹⁾ „Anett“ ist wahrscheinlich Dialekt für „Einöde“.

Der Rückengrat der Lienzer Dolomiten wird gebildet von einem 29 *km* langen, 1½—3 *km* breiten Hauptdolomitzug, der sich von Pirkach im Osten bis Abfaltersbach im Westen erstreckt. Es sind steil nordfallende, stellenweise fast strukturlose Dolomitmassen, welche die obengenannten höchsten Gipfel dieses Gebirges bilden.

Weitere Höhenzüge sind im Norden die markante Hauptdolomitmasse des Rauchkofels (1911 *m*) und im Süden die Gruppe Böses Weibele (2599 *m*)—Grubenspitze (2671 *m*) und die Gruppe Eisenschuß (2615 *m*)—Kreuzkofel (2694 *m*). Nahe am Südrande liegt im westlichen Teil noch der Hauptdolomitzug vom Eggenkofel (2509 *m*)—Breitenstein (2304 *m*).

Wenn man die Lienzer Dolomiten als ganzes betrachtet, bilden sie eine eingesunkene Masse permo-mesozoischer Sedimente allseitig begrenzt von Kristallinen Schiefer. Im Norden kann man drei Gruppen unterscheiden: Das Defereggengebirge mit dem Hochgrabe (2951 *m*) und dem Hocheck (2835 *m*), die Schober-Gruppe mit dem Roten Knopf (3281 *m*) und die Kreuzeck-Gruppe mit dem Hochkreuz (2708 *m*).

Im Süden findet man die Kristallinen Schiefer des Lesachtals, welche N vom Gailfuß nur bescheidenere wellige Höhenzüge bilden (Golzentipp, 2317 *m*; Leitner Wiese, 2248 *m*; Steinrastl, 2184 *m*). Aber südlich von der Gail ragt der aus paläozoischen Gesteinen bestehende Hauptkamm der Karnischen Alpen wieder zu imposanten Höhen (Königswand, 2686 *m*; Monte Peralba, 2693 *m*; Hohe Warte 2780 *m*) auf. Der Südrand der Lienzer Dolomiten im engeren Sinn wird von flexurartig abgebogenen Kristallinen Schiefer gebildet, welche noch in transgressivem Verband mit der Grödenener Folge stehen. Darauf folgen dann, auch noch im stratigraphischen Verband, aber mit vielen schichtparallelen Vergleitungen, Untere und Mittlere Trias (Werfener Folge, Knollenkalk-, Partnach Folge; z. B. SE vom Breitenstein [2304 *m*] im Westen). Darauf folgt ein großer Abschiebungsbruch oder eine gestaffelte Abbruchzone, welche jüngere Schichten der Trias oder sogar Jura mit Perm, Untere Trias oder Kristalline Schiefer in Bruchkontakt bringt.

Diese Südrandstörung läßt sich E—W an der ganzen Südseite der Lienzer Dolomiten verfolgen und findet ihre östliche Fortsetzung in der Südrandstörung der Gailtaler Alpen (van BEMMELN 1957, 1961). Diese Südrandstörung enthält Keile jüngerer Sedimente, wie den Hauptdolomitzug des Rothenkopfes im Osten, welche zwischen älteren Sedimenten tiefer eingesunken sind. Dies ist ein Argument für unsere Auffassung, daß diese Südrandstörung ursprünglich unter Dehnungsbedingungen gebildet worden ist, obschon nachträglich eine Zusammenpressung stattgefunden hat.

An ihrem Westende wird diese E—W-streichende Südrandstörung von einer NW—SE-streichenden Querstörung geschnitten, welche zugleich das Drauzug-Mesozoikum abschneidet und beendet. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine NW—SE-streichende dextrale Seitenverschiebung.

Die Nordseite der Lienzer Dolomiten kann man in drei Abschnitte teilen. Die NW-Begrenzung der Lienzer Dolomiten wird von der östlichen Fortsetzung der Pusterlinie gebildet, der die Drau von Sillian (an der Grenze zwischen Ost- und Südtirol) bis Lienz folgt. Die Pusterlinie kann dann jenseits des Lienzer Beckens noch über das Perm des Gödnachgrabens und den Granodiorit von Wöllatratten nach Obervellach in ENE-Richtung weiter verfolgt werden.

Die Pusterstörung selber ist über die ganze Strecke zwischen Sillian und Lienz vom Drau-Alluvium bedeckt worden. Nur am Mordbichl (954 m) findet sich eine im Schichtverband abgerutschte Masse von Jura—Unterkreide am Nordufer des Drautales; 2 km weiter östlich eine abgerutschte, völlig brekziierte Hauptdolomitmasse (bei der Lienzer Klause).

Der zentrale Teil der Nordrandstörungen wird (südlich von Tristach und Bad Jungbrunn) von südvergent angeschoppten W—E bis WSW—ENE-streichenden Lamellen kristalliner Schiefer mit verschuppten Gesteinen der Grödener-, Werfener- und Knollenkalk-Folge gebildet.

Der östliche Teil der Nordrandstörungen wird wieder ganz vom Drau-Alluvium verdeckt. An der NE-Seite des Drautales ist der steil nordfallende Kontakt zwischen den Kristallinen Schiefen der Kreuzeck-Gruppe und der Hauptdolomit von Rabantberg im Antimonbergwerk aufgeschlossen (siehe van BEMMELN 1957, Tafel XVIII, Profil I B und FRIEDRICH 1963, S. 183—187).

Die Rabantbergstörung ist mit Bezug auf die Tristacher See-Störung etwa 6 km dem Drautal entlang in SE-Richtung versetzt worden. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine dextrale Seitenverschiebung im Drautal zwischen Lienz (bzw. Gödnach) und Oberdrauburg.

Im Drauzugmesozoikum zwischen Oberdrauburg und Gailberg-Sattel ist diese Seitenverschiebung nicht zu erkennen. Aber im südlichen Rahmen des Drauzuges wird sie wieder angedeutet vom NW—SE-Tale zwischen Laas und Köttschach. SCHLAGER (1964, S. 99) vermutet außerdem, daß im Bereich Gailberg-Sattel—Laaser Wald eine NW—SE-streichende Querstörung vorhanden ist.

Auch im inneren Bau der Lienzer Dolomiten findet man Andeutungen für NW—SE-streichende, dextrale Seitenverschiebungen, z. B. die Ober Alpl-Störung, welche die Jurakalke etwa einen Kilometer dextral versetzten.

Es ist bemerkenswert, daß die dextralen Seitenverschiebungen am Ost- und Westende der Lienzer Dolomiten die SWS—ENE-streichende Pusterlinie nicht beeinflussen. Letztere verschiebt aber die NW-Fortsetzung der Gödnach—Oberdrauburg-Störung sinistral zur Iselstörung. Die Puster-Störung ist also das jüngere Element im Bauplan.

Die innere Struktur der Lienzer Dolomiten besteht aus steilen, fast isoklinalen Antiklinen und Synklinen, welche von steilen Störungen geschieden werden. Die Hauptstörungen sind entweder schichtparallel oder schneiden die Schichten spitzwinklig. Auch diagonale Nebenstörungen treten auf. Die Bewegungsvergenz ist im allgemeinen südwärts (steil nordfallende Längsstörungen und Achsenflächen). Nur am Westende, S und SE von Abfaltersbach, kommen auch deutlich nordvergente Anschupungen vor.

Sofern an den nordfallenden Längsstörungen der relativ gehobene Nordblock aus älteren Gesteinen besteht, sind zwei Deutungen möglich. Entweder es handelt sich um eine primäre, südvergente Aufschiebung (Abb. 1 a) oder es war eine ursprünglich südfallende Abschiebung (normaler Dehnungsbruch), dessen oberer Teil nachträglich umgedrückt worden ist, so daß der Ausbiß jetzt wie eine steile Aufschiebung ist (Abb. 1 b). Viele Beispiele solcher sekundär-tektonogenetischen Umklappungen wurden durch

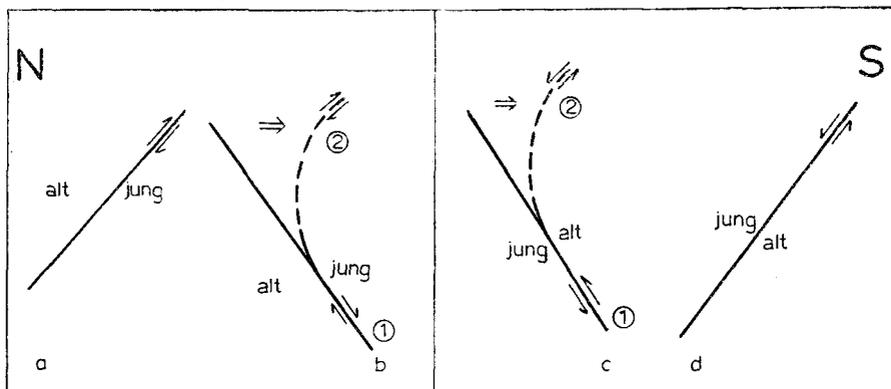


Abbildung 1:

Vier Deutungsmöglichkeiten der nordfallenden Längsstörungsflächen in den Lienzer Dolomiten.

kleintektonische Beobachtungen von Utrechter Geologen bewiesen, z. B.: Judikarien-Bruch N und S von Meran durch DIETZEL (1960) und van HILTEN (1960), Pustertal-Bruch und Suganer-Bruch von AGTERBERG (1961), Bossano-Bruch von de BOER (1963). Im Falle der Lienzer Dolomiten liegen aber keine statistisch bearbeiteten kleintektonischen Beobachtungsdaten vor und kann die Entscheidung zwischen beiden geomechanischen Erklärungsweisen (I a und I b) nicht darauf gegründet werden.

Zu ähnlichen Überlegungen kommt man für die steil nordfallenden Störungen, welche mit den oben genannten abwechseln und wobei der Nordblock aus Sedimenten besteht, die jünger sind als jene im Südblock. In diesem Falle könnten auch zwei Deutungen gegeben werden. Entweder es war eine primäre nordvergente Aufschiebung, deren oberer Teil durch nachträglich südvergenten Anschlag umgeklappt ist, so daß ihr Ausstrich jetzt eine nordvergente Abschiebung indiziert (Abb. 1 c), oder es war primär ein nordfallender normaler Abschiebungsbruch, welcher durch Dehnung entstand, dessen oberer Teil auch durch einen nachträglichen südvergenten Anschlag nicht weiter deformiert (höchstens etwas flacher gelegt) wurde (Abb. 1 d).

Bei der Kombination a+c würden südvergente und nordvergente Aufschiebungen miteinander abwechseln. In breiten Mulden können zwar entgegengesetzte, von den Rändern zum Zentrum hinggerichtete, Vergenzrichtungen auftreten, wenn Abgleitungen vom Rahmen zum Beckeninnern stattfinden („Volltroggleitungen“; siehe van BEMMELN 1955), aber ein Wechsel derselben, wie in den Querschnitten der Lienzer Dolomiten, ist in diesem Falle mechanisch weniger wahrscheinlich (siehe das nächste Subkapitel Punkt III b). Die Kombinationen a+d und b+c würden Abwechslung von Kompression und Dehnung im selben geodynamischen Akt bedeuten, was mechanisch unmöglich ist.

Aber die Deutungsmöglichkeit, wobei angenommen wird, daß eine intermediäre Dehnungsphase aufgetreten ist, welche das grabenartige Einsinken des Drauzuges verursachte und dann nachträglich eine größtenteils süd-

vergente Zusammenstauung stattfand (Kombination b+d) stimmt vollkommen mit den diagnostischen Beobachtungen überein, wie im nächsten Subkapitel (III b, die Querschnitte) noch näher dargelegt wird. Das komplexe Strukturbild der Lienzer Dolomiten kann nicht durch progressiven, andauernden Zusammenschub (Kombination a+c) erklärt werden (wie das z. B. von SCHLAGER 1964, vorgeschlagen wurde), wenn man den Mechanismus tiefergehend analysiert und nicht nur mit Schlagwörtern beschreibt.

In dem östlichen Teil des Drauzuges, südlich von Klagenfurt, bestehen außerdem zu dieser Zeit noch immer deutlich die von uns angenommenen Verhältnisse, nämlich grabenartige Senkungsfelder (worin in diesem Falle auch tertiäre Sedimente abgelagert sind), welche nachträglich wieder zusammengestaucht und teilweise überschoben wurden (die Nordkarawanken-Überschiebung).

b) Die Querschnitte (A bis H, Tafel II)

A—A' (Gailberg-Sattel)

Bei der Kirche von Oetting an der Nordseite kommt noch etwas Hauptdolomit vor, welcher mit höheren Teilen der Kössener Folge in Kontakt kommt. Dann folgt südwärts zuerst eine große Synkline, von Rhätschichten (Kössener Folge), welche wohl einen komplizierteren Bauplan hat als der einer einfachen Synkline, welche im Querschnitt angedeutet ist. Diese Synkline bzw. isoklinales südvergentes Synklinorium ist durch einen nordwärts konkaven Abschiebungsbruch getrennt vom nächsten Strukturelement, der Gailbergbach(-Silbergraben)-Antikline. Diese Antikline läßt sich im Bauplan der Lienzer Dolomiten westlich nach der Scharten Alm-Antikline verfolgen (B—B'). Die Gailbergbach-Antikline ist wiederum durch einen nordwärts konkaven Abschiebungsbruch getrennt von der Gailbergsattel-Antikline. Dieses Element, das in „Gailtaler Alpen I“ beschrieben wurde (van BEMMELEN 1957), taucht steil westlich ab. Es ist möglich, daß es sich um zwei gestaffelt angeordnete Antiklinen handelt. Aber die Verfasser sind der Meinung, daß die Gailbergbach-Antikline wahrscheinlich die nordwärts abgeschobene obere Partie der Gailbergsattel-Antikline ist, wie die konkave Form der Störung zwischen den beiden Elementen andeutet.

S der Gailbergsattel-Antikline folgt eine Serie von Abschiebungsbrüchen, welche mit der großen Südrand-Störung zusammenhängen. Bemerkenswert sind zwei Hauptdolomitkeile, welche tiefer als die umgebende Sedimentfolge eingesunken sind. Das deutet darauf hin, daß zuerst (und vorübergehend) Dehnungsbewegungen mit keilförmigen Rissen stattgefunden haben, worin Sedimentmassen tiefer als ihre Umgebung einsinken konnten. Dann wurde nachträglich die gesamte Struktur wieder zusammengestaucht, wobei der Bauplan seine endgültige Struktur erhielt.

B—B' (Stadelwiese—Scharten Alm)

Am Nordende des Profils läßt das Fehlen der Cardita Bänke, in den Anettwänden, zwischen steil nordfallendem ladinischem und norischem Dolomit (Jauken Folge und Hauptdolomit) eine steile, schichtparallele, südvergente Aufschuppung vermuten. Dann folgt der große Hauptdolomitkamm, der das Rückgrat der Lienzer Dolomiten bildet.

Die große Mächtigkeit des Hauptdolomites, der von etwa 1 km bis auf mehr als 2 km in der Großen Sandspitze anschwillt (Profil D—D'), läßt eine tektonische Verdopplung vermuten. Da der Südflügel normal stratigraphisch in ältere Sedimente übergeht, handelt es sich wahrscheinlich um eine zugedrückte isoklinale Syncline mit steil nordfallender Achsenfläche.

Eine Unterstützung für diese Annahme wird durch das merkwürdige Vorkommen der Kössener Folge und des Jura auf der Stadelwiese geliefert, welche man als Rest der vom Synklinalen Kern ausgequetschten plastischen Schichten betrachten kann.

Die Schichtfolge der Stadelwiese ist nur an ihrer NW-Seite im Gebirgskamm zwischen dem Rudnickofel und beim Grenzstein gut aufgeschlossen. An der NE-Seite kommen die Basis-Brekzien der Kössener Folge vor. Die weitere Oberfläche der Stadelwiese, speziell bei der Umholden-Alm an ihrem Südostfuß, macht den Eindruck einer Fließmasse (Gleitungs-masse).

Winzige Reste dieser verquetschten und verschuppten Muldenzone findet man noch E Stadelwiese (etwa 100 m S des Rastenkogels, 1169 m), und W Stadelwiese (am Weg Garnitzenkar—Hochstadel, sowie im Zabratkar, siehe SCHLAGER 1963, S. 93—94).

Unter dem liegenden Flügel der Hochstadel-Syncline folgt stratigraphisch normal die Jauken Folge. Zuerst die Dolomitischen Brekzien (Jauken E), dann im Rosengarten die Cardita Bänke mit zwischengeschalteten Dolomitbänken (Jauken D, siehe SCHLAGER 1964, Fig. 2 auf Tafel 4), schließlich im Raneck eine mächtige Serie plattiger, heller Dolomite (Jauken C). Die ganze Jauken Folge fällt steil Nord und ist hier etwa 1000 m mächtig. Im Raneck findet man Andeutungen für eine antiklinale Umbiegung.

Darauf folgte eine markante Störung, welche von Flaschberg über Villa Weinberg zum SE-Ende des Badstübelkars zu verfolgen ist. SCHLAGER (1963) zeichnet wohl richtig (in seinen Querschnitten 14—15—16) den Ostteil dieser Störung mit steilem Südfallen, das sich dann westwärts in steiles Nordfallen ändert (Profile 10—13). Das stimmt überein mit unserer Auffassung, daß das Oettinger Synklinorium ursprünglich eine grabenartige Einbruchzone bildete, welche dann nachträglich südvergent zusammengedrückt wurde.

Die Südflanke des Oettinger Synklinoriums schließt im Bereich des Pirknerbachs an die südvergent angeschuppte Tscheltscher Folge, welche die Nordflanke der Scharten Alm-Antikline bildet. Die Strukturen dieser Nordflanke konnten aber im Gelände nicht genügend geklärt werden.

