

Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)

(Erster Teil)

Von R. W. van Bemmelen

(Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität Utrecht, Holland)*)

Inhalt

Summary	179
I. Einleitung	180
II. Stratigraphie	181
III. Tektonik	194
IV. Geologische Geschichte	209
V. Schrifttum	211
Tafel XV: Schematische Strukturkarte, 1:500.000	
Tafel XVI: Übersichtsprofile A—E, 1:200.000	
Tafel XVII: Geologische Karte der westlichen Gailtaler Alpen, 1:50.000	
Tafel XVIII: Sonderprofile I—X, 1:50.000, XVIII a Nagglgraben, 1:2500	
Tafel XIX: Fazieschema	

Summary

Contribution to the Geology of the western part of the Gailtal Alps (Carinthia, Austria)

The Gailtal Alps are a section of the Drau Zone of the Eastern Alps in Austria. This Drau Zone is an E—W trending belt of intensely folded and faulted Permo-triassic rocks, which forms the boundary between the central part of the Alpine Geanticline (with the Tauern Window) and its southern flank (see schematic structural map, pl. XV).

In former syntheses of the orogenic structure of the Alps this Drau Zone has been considered as the suture line („Narbe“, „Naht“) between the northern or Alpine branch *sensu stricto* and the southern or Dinaric branch of the Alpine Mountain System (*sensu largo*). The belt of highly compressed permo-triassic sedimentary series of the Drau Zone was interpreted as the tectonic root of the nappes in the Northern Limestone Alps.

This concept should be revised, however, on account of the data collected during four summers of fieldwork in the Gailtal Alps, done by the author with groups of geology students of the University of Utrecht.

Stratigraphically the Permo-triassic sediments of the Gailtal Alps belong to a facies which might be considered as a transition between that of the Permo-triassic in the Southern Alps and that of the Northern Limestone Alps. There is no abrupt contrast of facies between the Permo-triassic

*) Adresse: Miner Geol. Instituut, Oude Gracht 320, Utrecht.

sediments of the Alpine branch and those of the Dinaric zone (see scheme of the facies, pl. XIX).

The primary tectonic character of the Drau Zone appears to be that of a graben- or rift-zone, which originated in the southern flank of the Alpine Geanticline in younger Tertiary time. It was formed during the doming up of the present Tauern Arch. Both processes, the rise of the Tauern and the subsidence of the Drau Zone, are probably mechanically related.

A narrow wedge of crystalline rocks with a cover of Permo-triassic sediments subsided some 6—8 km between the rivers Gail and Drau. Partly during this subsidence, and partly after it, this Draugraben was closed by gravitational reactions. These gravitational or secondary tectonic processes caused southward imbrications and thrusts in the northern flank of the graben, and northward deformations of its southern escarpment.

The secondary tectonic deformations of the graben zone did not only affect the sedimentary epiderm ("decollements", i. e. gliding of sedimentary complexes). Also the underlying crystalline rocks were cut by saucer-shaped fault planes. The latter caused both normal subsidences and dilations of the crystalline series in the ranges adjacent to the graben. The nether end of the faults, emerged at lower topographic levels as upthrusts in the sides of the depression (see sections, pl. XVI).

I. Einleitung

Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten bilden zusammen den westlichen Teil des sogenannten „Drauzuges“, der in der südlichen Flanke der Ostalpen in Ost—West-Richtung verläuft (Heritsch und Kühn, in Schaffer, 1951, Abb. 4 auf S. 236).

Der Gailtaler Sektor ist eine etwa 65 km lange Bergkette, welche an der Nordseite vom Drautal und an der Südseite vom Gailtal begrenzt wird. Diese Kette endet im Osten bei Villach, wo Drau und Gail zusammenfließen. Im Westen schließt sie an die Lienzer Dolomiten an, die ihre westliche Fortsetzung bilden. Die Grenze zwischen Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten wird vom Gailbergsattel gebildet, über den die Straße von Oberdrauburg nach Kötschach-Mauthen führt.

Die Straße von Greifenburg über den Kreuzbergsattel nach Weißbriach und ferner durch das Gitschtal nach Hermagor teilt die Gailtaler Alpen in eine westliche und eine östliche Hälfte, die beide mehr als 30 km lang sind. Über den östlichen Teil sind kürzlich einige Arbeiten erschienen (Anderle, 1951; Holler, 1953).

Über die westlich anschließenden Lienzer Dolomiten veröffentlichte vor kurzem M. Cornelius-Furlani die Ergebnisse ihrer Untersuchungen (1953, 1955).

Über den westlichen Teil der Gailtaler Alpen sind aber seit der zu ihrer Zeit vortrefflichen Karte mit Erläuterung von Geyer (1901) keine neueren Untersuchungen veröffentlicht worden.

Um diese lange Ruheperiode in der geologischen Erforschung des westlichen Teils der Gailtaler Alpen zu überbrücken, machte H. Küpper den Vorschlag, daß Verfasser mit Studenten des geologisch-mineralogischen Instituts der Reichsuniversität von Utrecht Kartierungsübungen in der

Permo-Trias-Formation machen sollte, aus der der Hauptgrad dieser Gebirgskette besteht. Das Kristallin der Gailtaler Alpen zwischen der Permo-Trias und dem Gailfluß wurde von Prof. Heritsch in Graz studiert, während das Kristallin der Kreuzeck-Gruppe auf Grund der Aufnahmen von Bergrat H. Beck photogeologisch durch H. Holzer bearbeitet wird.