Der Südflügel der Scharten Alm-Antikline wird durch die südfallende Podlanigbach-Störung abgeschnitten. Diese Störung ist konkav nach Süden und hat deutlich den Charakter eines normalen Abschiebungsbruches (Dehnung). Sie trennt die Scharten-Antikline von einer Syncline (oder „Synklinorium“), welche sich westwärts über den Lumkofel (C—C') bis zum Riebenkofel (D—D') verfolgen läßt. Dieser Synklinalzug ist ein grabenartig eingesunkenes Strukturelement zwischen dem Scharten Alm-Hoch und der Südrand-Störungszone, welche bei der Absenkung (oder nachträglich) noch einer Zusammenstauung unterworfen wurde.

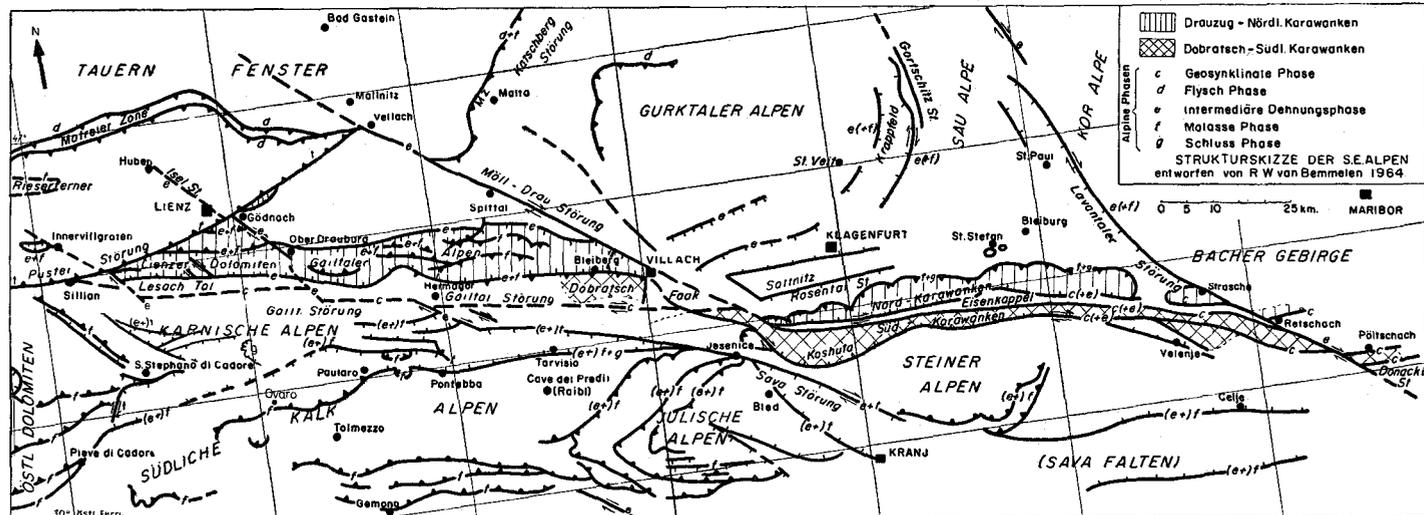


Abbildung 2:
Strukturskizze der SE-Alpen

C—C' (Lavant—Hochstadl—Lumkofel)

Bei Lavant fängt ein dritter und wichtigster Teilgraben des Drauzuges im Lienzer Bereich an; die Amlacher Wiese-Syncline. In diesem Ost—West-Grabenzug sind Jura—Neokom-Ablagerungen aufgeschlossen, welche nachträglich noch vom Norden her zusammengeschoben wurden.

Der Südflügel dieser Syncline besteht aus steil südfallenden Kössener Mergelkalken und Tonmergeln, welche durch einen schichtparallelen Abschiebungsbruch vom Plattendolomit des Jauken C geschieden werden.

Die Rhätschichten zeigen im Himperlanner Bach typische Kollaps-Erscheinungen mit Nordvergenz, zufolge der Reliefunterschiede. Die Erosion von Wasser und Eis verursachte hier lokale Akkumulationen der Energie der Lage, welche von den Mergelkalken und Tonschiefern nicht ertragen wurden, so daß die Schichten am Fuße der Abhänge durchknickten und hinausshoben.

Die Plattendolomite erreichen eine Gesamtmächtigkeit von etwa $1\frac{1}{4}$ km, ohne daß in diesem Querschnitt Einschaltungen von Carditabänken auftreten. Nur etwas östlicher, am Ausgang des Lavanttales, findet man einige verschuppte Massen derselben lokal aufgeschlossen. Diese Beobachtungen deuten auf eine Aufschuppung im Bereich der Plattendolomite, welche die große (scheinbare) Mächtigkeit erklärt.

Auch der Kontakt zwischen den Plattendolomiten und dem zentralen Hauptdolomitzug ist nicht stratigraphisch normal, da hier wiederum die Carditabänke fehlen.

Im Südabhang des Hauptdolomitkammes, zwischen Hochstadel (2680 m) und Pirkner Bach (etwa 1500 m), tritt eine sehr mächtige, nordfallende Serie der Jauken Folge auf, welche unmittelbar an die Scharten-Antikline anschließt, so daß hier die ganze Oettinger-Syncline als Strukturelement an der Tagesoberfläche verschwunden ist.

Diese merkwürdigen Verhältnisse lassen sich wie folgt erklären: Die Cardita Bänke erreichen an der Ostseite des Badstübelbachs im Rosengarten Höhen von fast 2200 m, während sie am Westufer des Baches nur bis 1950 m reichen. Unter dem Quartärschutt ist hier wahrscheinlich ein Abschiebungsbruch mit einem vertikalen Betrag von etwa 250 m vorhanden. Dieser Abschiebungsbruch biegt von E—W-Streichen am Westende des Badstübelkars um in N—S-Streichen wo er als sinistrale Seitenverschiebung zwischen Jauken Folge und Kössener Folge auftritt. Die südvergente Aufschiebung (südlich vom Raneck in B—B') wird von dieser Seitenverschiebung um etwa 750 m nach Süden versetzt und streicht dann weiter WSW zur Klause (± 1400 m) im Pirkner Bach, wo sie weiter westsüdwestlich den Störungskontakt zwischen der Jauken Folge (Hängende Wand) und der Tscheltcher Folge der Scharten-Antikline bildet.

Es ist deutlich, daß hoch an der Nordwand des Pirkner Baches vom Hochstadl Zug ein Abriß der Jauken Folge stattfand, wobei eine große Masse derselben über den Oettinger Graben hinwegschob. Das plötzliche Verschwinden der letztgenannten Einheit zwischen den Profilen B—B' und C—C' (so auch zwischen den Profilen 8 und 9 SCHLAGERS 1964) findet mit dieser Vorstellung eines schaufelförmigen Abschiebungsbruchs eine logische Erklärung.

Der Südteil von C—C' ist analog dem Südteil von B—B', das heißt, eine ziemlich einfach gebaute Syncline. Die scheinbar „Liegenden Falten“, die im NO-Hang des Lumkofel von der Scharten-Alm aus zu sehen sind, sind nur die Folge des kleinen Schnittwinkels zwischen Erosionsoberfläche und den flachwellig nordfallenden Schichten im Südflügel der Podlanigbach-Syncline.

D—D' (Tristach—Laserzwand—Böses Weibele—Rieben Kofl)

Dies ist der längste und vollständigste Querschnitt in den Lienzer Dolomiten, worin ihr Bau am klarsten hervortritt.

Im Norden, bei Tristach, sind die Kristallinen Schiefer mit steil nordfallenden Bruchflächen gegen Permo-Trias-Schichten aufgeschoben. Der eingeklemmte Keil der Knollenkalk Folge zwischen Grödener Folge im Süden (mit einem kleinen Fetzen Werfener Schichten) und Kristallinen Schiefen im Norden deutet darauf hin, daß man es auch hier mit einem ursprünglich südfallenden Abschiebungsbruch zu tun hat, welcher durch begleitende antithetische, nordfallende Abschiebungen zuerst einen Y-Bruch bildete, worin Keile jüngerer Schichten einsenken konnten. Nachher ist durch Anschub vom Norden her dieser Teil umgeklappt, so daß die Bruchflächen jetzt steil nordfallend sind (siehe auch Taf. III, Genetische Profile).

Der Kontakt zwischen der Grödener Lamelle und dem Hauptdolomitklotz des Rauchkofels ist durch das Quartär des Tristacher Sees verdeckt. An seiner Südseite ist der Rauchkofel gegen die Amlacher Wiese Folge aufgeschoben. Hier kommen auch Aufschlüsse von tertiären Ganggesteinen vor (Biotitkersantite, MUTSCHLECHNER 1952). Diese Intrusionen deuten darauf hin, daß hier (vorübergehende) post-neokome Dehnungen das Hochdringen des Magmas erleichterten, bevor die Schichten wieder zusammengepreßt wurden. Auch diese Intrusionen sind ein Argument, die Störung zwischen Rauchkofel und Amlacher Wiese-Syncline als eine Abschiebungsbruchstufe an der Nordseite des Drauzuggrabens zu betrachten, welche dann nachträglich durch Anschub vom Norden her umgeklappt wurde.

Der Südflügel der Lavanttaler Syncline schließt mit einem nordfallenden Abschiebungsbruch bei steil südfallendem Jaukendolomit an.

Letztere enthalten am Fuß der Laserzwand noch Cardita-Bänke. Die Hauptdolomitmasse der Laserz-Gamsköpfe-Wand ist ziemlich strukturlos. Doch die sehr große Mächtigkeit (etwa 2 km) läßt hier eine synklinale Verdopplung vermuten (westliche Fortsetzung der Hochstadl-Syncline).

S der Gamsköpfe passiert man zuerst den Oberrand der großen schaufelförmigen Abschiebung, welche im vorigen Profil (C—C') einsetzte. In diesem Profil (D—D') bildet die Jauken Folge eine schöne symmetrische antiklinale Umbiegung mit vertikaler Achsenfläche zwischen der Gruben-Spitze und dem Bösen Weibele.

Die Antikline hat den Oettinger Graben ganz überfahren und ist gegen die Tscheltscher Folge der Schatzbühel—Scharten-Antikline angeprallt, wobei noch eine Lamelle vom Hauptdolomit des eigenen Daches eingewickelt und eingeklemmt ist (siehe E—E'). Südlich davon folgt dann der Grabenzug des Riebenkofels—Podlanigbaches, mit Rhät—Jura-Sedimenten. Ob schon die Aufschlüsse im allgemeinen schlecht sind, lassen sich am Osthang

des Riebenkofels in der plastischen Kössener Folge mit Kalkzügen einige Faltenachsen feststellen.

Die Südbegrenzung dieses Teilgrabens ist auch in diesem Querschnitt die große Abbruch- und Flexurzone am Südrande der Lienzer Dolomiten.

E—E' (Spitzkofel—Eisenschuß)

An der Nordseite findet man zuerst die steile, südvergente Aufschiebung der Rauchkofel-Masse gegen den Synklinalzug der Amlacher Wiese. Dabei sind $\frac{1}{2}$ km westlich vom Profilschnitt einige Keile Kristalliner Schiefer mit hochgeschleppt worden.

Im Südflügel dieser Synklina werden die steil nordfallenden Schichten der Kössener Folge wahrscheinlich stratigraphisch normal vom Hauptdolomit unterlagert. Der Abschiebungsbruch, welcher südlich von Weißstein in D—D' noch den Kontakt mit der Jauken Folge bildet, ist hier nicht mehr erkennbar. Die Ursache davon ist, daß zwischen D—D' und E—E' im Galitzenbach ein Querbruch auftritt, an dem entlang die westliche Hauptdolomitmasse abgesunken ist und sprungweise von 2 km Breite auf 3 km zunimmt.

Diese sehr große Mächtigkeit läßt im Spitzkofel-Querschnitt nicht nur eine synklinale Verdoppelung, sondern auch Aufschiebungen vermuten. Darüber läßt sich aber wenig aussagen, da die Hauptdolomitmassen ziemlich strukturlos sind und Leithorizonte fehlen.

Beim Hallebach-Törl (westlich vom Kerschbaumer Alm-Schutzhaus) quert das Profil die große Abschiebungszone, welche schon in den vorigen Profilen (C—C' und D—D') geschnitten wurde. Die Jauken Folge der Böses Weibele-Antikline keilt hier westwärts aus und an ihrer Stelle tritt eine breitgewölbte Antikline von Hauptdolomit. Diese Eisenschuß-Antikline ist das Dachgebiet der Böses Weibele-Antikline, das mit Bezug auf den aus Jauken Folge bestehenden Kern weiter südwärts abgeglitten ist. Das Ostende des Eisenschußzugs wird bei Soleck noch teilweise von der Böses Weibele-Einheit wieder überholt und eingewickelt. Aber südlich vom Zochenpaß ist die Abgleitung des Hauptdolomitdaches deutlich erkennbar, wobei die Cardita-Bänke als Schmierhorizonte funktionierten und dabei stark zerfetzt wurden.

Bei dieser Abgleitung hat der Eisenschußzug die Scharten-Antikline, gegen den der Böses Weibele-Zug noch in C—C' und D—D' anprallte, ganz überfahren. Das Profil schneidet NW von Tuffbad Kössener und Jura-Schichten, welche wahrscheinlich die Fortsetzung der Südflanke vom Riebenkofel, östlich von Tuffbad bilden.

Die strukturell und stratigraphisch obengelegene Masse (Eisenschußzug) ist also weiter südvergent verlagert worden als ihre Basis (Böses Weibele-Zug). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf den gravitationellen Charakter dieser Tektogenese. Es ist ein Beispiel lokaler Gleittektonik im Bauplan der Lienzer Dolomiten.

Im Süden quert E—E' die Ober Alpl-Masse, welche hier aus Diploporen-Riffen besteht (Jauken Folge A). Diese Ober Alpl bilden einen diagonalen Zug im Bauplan. Die Ober Alpl-Störung an ihrer NE-Seite ist wahrscheinlich eine dextrale Seitenverschiebung, welche den Jura—Kössener-Zug etwa einen Kilometer nordwestwärts versetzt hat (zum Südabhang des Sandecks, siehe Profil F—F').

Im Ober Alpl-Zug findet man auch die ersten Andeutungen, daß die Südvergenz, welche in dem zentralen und östlichen Teil der Lienzer Dolomiten vorherrscht, sich ändert in eine Nordvergenz, welche im Westteil ganz auffallend ist (siehe Profile G—G' und H—H').

Zwischen Tuffbad und Hochstein wird der Südrand-Abbruch durch eine dextrale, ungefähr N—S-verlaufende Seitenverschiebung etwa 300 *m* nordwärts versetzt. Diese Seitenverschiebung biegt dann möglicherweise um den Hochstein herum und mündet dann in die NW—SE-verlaufende Ober Alpl-Seitenverschiebung. Da wegen der Quartärüberlagerungen des Tuffbadtales hier keine direkten Beobachtungen möglich sind, wäre es auch möglich, daß die N—S-Störung von Tuffbad die Ober Alpl-Seitenverschiebung und die südvergente Eisenschuß—Soleck-Aufschiebung quer schneidet. In dem Falle wäre sie das jüngste Strukturelement im Bauplan.

F—F' (Sandeck—Lotter Alm)

Am Stadtweg, SE von Hintental, kann man bei der Kehre auf fast 800 *m* Meereshöhe beobachten, wie die steil nordfallenden Jurakalkbänke durchgknickt und dem Tal zugeschoben sind.

SW von Hintental befindet sich an der Nordseite des Drautaales auf 750—800 *m* Höhe eine Masse brekzierten Hauptdolomits, welche sich wahrscheinlich von der Scheibenwand (etwa 1300—1600 *m*) gelöst hat und abgerutscht ist. An der Westseite der Abrutschbahn ist eine NNW—SSE-Störung, die den Ostblock (mit der Scheibenwand) relativ gehoben hat, wodurch das Auftreten dieser Abrutschung gefördert wurde.

Etwas ähnliches wiederholte sich 2 *km* westlich vom Leisacher Almbach. Dort hat sich am Südabhang des Drautaales eine Masse Jura-Neokom-Schichten von der Kleinen Daberwand gelöst (etwa 1300—1700 *m*). Diese Masse liegt jetzt, teilweise noch im stratigraphischen Verbände, an der Nordseite der Drau, wo sie den, schon GEYER bekannten und von CORNELIUS-FURLANI (1955) beschriebenen, Mordbichl (954 *m*) bildet. Auch in diesem Falle können lokale Querstörungen Anlaß zum Bergsturz gewesen sein. Auf der Karte GEYERS kommt noch am Südufer der Drau, wo die westliche Störung den Fluß erreicht, der „Glimmerporphyrid von Thal“ vor, welche vielleicht mit den post-neokomen Glimmer-Kersantiten der Amlacher Wiese weiter östlich zu vergleichen ist (MUTSCHLECHNER 1952). Dieser Aufschluß ist jetzt aber vom Schutt überdeckt.

Wenden wir uns jetzt wieder dem Querschnitt F—F' zu, so sehen wir an der Nordseite zuerst eine Syncline mit einer steil nordfallenden Achsenfläche. Darunter folgt der Hauptdolomit des Hauptkammes, welcher hier fast 2 *km* breit und vermutlich in sich verfaultet ist.

In der Kofel-Sandeck-Gruppe treten Brekzien, Plattendolomite und Diploporen Riffe der Jauken Folge auf (A — C — E).

Am Südabhang der Sandeck quert das Profil einen merkwürdigen, schmalen E—W-Zug von Jurakalken, eingeklemmt zwischen Elementen der Jauken Folge. Dieser Jurazug ist wahrscheinlich die Fortsetzung des Riebenkofel-Teilgrabens, welcher von der Ober Alpl-Störung etwa 1 *km* nach dem Nordwesten versetzt worden ist. Der Riebenkofel-Teilgraben, welcher an der Südseite des großen Drauzuggrabens liegt, findet hiedurch seine Fortsetzung in einem Teilgraben, der ungefähr in der Mitte der Lienzer

Dolomiten verläuft. Diese Verlagerung im Bauplan wird kompensiert durch die Einschaltung des Eggenkofel-Teilgrabens, welcher am Ende der Beschreibung von F—F' besprochen wird.