Nach einem ersten Besuch mit Dr. Küpper in den Gailtaler Alpen im Frühjahr 1953 wurden von 1953 bis 1956 jedes Jahr mit einer neuen Gruppe von etwa einem Dutzend Studenten während eines Sommermonats Kartierungsübungen gemacht. Außerdem fanden einige Exkursionen statt mit Dr. Küpper, Dr. Kahler und Frau Dr. Cornelius-Furlani. Ihnen allen dankt Verfasser für Interesse und Hilfe bei dieser Arbeit. Prof. Dr. Zapfe vom Naturhistorischen Museum zu Wien danken wir außerdem für die Bestimmung von Fossilien, die wir in den westlichen Gailtaler Alpen fanden.

Durch die intensive Begehung des Gebiets, wobei viele Tausende von Wahrnehmungen bezüglich der Lithologie und der Struktur gemacht wurden, entstanden Einsichten in Stratigraphie und Tektonik, die eine Weiterentwicklung und Ausbau der vorhandenen Kenntnisse bedeuten. Darüber wird in dieser Veröffentlichung näher berichtet.

II. Stratigraphie (Übersicht, siehe Tafel XIX)

Eine gute Stratigraphie ist der unentbehrliche Schlüssel zu einer richtigen Deutung der Tektonik. Bisher ist die damals vorzügliche stratigraphische Arbeit von Geyer und seinen Vorgängern betreffs dieser Kette nahezu unverändert übernommen worden. Auch jetzt noch ist sie ein ausgezeichnete Ausgangspunkt, wenn auch verschiedene Abweichungen gefunden wurden. Tektonische Komplikationen, stellenweise auch recht beträchtliche Faziesänderungen und die Monotonie der kalkig-dolomitischen Serie, in der Fossilien oder Leithorizonte selten sind, erschweren die Aufstellung eines stratigraphischen Schemas. Grenzen sind in der kalkig-dolomitischen Triasserie nur selten scharf zu ziehen. Mächtigkeiten der Ablagerungen sind meistens schwer zu bestimmen, und es ist oft nicht klar, ob Abweichungen in der Dicke der Schichtpakete die Folge der Tektonik (Auswalzen oder Zusammenstauung) sind oder ob es sich um primäre Ablagerungserscheinungen handelt. Trotz dieser Schwierigkeiten entstand eine ziemlich gute Einsicht in die stratigraphischen Verhältnisse.

Auf der Karte sind folgende Formationen unterschieden worden:

Quartär: Nicht näher gegliederte Flußablagerungen, Schuttkegel und Moränen.
Diskordanz

(?) Lias Rifflkalke.

Oberes Rhät.

Unteres Rhät.

Hauptdolomit.

Jaukenkalke und Dolomite mit eingelagerten Raiblerhorizonten (= Carditaschichten).

Oberer Muschelkalk („Plattenkalk“).

Unterer Muschelkalk („Knollenkalk“).

Werfener Schichten.

Grödener Sandsteine und Konglomerate (mit Linsen von Quarzporphyr).

Diskordanz

Kristalline Schiefer.

Diese Formationen sollen im folgenden kurz besprochen werden; mit den ältesten Formationen wird angefangen.

Kristalline Schiefer

Da diese von Prof. Dr. Heritsch bearbeitet werden, sind sie nicht näher studiert worden. Es sei bemerkt, daß nach der Meinung verschiedener Verfasser ein Teil der Phyllite an der Basis der Grödener Sandsteine an der Nordseite noch zum Paläozoikum gehören könnten. Nur an einer Stelle wurde in diesem nördlichen Kristallin ein marmorisierter Kalkstein angetroffen, u. zw. gleich an der Basis von ganz dolomitisiertem Muschelkalk, südlich von Steinfeld. Hangschutt verhinderte jedoch, die Beziehung zum Kristallin, das in der Nähe von Petersbrünnl aufgeschlossen ist, festzustellen.

Die Grödener Sandsteine und Konglomerate

Diese bilden ein gut erkennbares Niveau, das aus roten Sandsteinen, polymikten Konglomeraten und groben Brekzien, deren Bestandteile maximal 10–20 cm Durchmesser haben, besteht. Die Bestandteile bestehen hauptsächlich aus Quarz, ferner aus Bröckchen kristalliner Schiefer, und in der Umgebung von Laas auch aus Quarzporphyrgeröllen. Die Sandsteine sind mehr oder weniger verkittet durch Quarz und zeigen bisweilen Quarzadern, welche ausnahmsweise auch etwas Epidot und Pyrit führen.

Die Mächtigkeit wechselt stark. An der Nordseite, entlang der Drau, fehlt das Grödener Niveau stellenweise völlig, oder es kommt nur in der Form von Linsen vor (im Dollgraben bei Glatschach); ferner als 40–60 m dicke Bank, die vom Brettergraben ostwärts bis über den Latschurgrat zu verfolgen ist.

An der Südseite wurden örtlich viel größere Mächtigkeiten beobachtet, besonders in der Umgebung von Laas (Laaser Wald, Trutschwald). Die Mächtigkeit beträgt hier 500–1000 m. Aber es gibt auch Andeutungen, daß diese großen Mächtigkeiten, wenigstens teilweise, infolge von Faltungen und/oder Überschiebungen entstanden sind.

Quarzporphyrllinsen

Außerdem kommen in dieser südlichen Zone, etwa 200 m oberhalb der Basis der Grödener Sandsteine, eine Anzahl Linsen von biotitführenden Quarzporphyren vor. In der Umgebung dieser Quarzporphyrllinsen tritt oft sekundärer Jaspis in den Grödener Sandsteinen auf. Durch diese Quarzporphyrllinsen ergibt sich eine Analogie mit dem Grödener Sandstein von Südtirol.