Die dextrale Ober Alpl-Seitenverschiebung ist ein fremdes Element im inneren Bauplan der Lienzer Dolomiten. Sie gehört wahrscheinlich zu den dextralen NW—SE-Seitenverschiebungen des Rahmens, welche schon im Subkapitel III a erwähnt wurden und deren geotektonische Bedeutung im Subkapitel III d näher analysiert wird. Der Sandeck-Grabenzug läßt sich weiter westwärts verfolgen in den Keilen von Gesteinen der Kössener Folge und des Jura zwischen Jauken-Elementen im Süden und dem Hauptdolomitkamm im Norden (Profil G—G').

Der Sandeck-Teilgraben wurde nachträglich von Norden her (also südvergent) etwas zusammengedrückt. Aber hier endet wohl die deutliche Südvergenz, welche nach der intermediären Dehnungsphase aufgetreten ist. Weiter westlich wird der Einfluß des Zusammenbruches der Südrandstörung mit seinen nordvergenten Aufschiebungen immer deutlicher (G—G', H—H').

Im südlichen Bereich von F—F' kommen „Grüne Schichten“ und „Diploporen-Riffe“ (B und A der Jauken Folge) vor, welche durch die Umbiegung der oberen Seite der großen südlichen Abbruch- und Flexurzone etwas nordwärts angepreßt wurde.

Westlich vom Südteil des Profils F—F' wird das Diploporen-Riff der Jauken Folge von einer NW—SE-Störung abgeschnitten, welche wahrscheinlich eine dextrale Seitenverschiebung ist, parallel zur Ober Alpl-Störung ($1\frac{1}{2}$ km horizontale Komponente parallel mit dem Verwerfungstreichen). Hier schaltet sich dann ein neuer Teilgraben ein, der mehr als 10 km lange und $1-1\frac{1}{2}$ km breite Hauptdolomitzug, welcher sich über Eggenkofel (2509 m), Tamerlanhöhe (2377 m), Breitenstein (2304 m) nach dem Spitzenstein (2234 m) verfolgen läßt. Dieser Teilgraben von Hauptdolomit wird an der Nordseite von der Jauken Folge (Gedeindl Spitze—Frauental-Eck) und an der Südseite von der Südrand-Abbruch- und Flexurzone begrenzt.

G—G' (Nudbichl—Breitenstein)

Der Nordteil des Profils schneidet zuerst die Zone des Hauptdolomites, welche weiter östlich den Hauptkamm der Lienzer Dolomiten bildet. Hier, nahe dem Westende, bildet sie nicht mehr so deutlich das Rückgrat des Gebirges. Zwischen der Nudbichl-Störung und der Kosterberg-Störung wird die Zone von der nordvergent angeschoppten Jura- und Kössener Folge des zentralen Teilgrabens überragt.

Der große Zug von Jauken Elementen, welche sich von Tuffbad bis zur Gedeindl Spitze über mehr als 10 km erstreckt, ist in diesem Querschnitt unter die Oberfläche abgetaucht. In diesem Profil G—G' ist der Hauptdolomit des Eggenkofel—Breitenstein-Zuges nordvergent gegen den zentralen Teilgraben aufgestaut.

Der Breitenstein-Hauptdolomit wird durch nordvergente Anschoppungen der Südrandstörungszone nordwärts gepreßt. Eine eingeklemmte Lamelle Kristalliner Schiefer im Sattel zwischen dem Breitenstein und der Alpe-Spitz ist ein starker Hinweis auf die Herkunft der Alpe-Spitz-Schuppe aus der Südrand-Abbruch- und Flexurzone. Der Kollaps dieser Südrand-

störung ist im Wesen, nur in etwas größerem Maßstab, dieselbe Erscheinung lokaler Gravitationstektonik, wie die Kollapse der Kössener Folge im Himperlanner Bach (C—C') und der Jurakalke am Stadtweg (E—E'). Er ist zu vergleichen mit ähnlichen geomechanischen Erscheinungen (aber in noch größerem Maßstab), die WISE (1963) vom Keystone-Gebiet deutet, und die GUICHERIT (1964) weiter westlich für die nordvergente Anschoppung der Karnischen Alpen an die zentralen Gailtaler Alpen beschreibt.

Die Alpel-Spitze selber besteht aus einer isoklinal nordvergent zusammengepreßten Serie der Knollenkalk- und Partnach Folge. Diese Faltung entstand durch das Abgleiten der Sedimenthaut von der Südrand-Flexur; dieser Komplex wurde dann weiter gegen die Breitenstein-Einheit aufgeschoben.

Inwiefern die Querstörungen am Südrande mit diesen lokalen Abschiebungsschaufelbrüchen zusammenhängen, könnte vielleicht noch näher untersucht werden. Es ist z. B. möglich, daß die sinistrale NW—SE-Querstörungen westlich der Alpel-Spitze mit den dextralen NE—SW-Störungen östlich davon mittels einer Bruch- und Mylonitzone in den Kristallinen Schiefen der Umgebung vom Jochsee zusammenhängen.

H—H' (Abfaltersbach-Rauchkofel)

Das Profil besteht aus drei Teilen verschiedener Baustile. Im Norden der Hauptdolomitzug welcher, weiter östlich das Rückgrat der Lienzer Dolomiten bildet und hier bei Abfaltersbach von der Pustertal-Störung (Drautal) schief abgeschnitten wird. Im zentralen Abschnitt einige enggefaltete, nordvergente Schuppen der Knollenkalk- und Partnach Folge. Im Süden die Südrandstörung.

Daß der zentrale Teil nicht eine einfache Faltungszone ist, aber daß hierin auch Verschuppungen auftreten, wird bewiesen durch den Aufschluß im Wildbach, wo eine Lamelle Kristalliner Schiefer und Grödener Sandsteine zwischen Schichten der Partnach Folge auftritt.

Das Querprofil H—H' könnte etwa ausgebildet sein wie auf Tafel II angedeutet ist. Hier wird angenommen, daß der Breitenstein—Eggenkofel-Teilgraben mit seinem Hauptdolomit ganz von den nordvergenten Verschuppungen der Südrand-Abbruchzone überfahren wird. Es wäre aber auch möglich, daß nur die Rauchkofel-Schuppe die Folge des Kollapses des südlichen Flexur- und Abbruchrands ist, wie die Alpel-Spitze-Schuppe in G—G'. Dagegen könnten die drei nördlichen Züge der Partnach- und Knollenkalk Folge Stufen der nördlichen Abbruchzone sein, welche dann nachträglich von der Rauchkofel-Schuppe nordvergent zusammengestaucht und in engen Falten gelegt wurde.

In dieser Profilerie der Lienzer Dolomiten (Tafel II) sind natürlich viele Stellen anzugeben, wo die dreidimensionalen Deutungen der Beobachtungen an der Oberfläche mehrere Lösungen zulassen. Wir haben hier die Lösungen gewählt, die mechanisch wahrscheinlich sind und die Übergänge zwischen den Querschnitten verständlich machen.

Zu diesem Zweck wurden die Profile auch bis ziemlich tief unter die Oberfläche (1—2 km) konstruiert und projiziert. Wenn man Querschnitte gibt, welche nur 100—200 m unter die Oberfläche reichen, gibt man eigentlich nur eine Erläuterung des zweidimensionalen Kartenbildes. Man ist dann zwar vorsichtig und vermeidet Kritik, aber dann fehlt auch eine durchdachte Prognose der tieferen Strukturverhältnisse. Und gerade

letzteres ist doch die eigentliche Absicht einer geologischen Aufnahme, wenn sie für bautechnische Zwecke [wie z. B. SCHLAGERS Arbeit (1963) für die geplanten Stollen der Kärntner Elektrizitäts AG.], oder für bergmännische Gutachten dienen soll.

Wir sind davon überzeugt, daß diese Profilkonstruktionen die natürlichen Verhältnisse in vielen Hinsichten nicht genau wiedergeben. Aber die Gesamtkonzeption ist durchgedacht auf ihre strukturellen Konsequenzen und wird daher prinzipiell wohl richtig sein. Wir werden im nächsten Subkapitel versuchen, noch eine Dimension (die Zeit) zu diesem dreidimensionalen Bilde des Bauplans hinzuzufügen und so zu einer geomechanischen Deutung zu kommen.

c) Die Geodynamik (Tafel III)

Die tektonische Analyse der vorangehenden Subkapitel (III a und III b) hat öfters Anlaß gegeben, eine intermediäre Dehnungsphase zur Erklärung des Tatsachenbestandes anzunehmen. Zur Überprüfung dieser Annahme und ihrer Konsequenzen sind zwei genetische Übersichtsprofile konstruiert.

(Profile I und II auf Tafel III; a—b auf Übersichtskarte von Tafel I)

Das untere Profil (II) illustriert die Verhältnisse am Ende der intermediären Dehnungsphase und das obere (I) die Situation der Gegenwart.

Das Mittelstück dieser Profile stimmt ungefähr überein mit Profil D—D' der 1:50.000-Querprofile auf Tafel II: Die Verhältnisse im südlichen Teil (bei Sappada) sind nur grob schematisch wiedergegeben. Darüber wird zu gegebener Zeit wahrscheinlich noch eine Utrechter Doktorarbeit erscheinen.

In den Kapiteln III d und IV werden Argumente gegeben für die Annahme, daß diese Dehnungsphase im älteren Tertiär (Eo-oligozän) stattfand. Es ist möglich, daß während der vorangegangenen Flyschphase der alpidischen Orogenese („Gosau-Phase“ genannt bei van BEMMELN 1960 a und b) noch Faltungen und andere Deformationen in der mesozoischen Sedimenthaut stattgefunden haben. Die Faltungsachsen werden in den Lienzer Dolomiten lokal von den Dehnungsbrüchen schräg abgeschnitten. GUICHERIT (1964) beschreibt die NW—SE-gerichtete Achse der Coccau-Antikline, die vom E—W-streichenden Pontebba—Tarvis-Graben schräg geschnitten wird. Van HILTEN (1960) hat im Val-di-Non-Gebiet durch kleintektonische Beobachtungen bewiesen, daß dort WSW—ENE-gerichtete Faltungsachsen vor der Judikarien- und der Foiana-Abschiebung entstanden sind.

Es ist daher sehr wohl möglich, daß auch in den Lienzer Dolomiten einige Faltungsstrukturen schon vor der Dehnungsphase vorhanden waren. Wir besitzen aber zuwenig Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Querprofils, wie es vor der intermediären Dehnungsphase ausgesehen hat.

Profil II ist ein Versuch zur Deutung, wie der Bauplan der Lienzer Dolomiten am Ende der intermediären Faltungsphase ausgesehen hat, bevor die nachträgliche (jüngste) Zusammenstauung stattfand.

Der Draugraben war zu dieser Zeit ein kompliziert gebauter Senkungstreifen, der aus Teilgräben und Horsten zusammengesetzt war, etwa wie das Klagenfurter Becken mit dem Sattnitz-Horst. Bei diesen relativen

Absenkungen verschiedener Ausmaße (maximal 6—7 km) hat die alpine Sedimenthaut sich plastisch über die Schollen des Grundgebirges drapiert, wobei sich statt Brüche mehr Flexuren und faltenartige Züge entwickelten.

Es können die folgenden Strukturelemente im zentralen Abschnitt der Lienzer Dolomiten unterschieden werden:

- a) Absenkungsstufen an der Nordseite
 - a' Tristacher See-Stufe mit lokalen Dehnungskeilen
 - a'' Rauckkofel-Stufe
- b) Der nördliche Teilgraben (die Amlacher Wiese)
- c) Der zentrale Teilhorst
 - c' Stadel-Scholle
 - c'' Böses Weibele—Eisenschuß-Hoch
- d) Der südliche Teilgraben
 - d' Oettinger Teilsenke
 - d'' Scharten-Hoch
 - d''' Riebenkofel-Teilsenke
- e) Absenkungsstufen an der Südseite.

In den Kristallinen Schiefern im Norden kommen noch lokale Dehnungsfugen vor, in denen permotriadische Sedimente eingeklemmt sind. Das ist der Triaszug von Innervillgraten NW Lienz, der von SCHMIDEGG (1937) beschrieben wurde und der Permo-Trias-Zug im Gödnach-Graben, östlich von Lienz, den EXNER (1962) beschreibt.

Wo die Reliefunterschiede allzu große lokale Anhäufungen der Energie der Lage verursachten, fanden lokale Abgleitungen im sedimentären Epiderm statt. So können die Abgleitungen des Böses Weibele-Hochs und der Bruchstufen der Nord- und Südseite des Grabens teilweise schon während und direkt anschließend an diese differentiellen Absenkungen stattgefunden haben.

Über die absolute Meereshöhe der damaligen Oberfläche kann wenig ausgesagt werden. Es ist möglich, daß die Oberfläche bei der Absenkung wieder unter Meeresniveau kam, wie im Klagenfurter Becken weiter östlich. Wahrscheinlicher ist, daß die Erosion im Abschnitt der Lienzer Dolomiten damals schon angefangen hatte, und das Meer nicht mehr transgredierte, da wir nirgends Spuren mariner Sedimente jünger als Neokom eingeklemmt finden.

Während dieser Dehnungsphase sind tonalitische und granodioritische Magmen mit ihrer hybriden basischen Randfazies an Dehnungsfugen emporgestiegen. Spuren der plutonischen Intrusionen findet man entlang der Puster—Drau-Störungszone, vom Brixener Tonalit im Westen, über den Granodiorit von Wöllatratten (EXNER 1961), zu den tonalitischen Aufschlüssen S Faak am Ostende der Gailtaler Alpen. In den Lienzer Dolomiten kommen im tiefsten Teilgraben (Amlacher Wiese) Biotit-Kersantite gangartig intrusiv im Neokom vor (MUTSCHLECHNER 1952).

Über den tieferen Untergrund, das Bathyderma, läßt sich nur sagen, daß dort während dieser intermediären Dehnungsphase mobilisiertes, palingenes sialisches Material anwesend war. Dieser migmatisierte und teilweise aktiv magmatische Untergrund hatte während der vorangehenden Fytschphase der Alpenin Orogenese als Schmiermittel gedient, worüber die Massen der Kristallinen Schiefer der Ostalpinen Decken nordwärts

gleiten konnten und die alpine Sedimenthaut passiv auf ihren Rücken mit nordwärts verfrachteten.

(Profil I auf Tafel III)

Die O—W-streichende Grabenzone war am Ende der intermediären Dehnungsphase im Lienzer Abschnitt schätzungsweise 18 km breit. Dann hat eine nachträgliche, südvergente Zusammenstauung des sedimentären Grabeninhalts stattgefunden, wobei die teilweise flachwellig drapierten alpinen Sedimente eng gefaltet und verschuppt wurden. Dabei entstand der Bauplan, wie in Profil I angedeutet ist. Die Breite hat sich auf etwa 11 km verengt und die spät-alpine Einengung hat also schätzungsweise 7 km betragen.

Die geomechanischen Ursachen dieser Einengung werden im Schlußkapitel (VI) besprochen. Hier möchten wir nur noch bemerken, daß die Deutung SCHLAGERS (1964) das Werden dieser Strukturen ohne eine intermediäre Dehnungsphase weniger wahrscheinlich ist. Er spricht von „Druck einer N—S-Einspannung“, welche die Kristallintafel verbogen hat. „Die Sedimenthülle löst sich dabei ab (bis auf geringe Reste) und wird in einer Mulde oder Kerbe des ehemaligen Grundgebirges angehäuft“ (l. c., S. 108).

Es ist bei dieser Vorstellung aber mechanisch schwer verständlich, warum die Sedimenthülle bei der Ablösung unter Druckbelastung nach unten abgequetscht und nicht nach oben ausgequetscht worden ist. Wir möchten deshalb einen Versuch SCHLAGERS sehen, seine ziemlich vage Aussage über den Entstehungsmechanismus des Ostendes der Lienzer Dolomiten in genetische Profile zu rekonstruieren. Dann wäre ein Vergleich möglich zwischen der Vorstellung fortwährender Kompression während der alpidischen Orogenese mit jener einer Abwechslung der Dehnungs- und Kompressionsphasen.

IV. Die Tektonik des Alpinen Rahmens

(siehe die Übersichtskarte und Profil auf Tafel I und Abb. 2)

Wir werden in diesem Kapitel nachsehen, wie sich die intermediäre Dehnungsphase der Lienzer Dolomiten, welche im vorangehenden Subkapitel besprochen wurde, in den Bauplan des alpinen Rahmens einfügen läßt.

a) Die Störungslinien im alpinen Rahmen

Im Subkapitel III a wurde schon darauf hingewiesen, daß im Kartenbild der Lienzer Dolomiten Störungen auftreten, welche teilweise den Charakter von Seitenverschiebungen haben.

Die wichtigsten NW—SE-Seitenverschiebungen sind von West nach Ost (siehe Tafel I):

1. Die westliche Begrenzung bei Abfaltersbach
2. Die Ober Alpl-Störung
3. Die östliche Begrenzung im Drautal von Gödnach bis zum Tiroler Tor und weiter vom Gailberg-Sattel bis Kötschach. Auch weiter östlich

findet man im Rahmen des Drauzuges wichtige NW—SE-Seitenverschiebungen, nämlich:

4. Die Schwarzwipfelstörung im Naßfeldgebiet. KAHLER und PREY (1964, S. 84) stellten fest, daß in einer parallelen Störung bei St. Urban eine $\frac{1}{2}$ km große dextrale Seitenverschiebung auftritt.