De Sitter (1956, p. 70–71) weist daraufhin, daß der Name Verrucano von den Geologen in den Dolomiten für Konglomerate, die unter den Quarzporphyren vorkommen, gebraucht wird, aber daß die Verrucanokonglomerate in den klassischen Fundorten der Westalpen über dem vulkanischen Perm liegen. Die Grödener Sandsteine der Gailtaler Alpen mit Einschaltungen von Quarzporphyren können deswegen mit dem Verrucano der Südtiroler Dolomiten korreliert werden, soweit die Sandsteine und Konglomerate unter den Linsen gelegen sind, und mit dem Verrucano der lombardischen Alpen und der helvetischen Decken, soweit sie darüber liegen.

Der Name Verrucano würde also in einer umfassenderen Bedeutung auf das ganze Niveau der Grödener Sandsteine und Konglomerate der Gailtaler Alpen angewandt werden können. Eine solche Erweiterung des Begriffes würde aber die Verwirrung in der Namengebung vielleicht noch

mehr vergrößern. Die polymikten Konglomerate, die nahe der Basis der Gröden Sandsteine vorkommen und die neben Quarz auch viele Komponenten von kristallinen Schiefern enthalten, können eventuell mit dem neutralen Namen „Grundkonglomerate“ angedeutet werden.

Werfener Schichten

Auf diesen Sandsteinen und Konglomeraten folgt ein Niveau von glimmerreichen Sandsteinen und buntgefärbten glimmerreichen Ton-schiefern. Dieses Niveau ist oft nur einige Meter dick und fehlt stellenweise ganz. Auch ist es örtlich stark zusammengestaut und dort in einer Mächtigkeit von mehr als 200 *m* aufgeschlossen (Südseite von Jauken). Dieses Werfener Niveau enthält auch oft braune, zellig ausgelaugte Rauchwacken und Anhäufungen von Gips (östlich von Laas; Monsell bei St. Daniel; oberhalb Würzen an der Südseite vom Reißkofel).

Auch enthält dieses Werfener Niveau an seiner Basis stellenweise Bänke von dolomitischen Kalken, die den darauffolgenden Muschelkalken ähneln. Ein solches Kalkniveau liegt z. B. auf der Grenze des Gröden Sandsteins und des Werfener Niveaus oberhalb Siegelberg, südlich von Ranzkofel, und oberhalb Lenzhof, südlich vom Jaukelsattel. Auch die Gipsgrube von Monsell bei St. Daniel enthält gutgeschichtete, dunkelgraue dolomitische Kalke.

Wir können in diesen Kalken und Gipsvorkommen der Südflanke der Gailtaler Alpen einen Faziesübergang in das Perm der Karnischen Alpen sehen, wo zwischen den Gröden Sandsteinen und den Werfener Schichten eine dicke Ablagerung von Gips und dolomitischen Kalken (den sogenannten „Bellerophonkalken“) eingeschaltet ist. Die Bemerkung von Geyer (1901, S. 55), daß dieses Zwischenniveau an der Nordseite der Gail gar nicht vorkomme, wird durch diese Wahrnehmungen widerlegt. Wenn die Entwicklung auch bedeutend geringer ist als an der Südseite der Gail, so fehlt sie nicht ganz.

An der Basis der Werfener Schichten, nahe der Grenze der Gröden Sandsteine, kommt in der Nähe der elektrischen Zentrale zwischen Laas und Blahaus (NO von R. Pettersberg) ein etwa 8 *m* langer und etwa 50 *cm* dicker fossiler Baumstamm¹⁾ in den Werfener Schichten vor.

Unterer Muschelkalk (Knollenkalk)

Auf den Werfener Schichten liegen gutgebankte dunkle Kalke des untersten Muschelkalks. Als Übergangsschichten wurden oft gelbgrüne und rote kalkige Schiefer und Mergel angetroffen, die bisweilen reich sind an Glimmerschüppchen. Im Fellbach nördlich vom Weißensee erreichen diese Übergangsschichten eine Dicke von etwa 25 *m*. Die untersten Muschelkalke sind bisweilen gutgebankte, weißdurchaderte dunkle Kalke, bisweilen wulstig knollige, gelblich verwitterte dunkle Kalke. In diesen letzten entwickelte sich durch wechselnden Gehalt an tonig-sandigen Bestandteilen quer auf der Schichtfläche bisweilen eine netzförmige Zeichnung. Schließlich tritt eine knollige Verwitterung auf, welche charakteristisch ist für diese Kalke und die Ursache des Namens „Knollenkalke“ ist. Auf

¹⁾ Dr. F. P. Jonker vom Institut der Systematischen Botanik der Reichsuniversität zu Utrecht untersuchte dieses Holz. Durch die starke Verkieselung konnte er nur die Vermutung aussprechen, daß es sich um eine Konifere handelt.

den Schichtflächen kommen bisweilen wurmähnliche, problematische Fossilien vor ¹⁾. Auch Querschnitte von Crinoidenresten kommen oft vor. Übrigens ist der Komplex fossilarm.

Der Gehalt an detritären Beimischungen (Glimmer, Quarz) bedeutet einen Übergang zum darunterliegenden Werfener Niveau. Diese detritären Bestandteile fehlen nahezu völlig in dem hiernach zu nennenden obern Muschelkalk. Örtlich ist der Gehalt an detritären Bestandteilen so groß, daß gesprochen werden muß von kalkigen Quarzsandsteinen. Diese kommen in den tieferen Muschelkalkschichten vor, die im Sattelkern nördlich vom Jauken und Reißkofel aufgeschlossen sind.