5. Die Möll—Drau-Störung (Obervellach—Spittal—Villach). Ihr NW-Teil versetzt dextral ungefähr 20 km die SE-Begrenzung des Tauern-Fensters (EXNER 1962). Der mittlere Teil schneidet die Gailtaler Alpen ab und versetzt ihren Nordrand (welcher an der Drau endet) dextral etwa 20 km zum Nordfuß des Mittagkogels (2143 m). Das SE-Ende der NW—SE-Möll—Drau-Seitenverschiebung könnte über der Vorberg-Zone, S Faak, anschließen bei der großen dextralen Seitenverschiebung, welche am NE-Fuß des Mittagkogels auftritt (SIKOSÉK 1958). Es ist aber auch möglich, daß die Möll—Drau-Störung bei der Störungslinie anschließt, welche die Nordkarawankenkette an der Südseite begrenzt (Abb. 2). Entweder die Karawanken-Nordkette oder die Karawanken-Südkette (Koshuta Kette) wäre also die östliche Fortsetzung der Lienzer Dolomiten—Gailtaler Alpenkette. Faziell schließt die Nordkette der Karawanken am besten beim Drauzug an, wie auch die tabellarische Übersicht in KAHLER und PREY (1964, Tabelle 3) deutlich zeigt. Die Südkette der Karawanken könnte die Fortsetzung der Dobratsch sein. In der Vorberg-Zone, S Faak, ist nach ANDERLE (Exkursion 1963) das Paläozoikum und Permo-Trias verkeilt mit miozänen Rosenbacher Schichten. Das ist ein Hinweis für das Alter dieser Seitenverschiebung, welche hier bis ins Miozän aktiv war.

6. Am Ostende der Karawanken bildet die Lavantaler Störung eine dextrale NW—SE-Seitenverschiebung. Die nördlichen Karawanken werden vom Ursulaberg zuerst etwa 6 km zur Trias von Strasche versetzt und dann noch einmal etwa 10 km zur Trias am Südfuß des Bacher Gebirges (bei Retschach). Die Trias der südlichen Karawanken (Koshuta Einheit) bildet einen von Weitenstein nach Seitzdorf ausgezogenen WNW—ESE-Zug und wird dann schließlich von der Lavantaler Hauptstörung nach etwa 5 km dextral südostwärts versetzt zum W—E-Triaszug von Pölttschach.

Diese NW—SE-Seitenverschiebungen schneiden spitzwinklig die W—E- oder WNW—ESE-verlaufende Störungslinie, welche die „Alpin-dinarische Grenze“ oder „Periadriatische Naht“ genannt wird. Diese Störungslinie läßt sich von Sillian (wo sie an der Pusterlinie in Südtirol anschließt) ostwärts verfolgen durch das Lesach- und Gailtal (Gailtal-Störung) (HERITSCH 1936, HERITSCH & KUHN 1951). Dann wird sie dextral von der Möll—Drau-Störung versetzt, und die Fortsetzung der Gailstörung wären die W—E-Störungen, welche die südlichen Karawanken an der Nord- und Südseite begrenzen.

Die W—E-Störungslinie zwischen den südlichen Karawanken und den Steiner Alpen schließt an die WNW—ESE-streichende Smerovski-Störung (an der Südseite des Weitenstein-Seitzdorf-Zuges) und wird von der Lavanttaler-Störung dextral versetzt zur W—E-verlaufenden Donacki(Donatsch)-Störung.

Es ist also deutlich, daß die NW—SE-Seitenverschiebungen jünger sind als die W—E-Störungslinien der periadriatischen Nahtzone.

Parallel mit der periadriatischen Störungszone tritt ein mehr als 150 km langer W—E-Zug von triadischen Blei-Zink-Vererzungen auf, welche sich

vom Hochstadl (Rosengarten) in den Lienzer Dolomiten über den Jaukenkamm ostwärts nach Bleiberg-Kreuth und schließlich bis nach Mešiča verfolgen läßt.

Wie FRIEDRICH (1964) betont, deutet diese Vererzung auf W—E-Störungen in der Triaszeit hin, woran diese epigenetischen und syngenetischen Blei-Zink-Erze gebunden sind. Diese Auffassung ist in Übereinstimmung mit der Annahme, daß die periadriatische Nahtlinie eine ältere Störungszone ist, welche von den NW—SE-Seitenverschiebungen dextral versetzt worden ist.

b) Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen

In diesem Zusammenhang gewinnen die paläomagnetischen Untersuchungen der Utrechter Schule (de BOER 1963, 1964; GUICHERIT 1964) an Bedeutung. Diese Untersuchungen führten zum Ergebnis, daß in der Tethys während dem Permo-Mesozoikum ungeheuerer, dextrale E—W-Seitenverschiebungen stattgefunden haben, bis insgesamt viele Tausend Kilometer relativer Verlagerung. Van HILTEN (1964) und der erstgenannte Verfasser (1964) schließen sich in ihren geotektonischen Rekonstruktionen und Synthesen bei diesen paläomagnetischen Ergebnissen an. Die Agadir-Störung und die Nordanatolische Störung gehören z. B. zu diesem E—W-System.

De BOER betont, daß die Permo-Mesozoische Phase dieser Tethys-Torsion Ost—West-gerichtet war und daß dann im älteren Tertiär der zentrale Teil des Mittelmeergebietes sich SE—NW bewegte. Hiemit steht in guter Übereinstimmung, daß wir ein älteres E—W-Störungs-System unterscheiden können, die sogenannte Alpin-Dinarische Grenzlinie, das von einem jüngeren SE—NW-System versetzt wird (Lavanttaler Störung, Möll—Drau-Störung z. B.). Die bedeutendste E—W-Seitenverschiebung zwischen Europa und Afrika („Geosutur“ im Sinne RODS 1963) wäre zu suchen zwischen der germanischen und der alpinen Fazies der Trias. Also im Bereich des penninischen Troges (van BEMMELEN 1964 a). Parallel mit dieser Hauptstörungslinie am Nordrande der Tethys (und teilweise in gestaffelter Anordnung) kamen aber noch andere E—W-Seitenverschiebungen innerhalb der Tethyszone vor. Ein Abschnitt dieser parallelen Seitenverschiebungen ist im Bauplan noch als „periadriatische Nahtzone“ vertreten.

Die permo-mesozoischen Seitenverschiebungen innerhalb dieser Nahtzone verursachten z. B. die Faziesgegensätze zwischen den permo-karbonen Ablagerungen der karnischen Alpen und jenen des Drau-Zuges (KAHLER 1951, KAHLER und PREY 1964, Tabelle 2 auf S. 104) und auch die Faziesgegensätze zwischen den nördlichen und südlichen Karawanken (KAHLER und PREY 1964, Tabelle 3). An dieser Seitenverschiebungszone innerhalb des Tethysbereichs ist auch der E—W-Zug der Blei-Zink-Vererzungen in der Triaszeit gebunden (FRIEDRICH 1964).

Die Störungslinien, welche in triadischer Zeit die Vererzungen ermöglichen, wären also nach unserer Auffassung tiefe Narbenzonen, große Seitenverschiebungen in der Kruste, welche bis unter der Moho-Diskontinuität hinab reichten und die mit der „Tethys-Torsion“ von HILTENS (1964) zusammenhängen. An diesen Narbenzonen entlang konnten auch Restmagmen der herzynischen Orogenese emporsteigen, wie die Bozener Quarz-

porphyre (z. T. Ignimbrite) und andere Permotriadische vulkanische Erscheinungen. Durch diesen permo-triadischen Vulkanismus konnten entweder primäre Erzlagerstätten gebildet werden oder ältere (herzynische) Erze von azendenten Lösungen mobilisiert werden. FRIEDRICH'S Synthese der epigenetischen und syngenetischen Erzbildung zu dieser Zeit wäre wohl richtig. Nur lehnt FRIEDRICH (1964) spätere deszendente Remobilisationen ab, eine Möglichkeit, die wir für die spätalpine Orogenese noch offenhalten möchten (siehe auch GUICHERIT 1964).

Später hat in der Kreide dann die Flysch-Phase der Ostalpinen Orogenese stattgefunden, wobei die Proto-Austriden mit alpiner Triasfazies über den penninischen Tauern-Trog mit germanischer Triasfazies hinweggeglitten sind (van BEMMELLEN 1960 a und b). Bei dieser regionalen Überschiebungstektonik wurden einige ältere geotektonische Narbenlinien passiv mit nordwärts verfrachtet und ihre Ausbisse wurden dabei lokal verwischt, wie das z. B. bei der Gailtaler Störungslinie der Fall ist. Aber diese älteren geotektonischen Seitenverschiebungen blieben Schwächelinien, die in der Molasse-Phase der Alpenen Orogenese teilweise wieder betätigt wurden, diesmal als normale Abschiebungsbrüche (Judikarienbruch nach DIETZEL 1960 und van HILTEN 1960; Pusteriabruach nach AGTERBERG 1961 und 1964).

Zwischen der Flysch-Phase und der Molasse-Phase der Alpenen Orogenese änderte sich die Richtung der geotektonischen Seitenverschiebungen in diesem Bereich der Tethyszone, von E—W in SE—NW (de BOER 1963 und 1964). Dabei entstand ein System von Seitenverschiebungen gestaffelter Anordnung, das die alten Schwächelinien schräg versetzte und an ihnen entlang lokale Dehnungen und grabenartige Absenkungen verursachte. Das ist die von uns erkannte intermediäre Dehnungsphase, welche den Graben des Drauzuges verursachte.

De BOER fand, daß diese SE—NW-Verlagerungen hauptsächlich im Eo-Oligozän stattfanden. Jüngere Wanderungen blieben innerhalb seiner paläomagnetischen Meßfehler und konnten deshalb mit dieser Methode nicht festgestellt werden. Sie sind aber noch indiziert in der Vorberg-Zone bei Faak, wo die miozänen Rosenbach-Schichten noch mit zerschert wurden.

c) Die Geodynamik des alpinen Rahmens

Eine wichtige Beobachtung zur Abgrenzung des Alters dieser SE—NW-Seitenverschiebungen ist die Beobachtung, daß sie von der östlichen Fortsetzung der Pusterlinie (Sillian—Abfaltersbach—Tristach—Gödnach-Graben—Wöllatratten Granodiorit—Obervellach) abgeschnitten werden. Diese Pusterlinie ist also das jüngere tektonische Element. Dabei wird die Gödnach—Oberdrauburg-Störung sinistral versetzt. Sie findet ihre NW-Fortsetzung in der Isel-Störung. Diese Versetzung bedeutet, daß die Pusterlinie entweder eine vertikale sinistrale Seitenverschiebung oder eine südvergente Aufschiebung ist.

AGTERBERG (1961, 1964) hat mit seinen statistischen Analysen der kleintektonischen Beobachtungspopulationen (S-Flächen, B-Achsen) beweisen können, daß die zweite Möglichkeit die richtige geodynamische Erklärung ist. Die südvergente Anschiebung und Umklappung der Pusterabschiebung hängt mit der Hebung der Tauern-Kulmination in der Molasse-Phase zusammen.

Da die Tauern im Miozän noch nicht ein tiefabgetragenes Hochgebirge waren, wie EXNER (1960, S. 512) betont, muß man diesen südvergenten Bewegungen an der Südflanke des Tauerngewölbes ein sehr junges Alter zuerkennen (jüngeres Känozoikum, etwa Plio-Pleistozän).

Bei Dölsach und Deutsch, E Lienz, hat der erstgenannte Verfasser in den Kristallinen Schieferen ein System schwach nordfallender, südvergenter Verschuppungen beobachtet, welche ein S_2 -System bilden, das die S_1 der Schieferung versetzt. Ähnliche Beobachtungen führten DIETZEL (1960, z. B. am Tappeinerweg bei Meran, S. 34, Photo 3) und van HILTEN (1960, z. B. Fig. 10 auf S. 41) zum Schluß, daß die Umklappung des Ausbisses der Judikarien-Abschiebung die Folge des Anschubes des gehobenen Ötz-Kristallins im NW war. Ähnliches hat auch in dieser ENE-Fortsetzung der Pusterlinie stattgefunden.

Wir sind der Meinung, daß der südvergente Anschub des Kristallins N vom Pusterbruch die Hauptursache war für die nachträgliche Einengung des Drauzug-Grabens (Subkapitel III c). Diese regionale, mesodermale Gravitationstektonik hängt zusammen mit der Hebung der Tauern-Kulmination in der Molasse-Phase der alpinen Orogenese. Die südvergente Einengung des Drauzuges tritt speziell hervor in den Lienzer Dolomiten und in den westlichen Gailtaler Alpen (van BEMMELEN 1957). Dagegen ändert sich die Hauptvergenz der nachträglichen Zusammendrückung in eine Nordvergenz in den zentralen und östlichen Gailtaler Alpen (zwischen Weißbriach und Villach: siehe van BEMMELEN 1961). Dies wurde schon von GEYER (1897) erkannt und auch von CORNELIUS (1949, S. 236) wieder betont.

GUICHERIT (1964) hat nachgewiesen, daß diese Umkehrung der Vergenzrichtung wahrscheinlich mit dem Abtauchen der Tauern-Kulmination (Katschberg-Linie) und dem Ansteigen der Karnischen Alpen im E zusammenhängt. Die Richtung der Stress-Trajektorien des regionalen, von Reliefenergie bedingten Spannungsfeldes änderte sich dadurch von $N \rightarrow S$ in dem westlichen Teil des Drauzuges in $S \rightarrow N$ in dem östlichen Teil. Diese differentielle, vertikale Bewegung (oder „Primärtektogenese“) verursachte eine Anhäufung von Energie der Lage in den Karnischen Alpen mit Bezug auf den Drauzug-Graben an ihrer Nordseite. Das hatte ein nordvergentes Auseinanderverschieben des karnischen Hochs zur Folge.

GUICHERIT (1964, Profil D—D¹ von Abb. 14 auf S. 53) hat diese lokale Sekundärtektogenese gedeutet als einen großen Schaufelbruch. Dieser Bruch verursachte im Südteil (durch antithetische Y-Brüche) Dehnungen und Grabeneinsenkungen im Scheitelgebiet (Tarvis—Pontebba-Graben, Trogkofel—Gärtnerkofel-Graben), und im Nordteil Kompression des Drauzuges durch nordvergenten Anschub des Gail-Kristallins. Nach diesem Modell sollte man aber am Ost- und Westende des großen Schaufelbruches Ausbisse von Seitenverschiebungen erwarten, welche die Dehnungsstrukturen im Süden mit den Aufschiebungen im Norden verbinden (siehe van BEMMELEN 1955, Abb. 11 auf S. 114). Also wären Querstörungen im Gail-Kristallin und im Paläozoikum der Karnischen Alpen ungefähr Süd von Weißbriach und Süd von Villach zu erwarten. Da keine deutlichen diagnostischen Beobachtungen dazu vorliegen, welche diese Prognose bestätigen würden, möchten wir eine Variante des Profils GUICHERITS vorschlagen (Abb. 3).

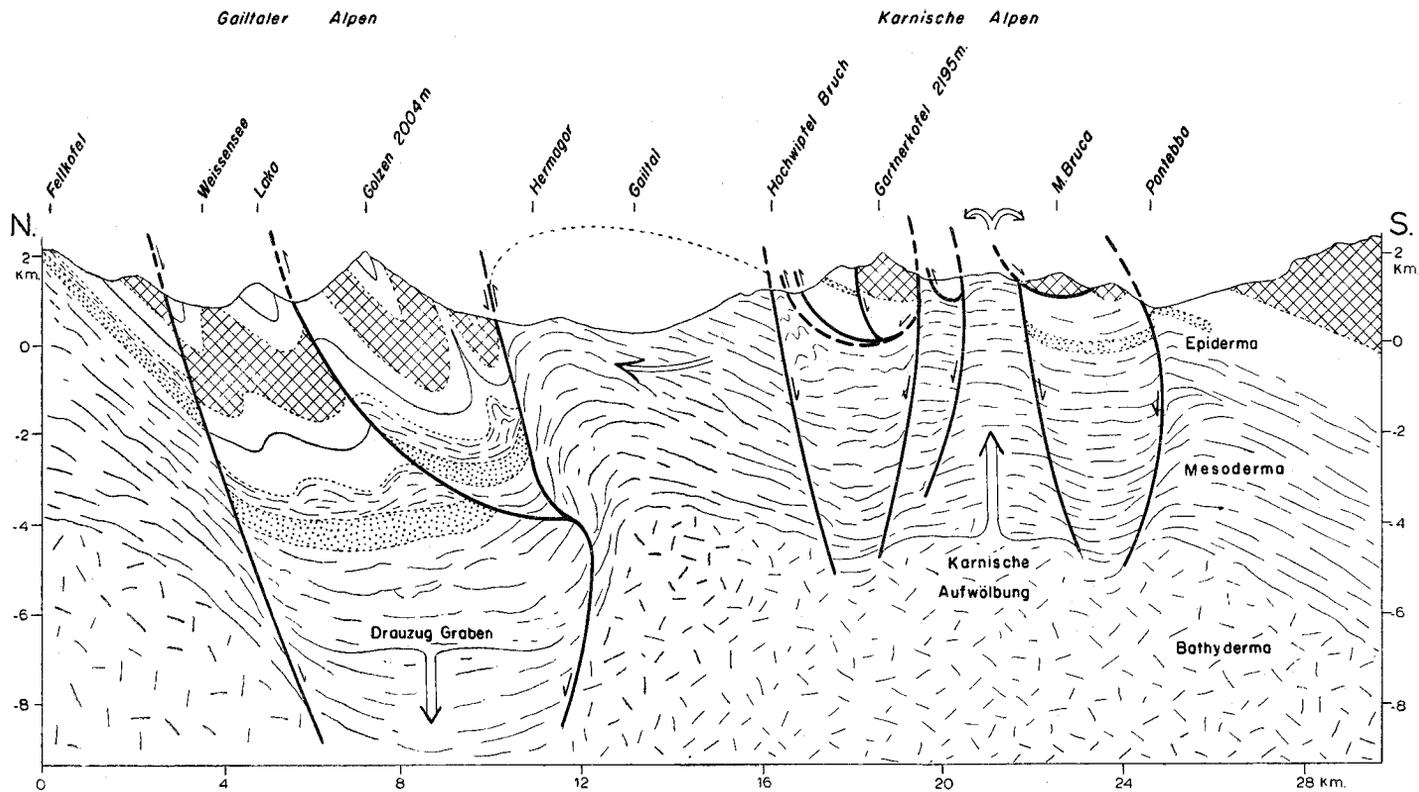


Abbildung 3:

Profil des Drauzuges und der Karnischen Alpen (Profil IV auf Tafel I) (zum Teil nach Van BEMMELN 1957, Tafel XVI, Profile C und D', und nach GUICHERIT 1964, Profil D—D' von Abb. 14 auf S. 53).

Unser Modell bedeutet keine wesentliche Änderung der Auffassung GUICHERITS, nämlich daß es sich hier um eine mutuelle Kompensation zwischen späten Dehnungen in den Karnischen Alpen und Kompressionen im Drauzuge handelt. GUICHERIT sucht diese gravitative Kompensation ganz im oberen Teil des kristallinen Mesodermas, während in unserem Modell das ganze Mesoderma bis zum mobilisierten (migmatitischen) Bathyderma davon ergriffen wird. Das Mesoderma wird in diesem Bereich von den Kristallinen Schiefern der Ostalpinen Decken gebildet, die in der vorangehenden Haupt- oder Flyschphase der alpinen Orogenese über dem migmatitischen Untergrund nordwärts geglitten sind. Das Mesoderma ist deshalb in diesem orogenen Bereich relativ sehr dünn und das plastische, mobilere Bathyderma lag auch während der Molasse-Phase noch relativ oberflächennah.

d) Geodynamische Hypothesen bezüglich der Periadriatischen Naht

Über den geodynamischen Charakter der Periadriatischen Naht sind viele Hypothesen gemacht. Wir möchten hier kurz, anschließend an die Besprechung von H. P. CORNELIUS (1949), die wichtigsten erwähnen:

1. P. TERMIER sah in dieser Längsstörung das Ergebnis der Aufstauung der Alpengantikline und der Rücksenkung des dinarischen „traineau écrasseur“.

2. E. SUSS, L. KOBER, O. AMPFERER, E. KRAUS, E. CLAR und viele andere Alpengeologen sahen in dieser Linie die Narbe, an der ganze Gebirgsteile verschwunden („verschluckt“) sind.

3. R. STAUB war der Meinung, daß sie die Schubbahn darstellt der über die Alpen bewegten Dinariden selbst, woran sich gewissermaßen F. HERITSCH (1936) anschließt.

4. SALOMON-CALVI deutete diese Nahtzone als die Kontaktfläche („Synaphie“) der gegeneinander gedrifteten Kontinente Europa und Afrika.

5. H. P. CORNELIUS (1949) sah darin eine Höherschaltung bzw. steile Überschiebung des „alpinen“ gegenüber dem „dinarischen“ oder, wie er lieber sagte, des zentralalpinen gegenüber dem südalpinen Gebirge.

6. R. SCHWINNER (1945) vermutete hier den Ausstrich einer „Grenzscherfläche“ von überalpinen Dimensionen, mit einem Tiefgang von vielleicht 500 km.

Unsere Auffassung enthält Elemente dieser Hypothesen, wobei aber eine genauere Zeitgliederung vorgeschlagen wird. So sind wir der Meinung, daß die „Synaphie“ SALOMONS (4) durch die Tethys-Torsion im Permo-Mesozoikum entstand. H. P. CORNELIUS bemerkte schon (1949, S. 235), daß die Gaillinie wahrscheinlich eine altangelegte Störungsbahn ist, die im alpidischen Bau keine dominierende Rolle spielte. Es ist sogar möglich, daß das von uns angenommene permo-mesozoische System dextraler Seitenverschiebungen geotektonischen Ausmaßes „fundamentelle Lineamente“ oder „Geosuturen“ sind (ROD 1963, van BEMMELN 1963, S. 219, 1964 a und b), worin man eine Analogie sehen könnte mit der tief in den Mantel hinabreichenden Scherfläche SCHWINNERS (6). Die Rücksenkung des Dinarischen Hochs [der „Traineau écrasseur“ TERMIERS (1) oder, wie wir

lieber sagen, „Traineau porteur“ (van BEMMELEN 1964) des südalpinen Mesozoikums, welche vom nordadriatischen Hoch herkam] fand statt im Laufe des Tertiärs. Dabei wurden die Schwächelinien der permo-mesozoischen Seitenverschiebungen benützt zur Bildung normaler Abschiebungsbrüche. Die südvergente steile Aufschiebung, worauf H. P. CORNELIUS hinweist, wäre scheinbar und nur die Folge des Umklappens der Ausbisse dieser Abschiebungsbrüche am Ende der Molasse-Phase (im Neogen).

Dagegen sind in unserer Auffassung der Periadriatischen Naht die Elemente von (2) und (3) nicht vertreten; wir sehen in dieser Nahtlinie nicht die Narbe von „Verschluckungen“, ebensowenig wie den „Ausbiß“ einer großen Überschiebungsfläche.

e) Die Geodynamik des Gartnerkofel—Trogkofel-Gebietes

KAHLER und PREY (1964), die GUICHERITS These (1964) noch nicht kannten, wohl aber die korrespondierenden Übersichtsprofile des erstgenannten Verfassers (van BEMMELEN 1957, Tafel XVI, Profile C und D), wehren sich energisch gegen diese Vorstellung. Wir bewundern ihre geologische Karte des Naßfeld—Gartnerkofel-Gebietes und ihre Erläuterungen dazu sehr; darin werden alle Tatsachen gut beschrieben. Es ist deshalb schade, daß diese Autoren im Kapitel, in dem sie versuchen, dieses Gebiet im Alpen Bauplan einzufügen, gewissermaßen entgleisen. Sie versuchen, progressiven nordwärts gerichteten Druck während der Alpen Orogenese nur durch Zitieren der Meinungen älterer Autoren zu „beweisen“ (wie L. KOBER, R. STAUB, F. HERITSCH, H. P. CORNELIUS, M. CORNELIUS-FURLANI, E. KRAUS), welche aber in diesem Gebiet keine eigenen Gelände-Untersuchungen durchführten. Die Meinungen dieser Autoren sind deshalb nur Prognosen ihrer allgemeinen geodynamischen Vorstellungen der Alpen Orogenese. Diese Prognosen bedürfen einer näheren Bestätigung durch diagnostische Beobachtungen in diesem Gebiet, welche von anderen Geologen kontrolliert und verifiziert werden können (van BEMMELEN 1960 C). Solche kontrollierbare Beobachtungen liegen jetzt vor in den Arbeiten GUICHERITS (1964) und KAHLER und PREYS (1964).

Im vorangehenden sagten wir schon, daß die Arbeit GUICHERIT's zum Ergebnis führt, daß die Tektonik der Karnischen Alpen im Tarvis—Pontebba—Paularo-Abschnitt von lokalen Dehnungen und lokalen Reaktionen der Gravitationstektonik beherrscht wird. Diese tertiäre Tektonik ist auf dem geotektonischen Bauplan des Permo-Mesozoikums superponiert (Westwanderung wegen Tethys-Torsion siehe GUICHERIT 1964, Tabelle IV auf S. 58—59).

KAHLER und PREY (1964) sind aber der Meinung, daß diese geodynamische Auffassung nicht zutrifft. Wir wollen deshalb ihre Überlegungen näher überprüfen.

Zuerst müssen diese Autoren anerkennen, daß es eine große Verschiedenheit im Baustil gibt: im Drauzug heftige Faltungen und Schuppen, wogegen in den Karnischen Alpen Bruchtektonik mit Absenkungen vorherrscht. Sie kommen zum Schluß, daß man von einer „grabenartigen Struktur“ sprechen kann, in der das Ober-Karbon und Perm zwischen Altpaläozoikum im Norden und Devon im Süden liegt. Die Scholle des Gartnerkofel-Zielkofel, worin die Sedimente bis in den triadischen Schlerndolomiten hinauf-

reichen, sei am tiefsten in diesen Graben hinabgesunken. „Von Deckenbewegungen ist interessanterweise nichts zu spüren,“ sagen KAHLER und PREY (l. c., S. 81) und „vergeblich wurde nach Anzeigen flacher Deckenüberschiebungen geforscht“ (l. c., S. 83).

Auf S. 107 wiederholen sie noch einmal (im Zusammenhang mit dem Störungsnetze im Gartnerkofel—Tragkofel-Gebiet): „Von Deckenbewegungen ist nichts zu bemerken“ aber, fügen sie dann hinzu, „. . . . jedoch befinden wir uns noch klar in einem Raum nordgerichteter Schubtendenz“.

Diese Hinzufügung basiert gar nicht auf lokalen Beobachtungen. Sie ist nur die Folge der Vermutung, daß dieses Gebiet in der vorangehenden Flyschphase auch mit den Ostalpinen Decken nordwärts verfrachtet wurde. Damit sind auch wir einverstanden. Aber in diesem von KAHLER und PREY gegebenen Kontext ist die Hinzufügung ein typisches Beispiel einer zwangsmäßigen Konsequenz der geomechanischen Hypothese, welche progressiven Tangential-Druck als Ursache der Alpinen Gebirgsbildung annimmt. Dieses Urteil ist jedoch nicht auf diagnostischen Beobachtungen der lokalen Verhältnisse fundiert.

Im Gegenteil, die lokalen Beobachtungen führen zu ganz entgegengesetzten Einsichten. KAHLER und PREY beschreiben Blockwerke, Abrutschungen, Bergerzerrissen im Schichtverband abgerutschter Gesteinsmassen und Groß-Hanggleitungen wie jene am Fuße der Reppwand. Aber sie sehen nicht ein, daß diese Phänomene nicht bei den von ihnen festgestellten Einteilungsgrenzen haltmachen. Die gravitativen Bewegungen nahe der Oberfläche schließen an bei den auch gravitationsbedingten, nur tiefer greifenden und etwas größeren Abschiebungen und Einsenkungen des Gartnerkofelgebietes.

Mit dem Zweck, diese Zusammenhänge und Übergänge deutlich zu machen, werden KAHLER und PREYS Profile 4 und 9 (nur etwas schematisiert und ein wenig ergänzt) in Abb. 4 reproduziert und näher analysiert.

Profil 4 von KAHLER und PREY auf Tafel 3 (unsere Abb. 4). Hierin der Gartnerkofelblock aufgefaßt als ein Element, das beim Einsinken in der Grabenzone etwas antithetisch rotiert ist. Zwischen Törl und der Gartnerkofel-Störung ist der Gartnerkofelblock keilförmig eingeklemmt in einem Y-Bruch. Diese Einsenkungs- und Abschiebungsbewegungen des Gartnerkofels verursachten kompensatorische Anschoppungen und nordvergente Aufschiebungen in den Auernig-Schichten am Fuße der Reppwand. Hier quoll der Inhalt des Gartnerkofelgrabens sozusagen über den Nordrand des Grabens heraus, der hier vom Hochwipfelbruch gebildet wird. Dieses Phänomen verursachte oder förderte dann die Groß-Hanggleitung der Reppwand. Letztgenannte Gleitung ist die nächstkleinere Stufe in den sekundär-tektonischen Reaktionen auf die Lokalanhäufung von Energie der Lage im Karnischen Hoch.

Etwas Ähnliches wiederholt sich in der nächsthöheren Stufe, im Garnitzenberg, S des Gartnerkofels. Die Auernig-Schichten sind dort bei der Absenkung etwas antithetisch rotiert, so daß sie ein Südfallen bekamen. An der Nordseite dieser Stufe sind die Auernig-Schichten flexurartig durch die Gartnerkofel-Abschiebung abgebogen. Im Südteil dieser Stufe sind einige Komplikationen zu beobachten, die sich auf folgende Weise erklären lassen. Der zentrale Horst der Karnischen Alpen befindet sich zwischen der Rudnig-

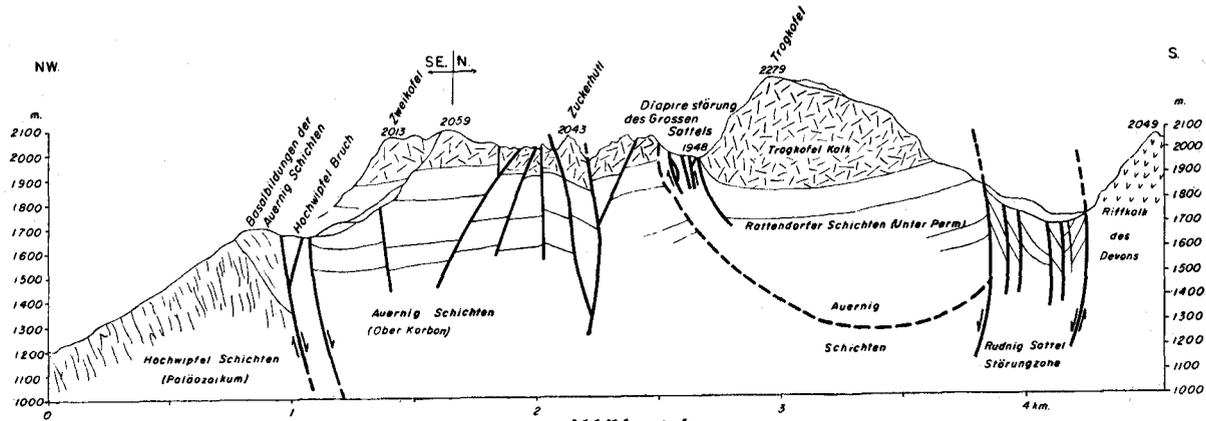
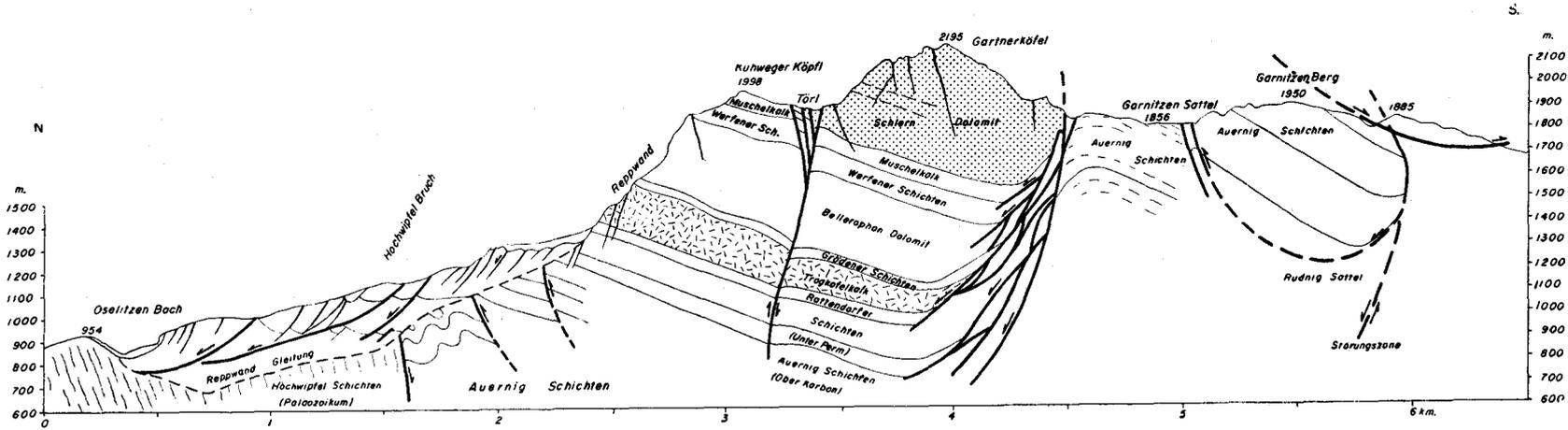


Abbildung 4:

Zwei Profile des Trogkofel—Gartnerkofel-Gebietes (nach KÄHLER und PREY 1964, Profil 4 auf Tafel 3 und Profil 9 auf Tafel 4; etwas schematisiert und ergänzt).

Sattel-Störungszone an seiner Nordseite und dem Pontebbagraben an seiner Südseite. Dieser Horst breitet sich bei der Hebung pilzartig aus, zufolge seiner Energie der Lage. Diese Sekundärtektogenese verursachte dabei u. a. das Umklappen des oberen Teiles der Rudnig-Störungszone.

Die Umklappung drückte die Garnitzen Berg-Masse nordwärts, wobei die lokalen Aufschiebungen bescheidenen Ausmaßes des Garnitzen-Sattels (1856 *m*) entstanden.

Bei der weiteren Erosion, vielleicht erst am Ende der Eiszeit, war eine Morphologie entstanden, wobei die Garnitzen Berg-Masse, mit ihren südfallenden Auernig-Schichten und basalen Rattendorfer Schichten, etwas höher hinauftrug (etwa oberhalb 2000 *m*) als der zentrale Horst südlich von der Rudnikkofel-Störung. Diese Situation führte zu einer ganz lokal-südvergenten Gleitung Unterer Pseudoschwagerinenkalke (der Basisschichten der Rattendorfer Folge). Diese im Schichtverband abgerutschten Kalke bilden jetzt die Masse von pt. 1885 *m*, welche tektonisch diskordant den Ausbiß der Rudnig-Sattel-Störungen überlagert. Ähnliche, südvergente junge Ableitungen werden auch von GUICHERIT beschrieben (1964, z. B. M. Salinchié 1857 *m* und Malvueric Basso, 1813 *m* auf Abb. 11, S. 49, M. Bruca 1583 *m* und M. Acuto, 1783 *m* auf Abb. 14, S. 53).