Oberhalb Jadersdorf und St. Lorenzen im Gitschtal kommt sogar eine 35 m dicke polymikte Sandsteinbank vor, die Pflanzenhäcksel enthält. Unter den Bestandteilen herrschen, außer eckigen Quarz- und Glimmerschüppchen, namentlich Körner von Alkalifeldspat und saurem Plagioklas, Myrmekit, Mikroklin, ferner Bröckchen Trachyt, Quarzporphyr, Granit und Gneis vor. Das Bindemittel ist Dolomit und Kalk. Wir haben es hier mit einem Arkosesandstein zu tun, der auch Quarzporphyrbestandteile enthält, die möglicherweise von den permischen Quarzporphyren herrühren.

Der untere Muschelkalk ist oft dolomitisch. Es war jedoch schwer oder bisweilen unmöglich, bestimmte dolomitische Zonen im Felde zu verfolgen, sodaß für das Gebiet westlich vom Kreuzsattel davon abgesehen worden ist, die dolomitischen Partien in die Karte einzutragen. Östlich vom Kreuzsattel, sowohl nördlich wie südlich vom Weißensee, kommt oberhalb des untern Muschelkalkes eine dolomitische Zone vor, die die Grenze mit dem obern Muschelkalk bildet.

Bisweilen werden Silexkonkretionen (Hornstein) im untern Muschelkalkniveau angetroffen, aber Linsen und Schichtchen von dunklem Silex kommen reichhaltiger im obern Muschelkalk vor.

Die Dicke des untern Muschelkalkes wechselt stark in den verschiedenen Profilen infolge stratigraphischer wie auch tektonischer Ursachen. Während die Mächtigkeit an der Südseite der Jauken- und Reißkofelgrate von Null bis über 300 m schwankt, beträgt sie im Kern der Gailtaler Antikline mindestens 500 m. Im Fellbach zeigen die untern Muschelkalke sogar eine Mächtigkeit von beinahe 800 m. In diesem Profil jedoch sind Andeutungen von tektonischen Komplikationen vorhanden, welche diese Verdickung der Serie verursacht haben mögen.

Dolomitisches Zwischenniveau des Muschelkalkes

Im Muschelkalk kommen oft dolomitische Zonen vor, vor allem in der Mitte als Zwischenniveau zwischen Knollen und Plattenkalk. So kann man im Fellbachgraben nördlich vom Weißensee folgende Aufeinanderfolge unterscheiden: Auf normalen, gutgebankten dunklen Kalken, mit oder ohne detritärem Glimmer auf der Schichtfläche, folgt erst ein 2 m dicker grauer bis weißer Dolomit, darauf 62 m schlecht gebankter Knollenkalk,

¹⁾ Dr. A. Seilacher vom Geol.-Paläont. Institut der Universität zu Tübingen schrieb, nach Betrachtung von Photographien, daß es sich um Füllungen von Grabgängen handelt, u. zw. von zwei Typen. Die kleineren, geraden und unverzweigten „Stengel“ entsprechen denen aus dem deutschen Muschelkalk. Die größeren und gebogenen hält er für *Rhizocorallum jenense*. Einen stratigraphischen Wert besitzen diese Formen nicht.

30 m mergelige Kalke mit viel detritärem Glimmer, 60 m dunkelgraue dolomitische Kalke von 5 bis 40 cm dicken Bänken, die knollig verwittern. Hierauf folgt 90 m hellgrauer, grobzuckerkörniger, nahezu ungeschichteter Dolomit. Schließlich endet diese dolomitische Zwischenzone mit 30 m dolomitischen Bänken, abgewechselt mit dichtem, grauen, hornsteinführenden Plattenkalk, in dem *Daonella* cf. *taramellii* Mojs gefunden wurde (Determination von Zapfe). Daraus geht hervor, daß diese Ablagerungen ladinischen Alters sind.

Diese dolomitische Zwischenzone ist an der Nordseite des Latschurs westwärts bis an die Drau bei Steinfeld zu verfolgen. Im Westen, bei Petersbrünnl, nimmt die Dicke bedeutend zu und verdrängt dabei den ganzen untern Muschelkalk. Es ist auch möglich, daß das Fehlen des untern Muschelkalks, zusammen mit Grödener und Werfener Schichten, durch einen normalen Abschiebungsbruch verursacht wird.

Auch in der Gailtaler Antikline kommen dolomitische Zonen im Knollenkalk vor, besonders in dem obern Teil, nahe dem Übergang zur Plattenkalfazies (z. B. an beiden Seiten des Freistritzgrabens). Wegen ihrer unregelmäßigen Dicke und Verbreitung wurde davon abgesehen, sie in der Karte anzugeben. Daß wir es mit der synsedimentären Bildung von Dolomit während der Ablagerung zu tun haben und nicht mit späterer Dolomitisierung, folgt aus der Beobachtung, daß Schichtchen von einigen Millimetern bis Zentimetern Dicke wechsellagern mit dunkelfarbigem normalen Muschelkalkschichten.

Stratigraphisch stimmt die dolomitische Zwischenzone der Muschelkalke ungefähr mit dem Mendel- (Sarl-) Dolomit der Trias in den Südtiroler Dolomiten überein.

Oberer Muschelkalk

Der obere Teil des Muschelkalkes besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, gutgebankten Kalken mit ebener, flacher Schichtung, von der sie den Namen „Plattenkalke“ herleiten. Einige Bänke sind 1–2 m dick, aber im allgemeinen ist die Dicke der Bänke nur 5–20 cm. In diesen Schichten kommen stellenweise kieselige Kalke mit Hornsteinkonkretionen vor.

Bisweilen spalten die Kalke papierdünn, und sie wechsellagern dann mit mergeligen und tonigen Schichtchen. Diese Fazies wird von Geyer (1901, p. 63/64) mit dem Namen „Partnachschichten“ angedeutet. Der Plattenkalk ist stellenweise dolomitisch, jedoch in geringerem Maße als der untere Muschelkalk. An der Südseite des Hauptkammes hat bisweilen ein tektonisches Auswalzen stattgefunden, das von Dolomitisierung begleitet war.