Profil 9 von KAHLER und PREY auf Tafel 4 (unsere Abb. . .). Hier befindet sich die Grabeneinsenkung zwischen dem Hochwipfelbruch im Norden und der Rudnig-Sattel-Störungszone im Süden. Auch hier ist der obere Teil der Rudnig-Sattel-Abschiebungen etwas nordwärts umgedrückt. Diese Umdrückung deuten wir als sekundärtektogenetische Folge der im zentralen Horst akkumulierten Energie der Lage. Dieser Zentralhorst besteht hier aus devonischem Riffkalk, welcher gegenwärtig die Oberfläche bildet (Höhepunkt 2049 *m*). Die seitliche Dehnung des zentralen Horstes hat eine Stauchung im Inhalt des Grabenzuges an der Nordseite verursacht. Die Trogkofel-Kalkmasse ist nordwärts angepreßt, wobei Grenzlandbänke der Rattendorfer Folge im Großen Sattel (1948 *m*) diapirartig hinaufgequetscht wurden. Der nördliche Teil des Grabenzuges zwischen dem Zuckerhütl (2034 *m*) und dem Zweikofel (2013 *m*) wurde dabei schwach antiklinal wölbt.

Die oben beschriebenen lokalen, mutuellen Kompensationen von Dehnungs- und Druckerscheinungen, die im Gartnerkofel—Trogkofel-Gebiet neben, einander auftreten, sind geomechanisch zu vergleichen mit den mehr regionalen Kompensationen dieser Art. Die Ausdehnung und der Tiefgang dieser lokalen Sekundärtektogenese ist nur etwas kleiner als jener der regionalen Gravitationstektonik. Die lokalen Ableitungen spielen sich in der Sedimenthaut (Epiderma) und im oberen Teil des Kristallinen Grundgebirges (Mesoderma) ab. Dagegen wird in Abb. 3 angenommen, daß die regionalen Ausgleichsbewegungen zwischen den Karnischen Alpen und dem Drauzug-Graben bis in den plastischen, migmatisch mobilisierten Untergrund des Grundgebirges (das Bathyderma) hinabreicht. Die oben beschriebenen Erscheinungen der lokalen Sekundärtektogenese im Gartnerkofel—Trogkofel-Gebiet sind auf die Erscheinungen der regionalen Sekundärtektogenese zwischen Karnischen Alpen und Drauzug-Graben superponiert. Desgleichen ist die regionale Sekundärtektogenese der Reihe nach auf geotektonische Ausgleichsbewegungen (Tethys-Torsion) überlagert, welches Erscheinungen

der Gravitationstektonik im größten Maßstabe sind. Auf diese Weise kann die geodynamische Entwicklung dieser Gebirge nach der relativistischen Konzeption der Stockwerktektonik erklärt werden (van BEMMELEN 1963 und 1964 a und b).

Unsere Überprüfung des von KAHLER und PREY (1964) gelieferten Tatsachenmaterials führt also zum Ergebnis, daß die Geodynamik des Gartnerkofel—Trogkofel-Gebietes sich ganz harmonisch und geomechanisch logisch in das von uns gegebene Modell einfügen läßt.

V. Die Geologische Geschichte

Nach den vorangehenden Ausführungen kann man die geologische Geschichte der Lienzener Dolomiten in folgende Phasen einteilen:

a) Das Kristalline Grundgebirge

gehört zur Basis der Ostalpinen Decken. Es wird an der Nordseite des Gebietes durch die Matreier Zone (Unter Ostalpin) vom Kerngebiet des Tauern-Fensters (Pennin) geschieden, und an der Südseite ist die Gaillinie die Begrenzung zum Paläozoikum der Karnischen Alpen.

b) Die Variscische Diskordanz

trennt dieses Grundgebirge von der Permo-Mesozoischen Alpinen Sedimenthaut. Weiter östlich, an der Südseite der Gailtaler Alpen, ist das Unterkarbon von Nötsch noch zwischengeschaltet, S der Gail, in den Karnischen Alpen findet man zwischengeschaltet: das karnische Altpaläozoikum, die Oberkarbonische Auernig-Folge, die unterpermische Rattendorfer Folge und die mittenpermischen Trogkofel-Kalke. Diese ganze, nach KAHLER und PREY (1964) fast $1\frac{1}{2}$ km mächtige Serie, fehlt im Drauzug, wo nach der Variscischen Lücke die Sedimentation erst mit der Grödener Folge anfängt. Dieser schroffe Faziesgegensatz ist ein Hinweis auf den Störungscharakter der Gaillinie. Früher wurde dies aufgefaßt als die Folge N—S-Deckenüberschiebungen; aber nach den in IV b erwähnten paläomagnetischen Untersuchungen der Utrechter Schule (de BOER 1963, 1964, GUICHERIT 1964) ist die Gaillinie wahrscheinlich eine der permo-mesozoischen E—W-Seitenverschiebungen an der Nordseite der Tethyszone.

c) Die Alpine geosynklinale Phase

Die Alpine Sedimentation begann mit Grödener Sandsteinen und Konglomeraten, worin auch einige Quarzporphyrlinsen eingeschaltet sind. Die Grödener Folge fängt irgendwann im Perm an, ist kontinentaler Entstehung und erreicht einige Hunderte Meter Mächtigkeit. Die etwa 200 m mächtige Bellerophonolomite mit Schiefen und Rauhwacken (der Karnischen Alpen) fehlen wahrscheinlich im Drauzug. Die Grödener Folge geht dann allmählich über in die Werfener Folge (Skyth) und die marinen Triasablagerungen der alpinen Fazies.

Da die Faziesgegenstände zwischen dem Drauzug-Mesozoikum einerseits und dem Mesozoikum der südlichen und nördlichen Kalkalpen andererseits weniger schroff werden bzw. ganz aufhören, läßt sich vermuten, daß die

Aktivität der Gailstörung als dextrale Seitenverschiebung speziell im Permo-Trias groß war. An diesen E—W-Seitenverschiebungen entlang fanden auch die epigenetische und syngenetische Pb-Zn-Vererzungen der Trias statt. Nachher schaffte die geosynklinale Absenkung im Tethysbereich einen mehr uniformen Faziesbereich der Sedimentation. Die schroffen Faziesgegensätze lagen in der Triaszeit im Norden zwischen der Alpen Triasfazies des Tethysbereiches der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen einerseits und der germanischen Triasfazies Europas andererseits. Die germanische Fazies reicht bis in das Pennin des Tauern-Fensters, wo die Trias aus Quarziten, schwarzen phyllitischen Schiefern, Mergeln, Rauhwacken, Gips und dolomitischem Marmor besteht.

Das Mesozoikum des Drauzuges gehört deshalb wahrscheinlich — zusammen mit dem Mesozoikum der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen — zu den großen Deckenüberschiebungen des Tethysbereiches (die Ostalpinen Decken), welche über den Südrand Europas geglitten sind, wobei die Grenze im penninischen Trog der Tauernzone zu suchen ist.

Die geotektonischen dextralen E—W-Seitenverschiebungen, welche während des Permo-Mesozoikums in der Tethyszone stattfanden, hängen zusammen mit der Tethys-Torsion („Tethys-Twist“ nach van HILTEN 1964). Diese geotektonischen Bewegungen sind nach van BEMMELEN (1964 a und b) die Folge geo-undatorischer Deformationen des Geoids, wobei relative Expansionen der südlichen Hemisphäre Rotationsverzögerungen mit Bezug auf die nördliche Halbkugel verursachten. Diese relative Retardation hatte ungeheure dextrale Seitenverschiebungen im Grenzbereich zwischen Gondwana und Eurasia zur Folge.

Zwischen beiden Urkontinenten entstand die bimarginale Tethys-geosynklinale. Der Zusammenhang dieser geosynklinalen Absenkungen mit den Geosuturen der E—W-Torsion wird von van BEMMELEN (1964 a) analysiert, aber der hat für die Geologie der Lienzener Dolomiten keine weitere Bedeutung.

d) Die Flysch-Phase der Alpenen Orogenese

Wie van BEMMELEN (1960 a und b, 1964 a) ausgeführt hat, bildeten sich am Ende der geosynklinalen Senkungsphase im Tethysbereich einige Zentren des alpinen Diastrophismus.

So ein orogeneses Zentrum entstand z. B. in der mittleren bis jüngeren Kreidezeit im nördlichen Adriagebiet. Die Hebung dieses Adriatumors, welche kaum zu lokalen Emersionen führte, wurde volumetrisch kompensiert von der Absenkung einer Vortiefe im Bereich der heutigen Ostalpen. Der Massenkreislauf dieser orogenen Phase wurde geschlossen teilweise durch den dispergierten Transport der Erosion und die Flyschsedimentation und teilweise durch ein regional-tektonisches nordvergentes Verfließen des Tumordaches nach der Vortiefe (nicht-dispergierter Transport der regionalen Gravitationstektonik; siehe van BEMMELEN 1960 a, Abb. 3 auf S. 479). Diese erste große Phase der alpinen Orogenese ist das sogenannte „tief-orogene“ Stadium der Orogenese. Sie wird auch „Flysch-Phase“, oder die „Gosau-Phase“ der Ostalpen genannt. Während dieser orogenen Phase wurde das Drauzug-Mesozoikum samt dem Untergrund der Kristallinen Schiefer passiv und größtenteils submarin nordwärts verfrachtet. Dabei

entstand die erste Anlage der Ostalpinen Hauptdecke („Proto-Austride-Decke“ nach van BEMMELEN 1960 a und b). Es ist möglich, daß schon während dieses Transportes lokale Dehnungen und Stauungen in der Sedimenthaut auftraten (z. B. die Coccan-Antikline bei Tarvis; GUICHERIT 1964). Aber wir besitzen für die Lienzer Dolomiten keine Andeutungen für solche ältere (kretazische) Deformationen.

Die alte Narbe der E—W-Seitenverschiebung im Gailtal wurde auch mit nordwärts verfrachtet. Sie blieb zwar eine Schwächelinie, wurde aber seitdem nicht mehr als Geleise der geotektonischen Seitenverschiebungen benützt.

e) Die intermediäre Dehnungsphase

Die paläomagnetischen Untersuchungen von de BOER in den Vizentinischen Südalpen (1963, 1964) zeigten, daß die allgemeine E—W-Richtung der Tethys-Torsion während des Alt-Tertiärs (Eo-Oligozän) im zentralen Mittelmeergebiet eine SE—NW-Richtung bekam. Dabei entstand ein geotektonisches System großer Seitenverschiebungen, das die regional tektonischen Strukturen, welche während der Flyschphase entstanden waren, spitzwinklig schneidet. Wegen ihrer gestaffelten Anordnung verursachten diese NW—SE-Seitenverschiebungen lokale Dehnungsstrukturen im Bereich der Schwächezonen der älteren W—E-Seitenverschiebungen (siehe Abb. 2). Dabei entstanden u. a. der Drauzuggraben und das Klagenfurter Becken mit seinem nördlichen Ausläufer im Krapp-Feld.

In früheren Arbeiten (van BEMMELEN 1960 a und b) hat der erstgenannte Verfasser die Bildung dieser Dehnungsgräben im Zusammenhang mit Kompressionserscheinungen in den Nördlichen Kalkalpen, als das Ergebnis des progressiven Kollapses des Tauerngewölbes betrachtet. Die Nordrand-Aufschiebung der Nördlichen Kalkalpen am Ende der Molasse-Phase kann zwar dynamisch so gedeutet werden, aber es kommt ihm jetzt wahrscheinlicher vor, daß die Dehnungserscheinungen an der Südseite des ostalpinen Gewölbes schon etwas eher im geodynamischen Entwicklungspatron entstanden, nämlich in der Periode zwischen der tieforogenen Flysch-Phase und der hochorogenen Molasse-Phase.

Die Alterseinstufung beruht nicht nur auf den paläomagnetischen Untersuchungen und der Analyse des Strukturbildes der SE-Alpen. Ein Hinweis auf alttertiäre (bzw. oligozäne) Dehnungsbewegungen den E—W-Störungen entlang, liefert auch der mittel oligozäne, andesitische Vulkanismus an der Störungslinie zwischen den Steiner Alpen und den Südkarawanken (Smerovek-Vulkan).

Bei der Einsenkung wurde der Drauzug-Graben im Bereich der Lienzer Dolomiten in sich selber noch in verschiedene Teilgräben und -horste aufgeteilt, wobei die Alpine Sedimenthaut sich flachwellig über den Längsstreifen des Grundgebirges drapierte (Tafel III, Profil II).

Auch die Tonalitischen Magmen und ihre Ganggefolgschaft konnten vom Bathyderma in die sich dehnende periadriatische Schwächezone empordringen. In nächster Umgebung der Lienzer Dolomiten gehören hiezu u. a. die Granodiorite von Wöllatratten, die jungen Gänge der Kreuzeckgruppe und des Gailtales, und vielleicht auch die Tonalitaufschlüsse südlich Faak. In den Lienzer Dolomiten selber sind es die Biotit-Kersantite des Amlacher Wiese-Grabens und bei Thal.

Teilgräben parallel mit dem Hauptgraben des Drauzuges bildeten sich an der Nordseite (Innervillgraten, Gödnachgraben). Es ist möglich, daß auch die parallelen Gräben an seiner Südseite (Trogkofel—Gartnerkofel, Paularo—Pontebba—Tarvis) schon zu dieser Zeit angelegt wurden. In diesem Fall senkten die letztgenannten Gräben sich während der Hebung der Karnischen Alpen nur noch tiefer ein.

Bevor wir diese weitere Entwicklung der lokalen Tektogenese besprechen, muß hier noch ein anderer Aspekt der Tektogenese während der intermediären Dehnungsphase erwähnt werden. Es ist zu erwarten, daß durch die Einsenkung des Drauzug-Grabens, die durch Bruchstufen und Teilgräben Höhenunterschiede von 6—7 km erreichte, lokal ganz beträchtliche Akkumulationen von Energie der Lage in der Sedimenthaut entstanden. Diese potentielle Energie führte nicht nur zu Drapierungen dieser Sedimente über dem Längsstreifen der Bruchtektonik im Stockwerk des Grundgebirges. Wahrscheinlich traten lokal auch Abgleitungen auf und zu gleicher Zeit fanden — diese Abgleitungen kompensierende — Faltungen und Anschoppungen statt. So ist zu erwarten, daß in den Teilgräben, wie den Amlacher Wiese-, Oettinger- und Podlanigbach-Teilgräben, schon damals Volltroggleitungen und Faltungen stattfanden. Die Gipfelpartie des Böses Weibele—Eisenschuß-Teilhorstes glitt südwärts in den anschließenden Podlanigbach-Teilgraben, wobei schon die südvergente Überschiebung der Böses Weibele—Eisenschuß-Antikline angelegt wurde. Gleichfalls wurde schon zu dieser Zeit die Südrand-Flexur südlich von Abfaltersbach durch Kollapse deformiert, wobei die nordvergenten Faltungen und Anschoppungen entstanden, welche in den Profilen G—G' und H—H' der Tafel II abgebildet sind.

f) Die Molasse-Phase der Alpenen Orogenese

Im Neogen wurde die Ostalpenantikline emporgewölbt. Dies ist die sogenannte „hochorogene“ oder „Molasse“-Phase der alpinen Gebirgsbildung.

Der ursprüngliche Tumor im nördlichen Adriagebiet sank im Känozoikum wieder ab. So entstand eine Inversion des Großreliefs der Flysch-Phase, das Tauern-Vortief wurde zum Hochgebirge und das Nord-Adria-Hoch zum Meeresbecken.

Die Lage der Sedimentschichten, welche die Südflanke der Ostalpen-Geantikline als Epiderma bekleideten, änderte dabei von subhorizontal in ein allgemeines Südfallen. Das verursachte eine Tendenz zu südvergenten Abgleitungen und Dekollements, wie die z. B. von van HILTEN (1960), de BOER (1963) und ENGELN (1963) festgestellt wurden. Für die Lienzer Dolomiten besitzen wir aber keine Andeutungen für epidermale, südvergente Sekundärtektogenese im Anfang der Molasse-Phase. Die Tektogenese dieses Teiles des Drauzuges während der Molasse-Phase war hauptsächlich die Folge mesodermales Anschubs der Grabenränder.

Im Übergangsbereich, der südalpinen Scharnier-Zone, traten im Mesoderma Längsbrüche auf, welche stufenartige Streifen trennten. Die schwachen Zonen der alten E—W-Seitenverschiebungen funktionierten während dieser Phase teilweise als normale Abschiebungsbrüche, z. B. die Judikarien- und Puster-Abschiebungen zwischen dem Ostalpen-Hauptkamm (Ötz-Tauern) und dem Dolomiten-Block. Je nachdem ihre vertikale Sprung-

höhe über bestimmte Maße hinaus zunahm, wurden diese normalen Brüche vom alpinen Scheitelgebiet umgedrückt (DIETZEL 1960, van HILTEN 1960, AGTERBERG 1961). Dieser südvergente Druck im Mesoderma war die Folge der Anhäufung von Energie der Lage im Scheitelgebiet der Ostalpen. Das mesodermale Gerüst des Gewölbes dehnte sich durch sein eigenes Gewicht pilzartig seitwärts aus: an der Nordseite nordvergent gegen die Nördlichen Kalkalpen, an der Südseite südvergent gegen die Südalpen.