Die Mächtigkeit des obern Muschelkalkes wechselt stark. An der Südseite des Jauken-Reißkofelgrates fehlt er fast ganz oder er ist stark ausgewalzt, und dann vor allem an den vielen Silexkonkretionen zu erkennen. An der Nordseite des Grates ist er im Kern der großen Antikline der Gailtaler Alpen gut entwickelt in einer Dicke von 500 bis 1000 m. Aber diese große Mächtigkeit ist z. T. durch Fältelung dieser dünnplattigen Kalke entstanden. Im Fellbachprofil nördlich vom Weißensee erreicht der Plattenkalk eine Dicke von 885 m.

Ganz oben ist die Partnachfazies stellenweise einige Dutzend Meter dick, an anderen Stellen jedoch wurde sie gar nicht angetroffen.

Jaukenkalke und -dolomite

In Geyers Stratigraphie folgt auf den Partnachschieben der Wettersteinkalk oder „erzführende Kalk“. Es sind hellgraue bis weiße, oft dolomitische Kalke, die z. T. deutlich gebankt sind, teils aber massig vorkommen. Beim Anschlagen haben sie eine etwas schuppenartige und rauhe Bruchfläche, welche abweicht von den glatten muscheligen Bruchflächen im Plattenkalk. Ferner ist die Farbe meistens fleckig, und die frische Bruchfläche erinnert an frischen Fensterkitt. Der Name Wettersteinkalke wird angewendet für karbonatische Sedimente unterhalb der Raiblerschichten und Hauptdolomite für jene oberhalb dieses Niveaus.

Die Fazies des Wettersteinkalkes setzt sich jedoch noch ein paar hundert Meter über das Raiblerniveau fort, bevor der typische strukturelose Hauptdolomit anfängt. Außerdem ist das Raiblerniveau nicht überall als Leitschicht in dieser Kalk- und Dolomitserie vorhanden, sodaß es nicht möglich war, dieses Niveau als Grenzschiebt bei der Kartierung zu benutzen. Deshalb wurde auf Grund von lithologischen Kennzeichen der ganze Komplex von Kalken und Dolomiten zwischen dem Muschelkalk und dem strukturelosen Hauptdolomit bei der Kartierung als eine Einheit zusammengefaßt. Diese Einheit haben wir Jaukenkalke und -dolomite genannt.

Diese Serie zeigt auffallende Mächtigkeits- und Faziesunterschiede. Die Ober- und Unterseite besteht aus dickbankigen Kalken, welche bei näherer Betrachtung oft eine feine Streifung von Kalkschlammschichtchen zeigen, an denen jedoch keine Spaltung auftritt.

Dolomitische Kalke und ruffartige Massive von Zellendolomit kommen besonders an der Ober- und Unterseite des Raiblerniveaus vor. An mehreren Stellen wurden ferner sedimentäre Kalkbrekzien in den Jaukenkalken und -dolomiten angetroffen, wie z. B. in der Grube, an der entlang die Straße über den Gailbergsattel führt, wo eckige Komponenten eines grauen Kalkes in einer roten Kalkgrundmasse eingebettet liegen. Die rote Farbe kann hier eine sekundäre Verfärbung sein, von den Grödenen Sandsteinen herrührend. Diese Sandsteine sind hier überschoben, wodurch eine tektonische Brekzienbildung stattgefunden hat. Dieselben Brekzien, aber dann in einer grauen Grundmasse, kommen weiter östlich an der Nordseite dieses Triasrückens, in der Schlucht oberhalb Mandorf (W von Buchach) vor.

An der Ostseite der Gailtaler Antikline ist die Mächtigkeit des untern Teiles der Jaukenkalke und -dolomite (zwischen Plattenkalk und Raiblerschichten) 50—200 m. Diese Mächtigkeit schwillt an der Nordseite des Jaukengrates an bis 1000 m, ohne daß tektonische Verdickungen hier mit Sicherheit wahrgenommen wurden.

Auch in dem Auerschwandprofil nördlich vom Weißensee erreicht diese untere Serie, die also mit den klassischen Wettersteinkalken übereinkommen würde, eine Mächtigkeit von etwa 700 m.

Der obere Teil der Jaukenkalke und -dolomite, der zwischen den Raiblerschichten und dem Hauptdolomit vorkommt, ist 200—400 m dick, und in dem Jaukengrat erreicht dieses Niveau sogar eine Dicke von beinahe 800 m, es sei denn, daß wir Teile dieser Kalke zum Hauptdolomit rechnen müssen, wie Geyer es tat.

Fossilien kommen in diesen Jaukenschieben nur selten vor. An der Nordseite des Golz wurden darin Bivalvensteinkerne gefunden, die nach

Zapfe zum *Megalodus* sp. aus der Gruppe des *Megalodus triqueter* Wulf gehören. *M. triqueter* gilt als Leitfossil der Karnischen Stufe und reicht mit Unterarten (*M. triqueter dolomiticus*) bis in das untere Nor. Zapfe würde es jedoch für möglich halten, daß auch im obersten Ladin solche kleine Megalodonten schon auftreten.

Der Reißkofel formt eine abweichende Fazies der Jaukenkalke und -dolomite. Der Grat wird von nahezu ungeschichtetem Riffkalk gebildet, welcher charakterisiert wird von grobolithischen Strukturen, schlecht erhaltenen Korallen, Kalkalgen, Schnecken (Chemnitzien) und Diploporenquerschnitten. Diese Fazies ist der der Wettersteinkalke des nördlichen Rosengartens (Molignon-Kesselkogel) in den Südtiroler Dolomiten ähnlich. Eine den Wettersteinkalken ähnliche Fazies meldet Stiny vom Ostende der Gailtaler Alpen bei Villach (Stiny, 1953, S. 58). Im Reißkofelriff fehlt das Raiblerniveau. Die gesamte Mächtigkeit der Jaukenkalke und -dolomite beträgt im Reißkofelmassiv 1250 m und im Auerschwand nördlich vom Weißensee sogar 1350 m. Woanders ist die Dicke dieses Niveaus nur 600—800 m.