Die südvergente Bewegung des Mesoderma in der Südflanke verursacht den Anschub der Pusterlinie und die Zusammenstauung im westlichen Teil des Drauzuges (in den Lienzer Dolomiten und den westlichen Gailtaler Alpen). Im Querprofil von Lienz beträgt dieser nachträgliche, südvergente Zusammenschub schätzungsweise 7 km (Tafel III). Da EXNER (1960, S. 512) betont, daß die Gesteine der Tauernkulmination im Miozän noch nicht so tief aufgeschlossen waren, daß sie in den sie umgebenden Konglomeraten auftreten konnten, fand die Aufwölbung zum Hochgebirge und die tiefe Abtragung erst seither statt, das heißt, erst im Plio-Pleistozän. Der südvergente Anschub der Pusterlinie und die gleichzeitige Einengung der Lienzer Dolomiten wäre deshalb auch eine sehr junge, regionale Sekundärtektogenese.

Im Bereich des östlichen Teiles der Südalpen tritt noch eine Komplikation in diesem Bauplan auf. Die Tauernkulmination der Ostalpen taucht bei Malta steil westwärts ab (die Katschbergstörung). Dagegen erhebt sich S der periadriatischen Narbe, in gestaffelter Anordnung, ein neues Element, die karnische Geantikline.

Über die Ursache dieser Primärtektogenese wissen wir wenig. Man kann vermuten, daß sie zusammenhängt mit einem weiteren, post-Molasse-Anschub der Gondwana-Schollen. Jedoch, die Absenkung im jüngeren Känozoikum des zwischengeschalteten Mittelmeeres, macht diese Annahme weniger wahrscheinlich. Geodynamisch wahrscheinlicher ist die Annahme, daß die gestaffelt angeordneten Alpenen Geantiklinalzüge alle ihre eigene, bathydermalen „Sialtiefenwülste“ („Asthenolite“) haben, die sie zur Wiederherstellung des isostatischen Gleichgewichtes vertikal emporgehoben haben. Es fehlen jedoch zurzeit noch die diagnostischen Beobachtungen geophysikalischer Art (wie Schwerkraftmessungen und seismische Daten) zur Deutung der Ursache dieser Primärtektogenese.

Das Ergebnis dieser Primärtektogenese war jedenfalls, daß die Reliefenergie der Ostalpen-Geantikline in östlicher Richtung abnahm, dagegen die der Karnischen Alpen ostwärts zunahm. Die Vergenzrichtung der gravitativ bedingten, regionalen Sekundärtektogenese änderte sich deshalb. Sie ist südvergent im Westteil des Drauzuges südlich der Tauernkulmination, aber nordvergent im Ostteil des Drauzuges nördlich der östlichen Karnischen Alpen.

Etwa ab Paularo ostwärts dehnte sich das Dachgebiet der Karnischen Geantikline, wobei Scheitelgräben einsanken (oder noch tiefer absanken). Dies sind der von GUICHERIT (1964) beschriebene Hauptgraben, welcher sich von Paularo über Pontebba und Tarvis bis an die jugoslawische Grenze verfolgen läßt, und der von KAHLER und PREY (1964) beschriebene Zweigraben, welcher über den Trogkofel und Gartnerkofel verläuft. Diese Dehnungen des Dachgebietes der östlichen Karnischen Alpen wurden volume-

trisch kompensiert von einer nordvergenten Kompression im tiefer gelegenen Drauzug. Etwa von Weißbriach ostwärts wird das Gail-Kristallin am Drauzug angeschoben und der Grabeninhalt nordvergent zusammengestaucht (siehe Abb. 3).

g) Die Schlußphase der Tektogenese

Während und nach der Hebung der Ostalpen wurde von Wasser und Eis ein Relief geschaffen, wodurch lokal große Anhäufungen der Reliefenergie entstanden. Diese Reliefenergie verursachte lokale Abrutschungen (wie jene des Mordbichls), Großhanggleitungen (wie südlich von Bad Jungbrunn) und Kollapse der steilfallenden Schichtstöße (wie im Rhät des Himperlöhner Baches und in den Jurakalken am Stadtweg). Hierzu gehören auch die von ENGELN (1963) und GUCHERIT (1964) beschriebenen, lokaltektogenetischen Erscheinungen, sowie die Abgleitung vom Garnitzenberg in Abb. 4 usw. Die Abgleitung am Vaiont-Damm bei Longarone im Jahre 1963 ist ein tragisches und aktuelles Beispiel dieser Schlußerscheinungen der Tektogenese. Diese lokalen und sehr jungen Erscheinungen der Gravitationstektonik schließen einerseits an und werden superponiert auf die von der Schwerkraft bedingten geodynamischen Prozesse regionaler und geotektonischer Bedeutung; andererseits schließen sie an die ebenfalls gravitativ bedingten Prozesse des dispergierten Materialtransports durch Erosion an.

Diese oben skizzierte Entwicklungsgeschichte des Drauzuges im allgemeinen und der Lienzer Dolomiten im besonderen läßt sich tabellarisch zusammenfassen (siehe Tabelle 1). Es zeigt sich also, daß die geologische Geschichte der Lienzer Dolomiten das Ergebnis geodynamischer Prozesse ist, welche sehr verschiedene Größenordnungen der räumlichen und zeitlichen Maßstäbe aufweisen, und die in historisch verschiedenen Zeitabschnitten stattfanden. Es können geo-tektonische, regional-tektonische und lokal-tektonische Entwicklungen unterschieden werden, welche im Laufe der Zeit aufeinander superponiert wurden. Die geologische Entwicklungsgeschichte dieses höchst kompliziert gebauten Gebirges muß deshalb nach den Gesichtspunkten einer „relativistischen Stockwerktektonik“ analysiert werden, wie in den rezenten Arbeiten des erstgenannten Verfassers angegeben wurde (van BEMMELEN 1963, 1964). Nur so kann eine dem Tatsachenbestand völlig rechtfertigende Deutung des geodynamischen Werdens dieses Gebirges erreicht werden.

Tabelle 1:

Schema der geologischen Entwicklung der Lienzer Dolomiten

Hauptphasen der Ostalpinen Entwicklung	Art der geodynamischen Prozesse	Geologische Prozesse in den Lienzer Dolomiten und in ihrem Rahmenbereich
a) Prä-alpine Orogenesen	Wachstum der Urkontinente Gondwana und Laurasia.	Bildung der Grundgebirgestrukturen.
b) Variscische Diskordanz	Epirogenetische Hebung.	Abtragung bis auf das Mesoderma (die Kristalline Schiefer des Grundgebirges).
c) Die alpine geosynklinale Phase (Perm bis Untere Kreide)	Geo-undatorische Deformationen des Geoids und ihre geotektonischen Reaktionen. Entwicklung großer dextraler E—W-Seitenverschiebungen an der Nordseite der Tethys („Tethys Torsion“) und geosynklinale Absenkung der Tethys-Zone.	Bildung der permo-mesozoischen Sedimenthaut (Epiderma). Zu gleicher Zeit dextrale Verschiebungen im Mesoderma, z. B. Pusterlinie, Gaillinie, Karawanken-Längsstörungen, woran die Pb-Zn-Vererzungen der Triaszeit (epigenetisch und syngenetisch) gebunden sind.
d) Die Flysch-Phase der Ostalpinen Orogenese (Die „tief-orogene“ oder „Gosau“-Phase) (Mittel- bis Obere Kreide)	Alpidisch regionale Tektogenese. Mesoundatorische Bildung des Nord-Adriatumors und Absenkung der Tauern-Vortiefe. Nordvergentes Verfließen des Dachgebietes des Nord-Adriatumors.	Passive nordgerichtete Verlagerung der alpinen Sedimenthaut (Epiderma) auf dem Rücken des nordwärts gleitenden Mesodermas. Bildung der „Proto-Austriden“ auf einer Gleitbasis des Bathydermas (mit „Proto-Penniden“).
e) Die intermediäre Dehnungsphase im Bereich des Drauzuges und des Klagenfurter Beckens (Paläogen)	Geotektonische Entwicklung eines gestaffelt angeordneten Systems dextraler NW—SE-Seitenverschiebungen. Bildung E—W-streichender Dehnungsgräben entlang der älteren E—W-Seitenverschiebungen.	Absenkung des Draugrabens. Bildung normaler Abschiebungsbrüche und Flexuren im Mesoderma (Grundgebirge) und darüber flachwellige Drapierungen des Epidermas (die alpine Sedimenthaut). Intrusion der Biotitkersantite im Amlacher Wiese-Teilgraben. Lokale Stauchungen durch Volltroggleitungen in den zutiefst eingesunkenen Teilgräben; Kollapse und Abgleitungen der relativ höheren Teilhorste und Abbruch- oder Flexurstufen.
f) Die Molasse-Phase der Alpine Orogenesen (Die „hochorogene“ Phase) (Neogen)	Weiterentwicklung des alpinen Systems der Mesoundationen. Inversion des Großreliefs durch Hebung der Ostalpinen Geantikline und Absenkung des Nord-adria-Tumors.	Zusammenschub der Lienzer Dolomiten im Drauzug durch südvergenten Anschub des Kristallins N Pusterlinie (etwa 7 km Einengung des Grabenquerschnittes südlich von Lienz).
g) Schlußphase der Tektogenese (Quartär)	Lokale Anhäufungen der Reliefenergie durch Wasser- und Eiserosion.	Abrutschungen im Schichtverband (Mordbichl), Groß-Hanggleitungen (südlich von Bad Jungbrunn), Kollapse hangparalleler steiler Schichtstöbe (Rhät des Himperlanner Baches, Jurakalke am Stadtweg) usw.

Literatur

- AGTERBERG, F. P. (1961): Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. — *Geologica Ultraiectina* no. 8 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).
- AGTERBERG, F. P. (1964): The method of statistical structural analysis (as applied to the Crystalline basement of the Dolomites in North Italy). — *Geologie & Mijnbouw*, 43, Juni 1964, 222—235.
- BEMMELEN, R. W. van (1955): Tectogenèse par gravité. — *Bull. Soc. belge de géol. Pal. et hydr.*, 64, 95—123.
- BEMMELEN, R. W. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). — *Jb. d. Geol. B. A.*, 1957, 100, 2, S. 179—212, mit Tafel XV—XIX.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 a): Zur Mechanik der Ostalpinen Deckenbildung. — *Geol. Rdsch.*, 50, 474—499.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 b): New views on east-alpine orogenesis. — *Int. Geol. Congr.*, XXI Session, Norden, 1960, Part XVIII, 99—116.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 c): Die Methode in der Geologie. — *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 53, 1959, 35—52.
- BEMMELEN, R. W. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil, Die Zentralen Gailtaler Alpen). — *Jb. d. Geol. B. A.*, 1961, 104, S. 213—237, mit Tafel XII—XIV.
- BEMMELEN, R. W. van (1963): Geotektonische Stockwerke (eine relativistische Hypothese der Geotektonik). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 55, 1962, 209—232 (Wien, 1963).
- BEMMELEN, R. W. van (1964 a): I. Phénomènes géodynamiques à l'échelle du Globe (la géonomie). II. Phénomènes géodynamiques à l'échelle de l'écorce (la géotectonique). III. Phénomènes géodynamiques à l'échelle de l'orogénèse Alpine (la tectonique). — *Mém. Soc. belge de Geol. Pal. et Hydrol.*, 8, 1—127.
- BEMMELEN, R. W. van (1964 b): A cross-section along 37° N. Lat from the E. Pacific to the Mid-Atlantic Ridge. — Appendix bei der Arbeit ENGELNS über die Bermuda-Aufwölbung. *Tectonophysics*, 1, 1, 95—96.
- BOER, J. de (1963): The geology of the Vicentinian Alps (with special reference to their paleomagnetic history). — *Geologica Ultraiectina* No. 11 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).
- BOER, J. de (1965): Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. — *J. of Geoph. Res.*, 70, 4, 931—944.
- CLAR, E. (1953): Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — *Verh. Geol. B. A.*, 1953, 2, S. 93—104.
- CORNELIUS, H. P. (1940): Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 92, 1940, 4/5, 271—312.
- CORNELIUS, H. P. und M. FURLANI-CORNELIUS (1943): Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — *Ber. Reichsamt Bodenf.*, 1943, S. 1—6, Wien, 1943.
- CORNELIUS, H. P. (1949): Gibt es eine „Alpin-dinarische Grenze“? — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 36—38, Band, 1943—1945, Wien, 1949, S. 231—244.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1952): Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone. — *Verh. Schweiz. Naturf. Ges.*, Bern, S. 138—140.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1953): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. I. — *Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 162. Bd., S. 279—294.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1955): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. II. — *Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 164. Bd., S. 131—144.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1960): Contributo alla Conoscenza della Geologia della cosiddetta Zona a radici nelle austriadi occidentale e centrale. — *Ann. Un. Ferrara (nuova serie)*. Sez. IX; *Sc. geol. e min.*, vol. III, n. 6, S. 105—117.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1960): Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). — *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw.* 1960, (Kraus-Festschr.) 36—39.

DIETZEL, G. F. L. (1960): Geology and Permian paleomagnetism of the Merano Region. Province of Bolzano, N. Italy. — *Geologica Ultraiectina* no. 4 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

EMMRICH, H. (1855): Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — *Jb. Geol. R. A.*, 6. Jg., S. 444—450.

ENGELEN, G. B. (1963): Gravity tectonics in the Northwestern Dolomites (N. Italy). — *Geologica Ultraiectina*, no. 13 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

EXNER, Chr. (1956): Sedimentkeile und Mylonite im Altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — *Festschr. Angel*, S. 32—39.

EXNER, Chr. (1960): Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. — *Extr. du Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot*, Tome II, 1960—1963, 503—515 (Mém. Soc. géol. Fr.).

EXNER, Chr. (1961): Der Granodiorit von Wöllatratzen (Mölltal) und die hydrothermalen Veränderungen der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. — *Carinthia III*, *Mitteil. des Naturw. Vereines f. Kärnten*, 71. bzw. 151. Jahrg., S. 41—50, Klagenfurt, 1961.

EXNER, Chr. (1962): Die Perm—Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). — *Verh. Geol. B. A.* 1962, I, 76—80.

EXNER, Chr. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. — *Jb. Geol. B. A.*, 105, S. 273—286, Wien, Dez. 1962.

FRIEDRICH, O. M. (1964): Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ost-Alpen. — *N. Jb. Miner. Mh.*, 1964, 2, 33—49.

FURLANI, M. (1912): Der Drauzug im Hochpustertal. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 5, S. 252—271.

GEYER, G. (1897): Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. — *Verh. Geol. R. A.*, Jg. 1897, S. 114—127.

GEYER, G. (1898): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. — *Jb. Geol. R. A.*, 47. Jg., S. 295—364.

GEYER, G. (1903): Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — *Verh. Geol. R. A.*, Jg. 1903, S. 165—196.

GUICHERIT, R. (1964): Gravity tectonics, gravity field and paleomagnetism in NE Italy (with special reference to the Carnian Alps, north of the Val Fella—Val Canale area between Paularo and Tarvisio, Province of Udine). — *Geologica Ultraiectina*, no. 14 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. — Herausgeg. v. Geol. Inst. d. Universität Graz, 1936.

HERITSCH, F. & KÜHN, O. (1951): Die Südalpen. — In: SCHAFFER, F. X., *Geologie von Österreich*, S. 233—301. Deuticke Verlag, Wien.

HERITSCH, H. & PAULITSCH, B. (1958): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — *Jb. Geol. B. A.*, 101, S. 191—200.

HILTEN, D. van (1960): Geology and permian palaeomagnetism of the Val-di-Non area (W-Dolomites, Italy). — *Geologica Ultraiectina*, no. 5 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

HILTEN, D. van (1964): Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. — *Tectonophysics*, 1, 1, S. 3—71.

HOLLER, H. (1951): Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — *Berg — Hüttenm. Abh.*, 96. Bd., S. 69—75.

HOLLER, H. (1953): Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. — *Carinthia II*; *Mitt. nat.-wiss. Ver. f. Kärnten*, 143. Jg., S. 35—46.

HOLLER, H. (1960): Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — *Carinthia II*; *Mitt. nat.-wiss. Ver. f. Kärnten*, 150. Jg., S. 63—75.

HILTEN, D. van (1960): Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. — *Tectonophysics*, 1, 1, Elsevier Verlag, Amsterdam.

HINTE, J. E. van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B. A.*, Sonderband 8, Wien 1963.

KAHLER, F. (1951): Fazies, Klima und das Problem der Gleichzeitigkeit im Karbon-Permprofil der Karnischen Alpen. — Extr. Comptes Rendu 3ième Congr. Strat. et géol. Carb., Heerlen, 1951, S. 307—310.

KAHLER, F. und PREY S. (1963): Erläuterungen zur geologischen Karte des Naßfeld — Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — Ausgabe Geol. B. A. Wien (115 S., mit 5 Tafeln).

KLEBELSBERG, R. von (1935): Geologie von Tirol. Borntraeger Verlag, Berlin.

KLEBELSBERG, R. von (1952 a): Am Ufer des Drau-Gletschers bei Lienz. — Lienzener Buch (Schlern-Schriften, 98), S. 263—271, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. von (1952 b): Die Lienzener Dolomiten, Bau und Bild. — Lienzener Buch (Schlern-Schriften, 98), S. 273—287, Innsbruck.

KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der Alpenen Trias II. Weitere Bairdiidae. — Jb. Geol. B. A., 106. Bd., S. 121—205.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W. E. (1962): Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol). — Jb. Geol. B. A., 105. Bd., S. 173—242.

MUTSCHLECHNER, G. (1952): Neues Vorkommen von Glimmerkersantit in den Lienzener Dolomiten (Osttirol). — Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 161. Bd., S. 193 bis 197.

ÜBERHAUSER, R. (1960): Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintental und Lavant (Lienzener Dolomiten). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1960, S. A 120.

ÜBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. II. — 8.: Die tiefere Kreide in Osttirol und Kärnten. — Jb. Geol. B. A., 106. Bd., S. 24—25.

PAULITSCH, P. (1960): Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. — Jb. Geol. B. A., Jg. 1960, S. 103—119.

SCHAFFER, F. X. (1951): Geologie von Österreich. — Zweite veränderte Ausgabe. Fr. Deuticke, Wien.

SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzener Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 13. Bd., 1962, S. 41—120, Wien, Juli 1963.

SCHMIDEGG, O. (1937): Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Ost-Tirol). — Jb. Geol. B. A., 86, 1—2, 111—132.

SIKOSEK, Boris (1958): Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. — Siehe: Receuil trav. inst. géol. Iovan Zujovic, X, S. 247 und folgende, Beograd, 1958 (Vortrag, gehalten zur 50. Jahr-Festtagung der Geol. Gesellschaft in Wien am 29. IX. 1958).

SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen. — In: SCHAFFER, F. X., Geologie von Österreich, S. 302—393. Deuticke-Verlag, Wien.

STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiet. — Jb. Geol. R. A., 7. Jg., S. 405—459.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. — Verl. Fr. Deuticke, Wien, 1963.

WISE, D. H. (1963): Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift. — Bull. A. A. P. G., 47, 4, 586—598.

Tafel I:

Geologische Karte der Lienzener Dolomiten, Maßstab 1:50.000.
Mit Übersichtskarte und drei Übersichtsprofilen, Maßstab 1:1.000.000.

Tafel II:

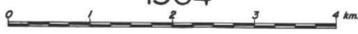
Geologische Profile der Lienzener Dolomiten, Maßstab 1:50.000.

Tafel III:

Zwei genetische Profile der Lienzener Dolomiten, Maßstab 1:200.000.

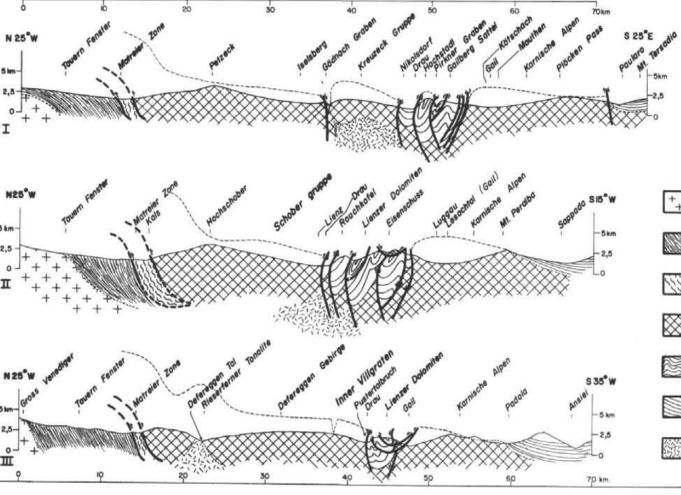
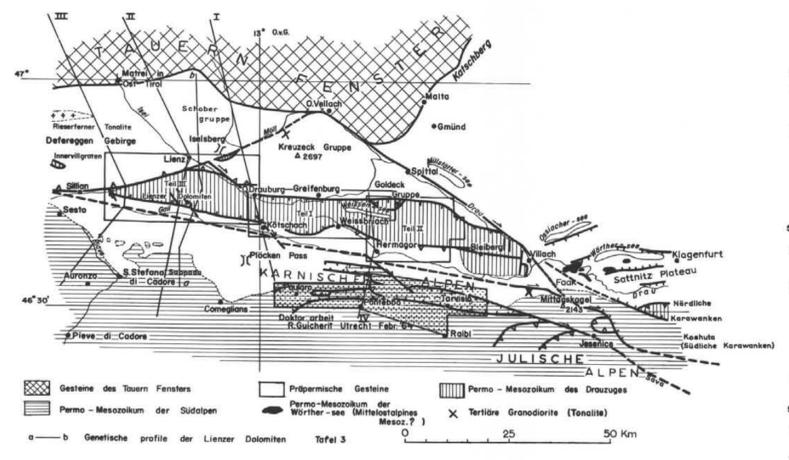
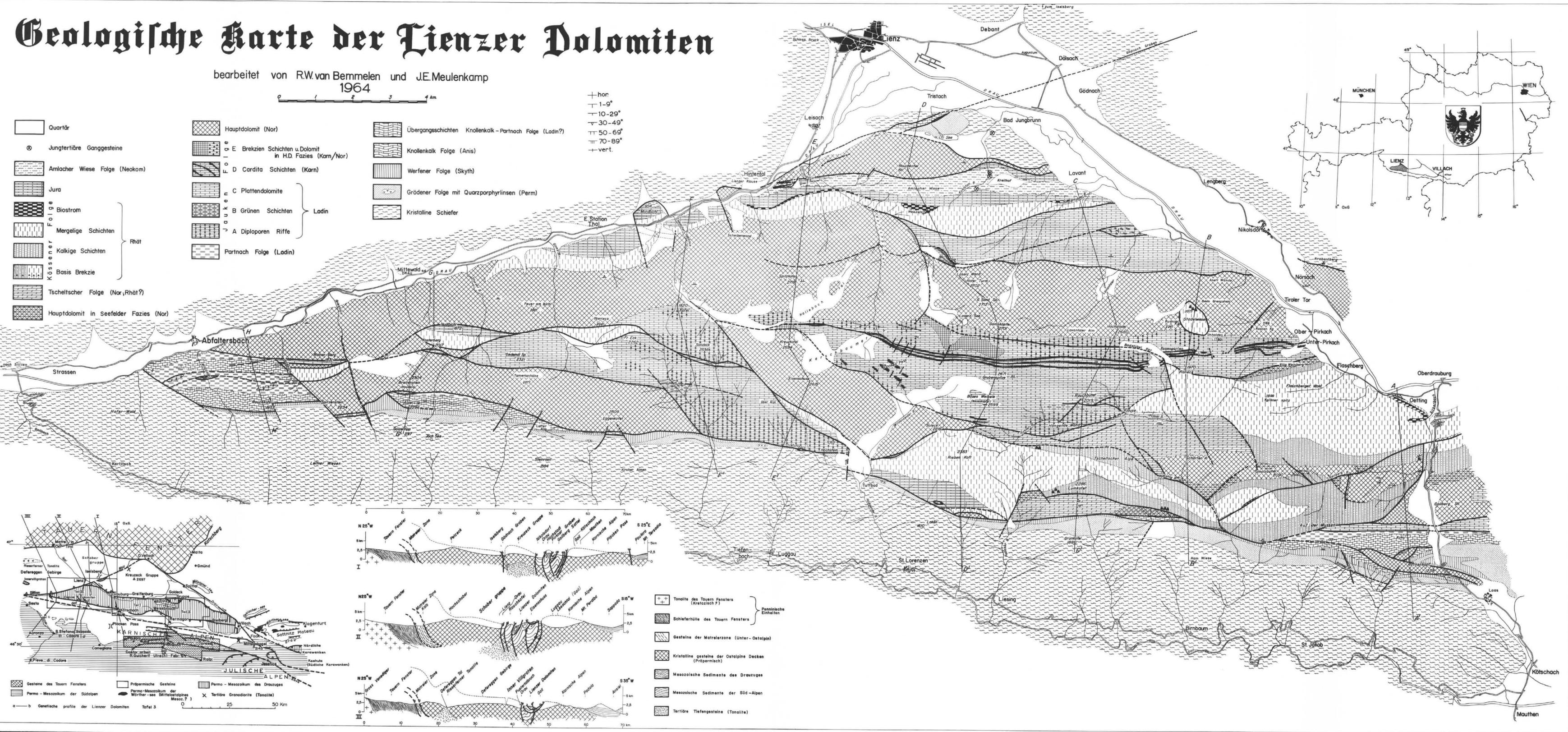
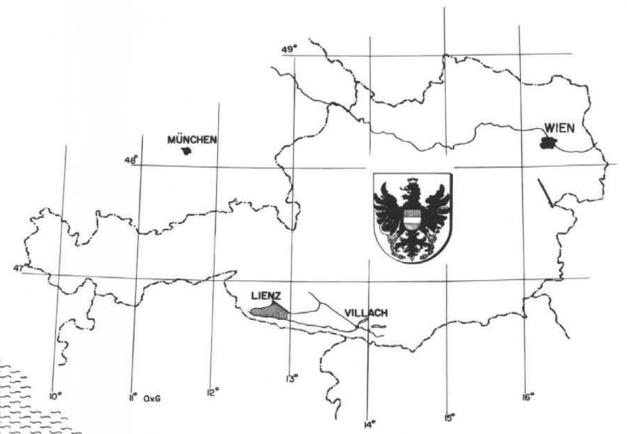
Geologische Karte der Lienzer Dolomiten

bearbeitet von R.W.van Bemmelen und J.E.Meulenkamp
1964



+ hor
- 1-9°
- 10-29°
- 30-49°
- 50-69°
- 70-89°
+ vert.

- Quartär
- Jungtertiäre Ganggesteine
- Amlicher Wiese Folge (Neokom)
- Jura
- Bioström
- Mergelige Schichten
- Kalkige Schichten
- Kossener
- Basis Brekzie
- Tscheltscher Folge (Nor, Rhät?)
- Hauptdolomit in Seefeldler Fazies (Nor)
- Hauptdolomit (Nor)
- E Brekzien Schichten u. Dolomit in H.D. Fazies (Karn/Nor)
- D Cardita Schichten (Karn)
- C Plattendolomite
- B Grünen Schichten
- A Diplopori Riffe
- Partnach Folge (Ladin)
- Übergangsschichten Knollenkalk - Partnach Folge (Ladin?)
- Knollenkalk Folge (Anis)
- Werfener Folge (Skyth)
- Grödener Folge mit Quarzporphyrilinsen (Perm)
- Kristalline Schiefer

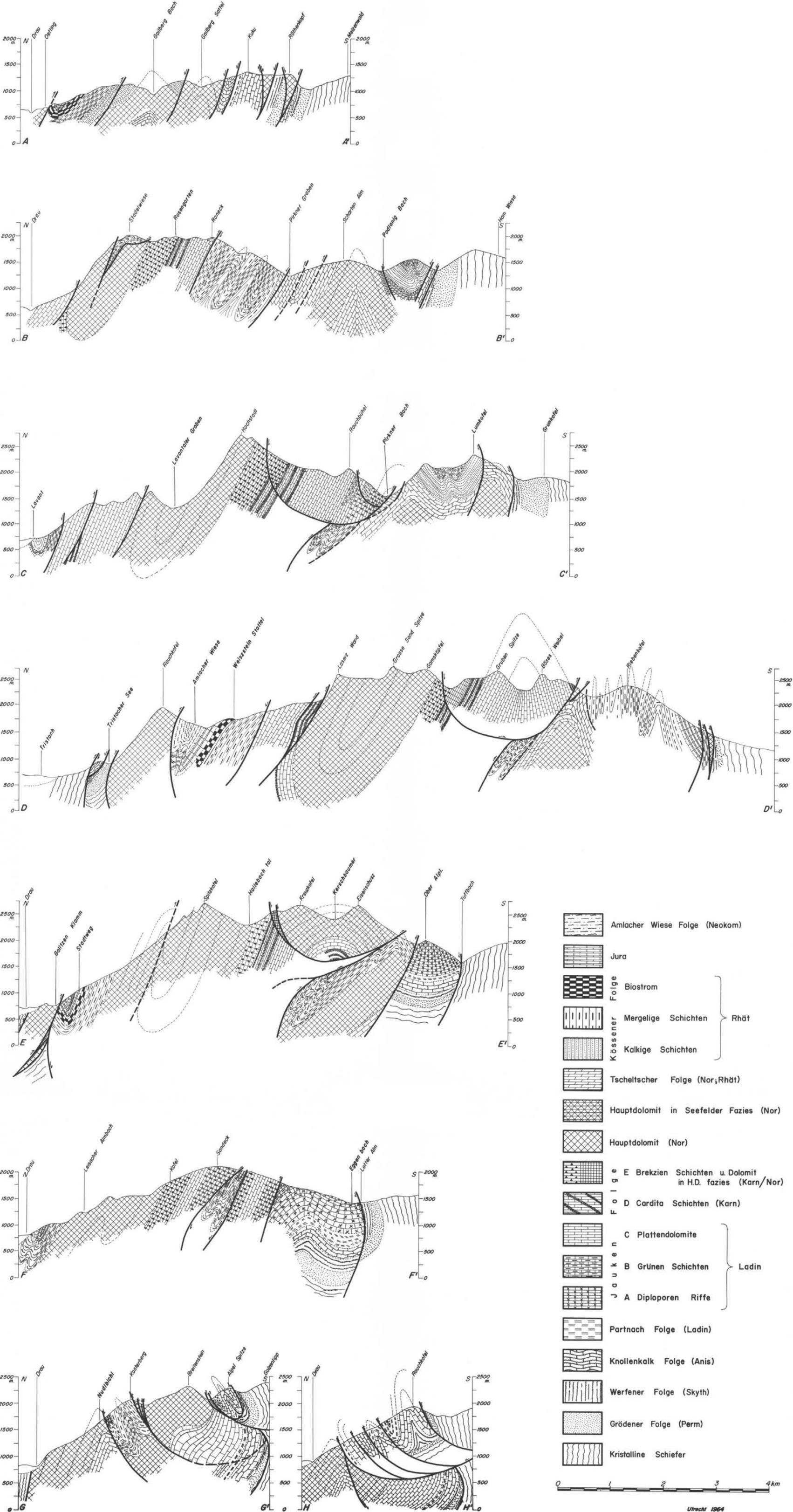


- Tonite des Tauern Fensters (Kretozisch?)
- Schieferhülle des Tauern Fensters
- Gesteine der Matrelerzone (Unter-Ostalpin)
- Kristalline Gesteine der Ostalpine Decken (Präpermisch)
- Mesozoische Sedimente des Drauzuges
- Mesozoische Sedimente der Süd-Alpen
- Tertiäre Tiefengesteine (Tonite)

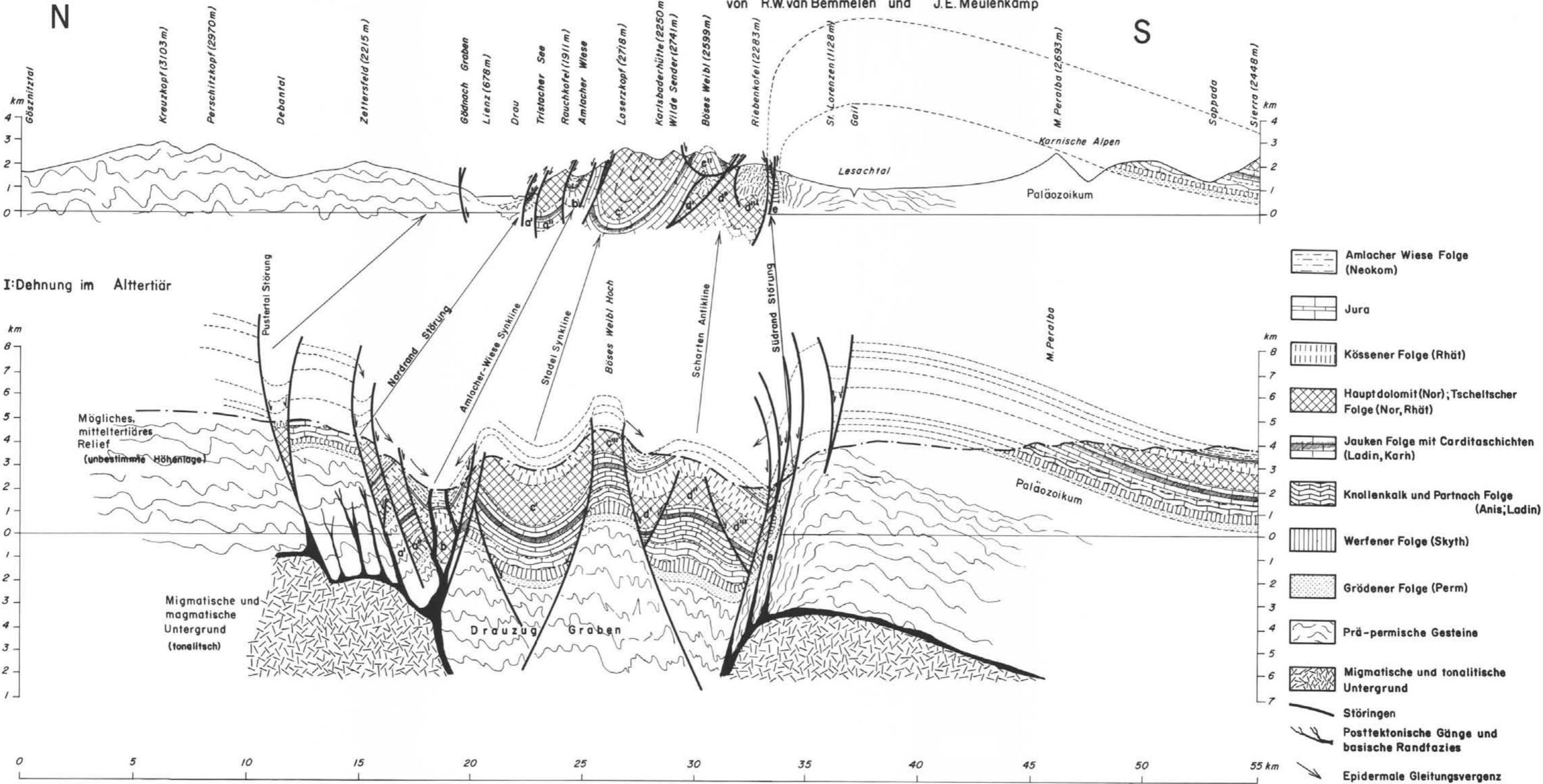
PROFILE DER LIENZER DOLOMITEN

bearbeitet von R.W.van Bemmelen und J.E.Meulenkaamp

1964



von R.W. van Bemmelen und J.E. Meulenkamp



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: [108](#)

Autor(en)/Author(s): Van Bemmelen Reinout Willem, Meulenkamp Johann E.

Artikel/Article: [Beiträge zur Geologie des Drauzuges \(Kärnten, Österreich\): dritter und letzter Teil: Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen 213-268](#)