Die Raibler- oder Carditaschichten bilden Einlagerungen in den Jaukenkalken und -dolomiten, aber sie fehlen in der Reißkofelfazies. Diese Einlagerungen können eine Dicke von einigen Dutzenden von Metern erreichen. Bisweilen kommen zwei Niveaus übereinander vor (Holler, 1953, unterscheidet drei Niveaus in Bleiberg am östlichen Ende der Gailtaler Alpen). Der stratigraphische Abstand zwischen den beiden Raiblerniveaus wechselt von 50 bis 120 m. Beide Niveaus sind gekennzeichnet durch schwarze Tonschiefer, die griffel- bis schuppenförmig verbröckeln, und wohl oder nicht Sand- oder Glimmerschüppchen enthalten. Ferner kommen in beiden Niveaus vor: dolomitische Kalkbänkchen, Kalkbrekzien, Kalkoolithe, Lumachellen von schlecht erhaltenen Bivalven und Sandsteinbänkchen, bisweilen mit kohligen Pflanzenresten.

Im Reißgraben zwischen Ebenberg und Amlach ist das Raiblerniveau gut aufgeschlossen. Es ist hier etwa 17 m dick, und es besteht aus folgenden Ablagerungen:

Hangendes:

- 5 m dolomitischer Sandstein, der sich von den darüber liegenden Kalken durch eine schlechte Schichtung unterscheidet.
- 0—1 m sehr feine, dunkeltonige Schiefer mit Griffelstruktur und isolierten Pyritkristallen.
- 1—6 m schlecht geschichteter dolomitischer Kalk.
- 6—13 m sandige Tonschiefer mit Pyritschnürchen und Kalkbänkchen von 5 bis 10 cm Dicke. Die Schiefer enthalten Glimmerschüppchen.
- 13—14 m gut geschichteter dolomitischer Kalk.
- 14—17 m sandige Tonschiefer mit Kalkbänkchen.

Liegendes: Dickbankige dolomitische Kalke (Bänke von 10 bis 50 cm).

Östlich von der Ochsenschlucht Alm wurden zwei Raiblerniveaus angetroffen, voneinander etwa 100 m stratigraphisch entfernt (Neigung 75° Nord).

Das 35 m dicke untere Raiblerniveau wird an der Unter- und Oberseite von Dolomiten begrenzt. Es zeigt von unten nach oben folgende Schichten:

Liegendes: Gutgeschichteter bis brekziöser Dolomit mit Kalzitadern. Schichtdicke 1—10 cm.

- 0 — 3,50 m bröckelige Tonschiefer, etwas mergelig, nach oben sandiger werdend.
- 3,50—3,80 m Sandsteinbänkchen, dunkelbraun verwittert, mit blaugrauem unverwittertem Kern. Enthält Glimmerschüppchen.

- 3,80—7,50 m dunkelgraue, sandige Tonschiefer mit einigen Sandsteinbänkchen von 1 cm Dicke.
 7,50—7,60 m Sandsteinbänkchen.
 7,60—16 m nicht aufgeschlossen.
 16 —25 m plattig spaltende Tonschiefer, nicht sandig, kein Glimmer.
 25 —25,50 m Sandsteinbänkchen, sporadisch Glimmer enthaltend.
 25,50—30 m plattig spaltende Tonschiefer.
 30 —30,40 m Sandsteinbank.
 30,40—34,30 m bröckelige Mergelschiefer.
 34,30—34,80 m Sandsteinbank, wenig Glimmer.
 34,80—35 m bröckelige Mergelschiefer.

Hangendes: brekziöser bis zelliger Dolomit mit Kalzitadern.

Das obere Raiblerniveau wird von Kalken begrenzt und es ist 20 m dick. Es zeigt von unten nach oben folgende Schichtenfolge:

Liegendes: 80 m Kalke, die nach unten in Dolomite übergehen, die das Dach des untern Niveaus bilden.

- 0 — 4 m gut geschichtete graue mergelige Schiefer mit etwas detritärem Glimmer.
 4 — 4,50 m massige graue Kalkbank mit Kalzitadern.
 4,50—8,00 m mergelige Schiefer, dunkelgrau, plattig spaltend.
 8,00—8,01 m Sandsteinschicht.
 8,01—9,00 m mergelige Schiefer, dunkelgrau, plattige Spaltung.
 9,00—9,10 m graue Sandsteinbank.
 9,10—16,00 m gutgeschichtete mergelige Schiefer.
 16,00—16,04 m graue kalkige Sandsteinbank.
 16,04—16,30 m graue, papierdünn geschichtete mergelige Schiefer.
 16,30—17,80 m massive, gutgeschichtete graue Kalkbank. Schichtdicken 4—10 cm.
 17,80—18,40 m mergelige Schiefer mit Sulfiden.
 18,40—18,42 m Kalkbank reich an Sulfiden (FeS_2 , PbS_2 , ZnS).
 18,42—18,90 m mergelige Schiefer mit sulfidischen Kristallen.
 18,90—19,30 m gutgeschichteter Kalk (1—10 cm Schichtdicken) mit schichtparallelen Pyritschnürchen.
 19,30—20,00 m mergelige Schiefer, bröckelig verwitternd, kein Glimmer.

Hangendes: Massige Kalkbank.

Im Carditaniveau, nördlich von Techendorf (Weißensee), kommen rote und grüne tonige und sandige Schichten vor. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß der Farbunterschied durch den Oxydationsgrad der Eisenoxyde bestimmt wird. Die sandigen Bänke haben den Charakter einer Arkose, denn sie enthalten neben Quarzkörnern und Muskovit- und Biotit-schuppen auch saure Plagioklaskörner. Es wurden keine Bestandteile gefunden, die auf einen tuffigen Charakter dieser Sedimente hinweisen könnten.

Die Verbindung von sulfidischen Mineralen mit bestimmten Schichten in diesem Carditaniveau läßt vermuten, daß man es hier nicht mit einer telethermalen Vererzung, sondern mit einer sedimentären Ablagerung zu tun hat. Die Fazies dieses Raiblerniveaus deutet auf lagunäre Verhältnisse hin, wo die Erzminerale zusammen mit den mergeligen, tonigen und kalkigen Bestandteilen niedergeschlagen sind. Das Vorkommen der Erzminerale im Raiblerniveau ähnelt dem der Blei-Zink-Erze in der Triasumrandung des Zentralmassivs von Frankreich. Diese letztere wird von Bernard (1955) als syngenetisch angedeutet, wobei also die Erze durch die Flüsse in Ionenform aus dem Hinterland herbeigeschafft und in dem anaeroben und alkalischen Milieu der Lagunen niedergeschlagen worden sind.

Auch können die Kalke des Wettersteinniveaus, d. h. der sogenannte „Erzführende Kalk“, selbst einen primären Gehalt an Blei und Zink besessen

haben. Es ist auffallend, daß die Blei-Zink-Erze der Alpen überall an dieses stratigraphische Niveau gebunden sind (Schneider, 1956).

In Bleiberg-Kreuth sind nur die oberen 120 m der Wettersteinkalke, gleich unter den Raiblerschichten, oder die Raiblerschichten selbst erzführend. Das Erz ist dort nicht metasomatisch, sondern es tritt in Dehnungsspalten auf, die nach unten auskeilen oder in den Brekzien der Verwerfungen verschwinden. Dieses spricht eher für einen deszendenten Ursprung der erzbringenden Lösungen als für spätektonische, aszendente Zufuhr mit hydro- und telethermalen Lösungen.

Während der Dia- und Tektogenese haben dann Anreicherungen von Erzen durch zirkulierendes Grundwasser und an den Bruchflächen entlang stattgefunden. Die primäre Herkunft der Erze ist jedoch in den Raiblerschichten selbst zu suchen.

Die Blei-Zink-Erze der Wettersteinkalke (das sind die unter dem Raibler-niveau vorhandenen geschichteten Kalke und Dolomite, die den untern Teil der Jaukenkalke und -dolomite bilden), würden nach dieser Auffassung also das Produkt von diagenetischer Sammelkristallisation und hydatogener Umlagerung sein, wobei der primäre (synsedimentäre) Metallgehalt durch zirkulierende Lösungen metasomatisch oder in tektonischen Lockerungszonen und Höhlen angereichert wurde.

Zu ähnlichen Auffassungen kommt Schneider (1953, 1954) mit Bezug auf die Blei- und Zinklagerstätten und den begleitenden Flußspat in den nördlichen Kalkalpen. Mit dieser Annahme stimmt außerdem die Tatsache überein, daß keine Vererzung im Reißkofelriff bekannt ist, das keine Einlagerungen des Carditaniveaus enthält.

Hauptdolomit

Die Grenze zwischen den Jaukenkalken und -dolomiten und dem Hauptdolomit wurde beim Übergang der noch deutlich gebankten Kalke zu den nahezu strukturlosen Dolomiten und Dolomitbrekzien gelegt. Der Hauptdolomit ist grau, zuckerkörnig, enthält bisweilen Kalkspatadern und ist auch stellenweise bituminös. An der Nordflanke der großen Gailbergantikline tritt in höheren Niveaus oft eine deutliche Schichtung auf, wobei auch der Gehalt an Bitumen zunimmt. Im Mittagsgraben südlich vom Weißensee kommen auch in der oberen Partie bituminöse dolomitische Schiefer und gut geschichtete, bisweilen silexführende Dolomite vor, welche den Seefelder Schiefern in Nordtirol ähnlich sind (Geyer, 1897, S. 355). In diesen wurden die Reste eines fossilen Fisches gefunden, die von Prof. Zapfe in Wien untersucht und als *Colobodus cf. ornatus* Ag. bestimmt wurde. Die Gattung *Colobodus* ist in den norischen Fischschiefern der Nordalpen das relativ häufigste Fossil.

Diese Seefelder Fazies findet man ferner in einem schmalen Streifen im Silbergraben an der NO-Seite des Weißensees. Sie besteht hier aus dünnplattigen, stark bituminösen Kalkschiefern und aus Brekzien, in denen die kalkdurchaderten bituminösen Kalke in einer asphalthaltigen Grundmasse eingebettet liegen. Nach oben zu geht das Seefelder Niveau des Silbergrabens in massige, weniger bituminöse dolomitische Kalke und Kalkbrekzien über, die einige Dutzend Meter dick sind und die noch Linsen bitumenreichen Kalkes enthalten. Wir rechnen dieses Niveau noch zum Hauptdolomit.

Im Silbergraben geht er dann weiter konkordant in dünngebankte dunkle Kalke des untern Rhäts über. Die Mächtigkeit des Hauptdolomites, wie wir ihn im Gelände angenommen haben, wechselt stark als Folge tektonischer Auswalzung, was aber z. T. auch stratigraphisch bedingt ist.

Im Gebiet des Gailbergsattels ist die Dicke des Hauptdolomits maximal 450 m. Im Reißkofelprofil (Profil IV) findet eine schnelle Änderung der Mächtigkeit der Hauptdolomite in der Compton-Syncline statt. Zugleich kann man eine inverse Veränderung der Mächtigkeit der Jaukenkalke beobachten, welche im Reißkofelriff stark anschwellen. Die Gesamtmächtigkeit von beiden Niveaus bleibt deshalb die gleiche (ungefähr 1500 m) in beiden Flanken der Compton-Syncline. Man möchte annehmen, daß die Dolomite der Umgebung der Comptonhütte gleich alt sind und an der lagunären Seite des großen Reißkofelriffs gebildet wurden. In diesem Fall würde die Faziesgrenze keine Zeitgrenze bilden, wie auch moderne Ansichten der Stratigraphie annehmen. Trotzdem darf in diesem Fall die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß das Reißkofelriff hoch über dem umgebenden Meeresboden hinausragte und daß die dolomitischen Riffkalke des Hauptdolomits später gegen seine Flanken gebildet wurden. Weiter östlich, in der Weißenseesyncline, wechselt die Dicke des Hauptdolomits auch stark. Die massigen Dolomite und Dolomitbrekzien erreichen hier zusammen mit der besser geschichteten Oberpartie Dicken von 300 bis 400 m.

Unterrhät

Im Gailbergsattelgebiet ist festzustellen, daß die gutgeschichteten Dolomite der Nordflanke der Gailbergantikline in Kalke übergehen, die übrigens dasselbe Ansehen zeigen, sodaß die Grenze hier ausschließlich mittels Salzsäurereaktion festzustellen ist.

Das untere Rhät wird von einer Serie gutgebankter dunkler Kalke gebildet, die spärliche tonigmergelige Zwischenlagen enthält. Die maximale Mächtigkeit im Gailbergsattelgebiet ist 450 m; südlich vom Weißensee etwa 150 m; im Silbergraben NO vom Weißensee etwa 60—70 m. Im Westen (Gailberggebiet) enthält das untere Rhät praktisch keine Tonschiefer, und die Kalke sind stellenweise massig und bilden dann mehr als 1 m dicke Bänke. Im Osten (Weißenseegebiet) dagegen bilden Tonschiefer und Mergel bis 50% des Schichtpakets, und die Kalke gehen oft über in sedimentäre Brekzien mit erbsen- bis mehr als faustgroßen Bestandteilen.

In dem Naggelergraben wurden in dunklen Kalkmergeln des untern Rhäts große dickschalige Bivalven gefunden, welche von Zapfe als *Gervillea inflata* Schafh. bestimmt wurden. Sie ähneln nach Zapfe am meisten den von Frech abgebildeten Exemplaren aus dem Rhät der Kothalp am Wendenstein, Oberbayern ¹⁾).

Eine Einstufung dieses dunklen Kalkes in das untere Rhät würde mit den klassischen Profilen der Osterhorngruppe übereinstimmen, wo *Gervillea inflata* massenhaft im Liegenden der Korallenkalk (Lithodendronkalk) vorkommt, während der Korallenkalk seinerseits im obern Rhät seine Hauptverbreitung hat.

¹⁾ Neue Zweischaler und Brachyopoden aus der bakonyer Trias. Resultate der wiss. Erf. d. Balatonsees. Bd. I, Teil 1, Pal. Anh., Wien 1912, S. 44, Fig. 62.

Oberrhät

Hier überwiegen dunkle Tonschiefer, während Mergel und Kalkbänke untergeordnet sind. In der Gegend des Gailbergsattels ist die Dicke maximal 200—250 m, beim Weißensee beträchtlich weniger.

Lias (?)

Bis jetzt war in den Gailtaler Alpen noch kein Lias bekannt. In den Lienzer Dolomiten dagegen kommt unterer Lias vor als graue, unreine Kalke und Mergel mit einer Ammonitenfauna.

Zwischen diesem fossilführenden untern Lias und den mergeligen Schiefern des obern Rhäts kommt beim Weißenstein, südlich von Lienz, eine massige, etwa 10 m dicke Riffbank vor. Dieser biostrome Kalk wird von Cornelius-Furlani noch zum obern Rhät gerechnet. Sie spricht von „oberrhätischem Riffkalk“ (1953, S. 286). Da keine Leitfossilien in diesem Niveau gefunden worden sind, ist es jedoch fraglich, ob es noch zum Rhät oder schon zum untern Lias gehört. Nach Verfasser sind zwei Gründe anzuführen, weshalb diese Riffkalke schon zum untern Lias zu rechnen sind.

Erstens wird das obere Rhät in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten gekennzeichnet durch große Zufuhr von terrigenem Schlamm, so daß Tonschiefer und Mergel vorherrschen und nur wenige mergelige Kalkbänke vorkommen. Der Riffkalk des Weißensteins dagegen ist ein biogenes Sediment und tonfrei. Er konnte entstehen, weil die Zufuhr von terrigenem Schlamm aufhörte und die Korallen in klarem Wasser wachsen konnten.

Der große fazielle Gegensatz liegt deshalb an der Basis dieser Riffkalke, während er aufwärts allmählich in die fossilführenden Kalke und Mergel des untern Lias übergeht.

Zweitens nahmen wir während einer Exkursion mit Frau Dr. Cornelius-Furlani wahr, daß bei Lavant, in der östlichen Fortsetzung des Weißensteiner Riffkalkes, die massigen Riffkalke, die hier etwa 40 m dick sind, zwischen 40 und 50° NNO neigenden grauen Kalken und Mergeln des untern Lias eingeschaltet sind, die im Haßlerbach abwärts in Tonschiefer und Mergel des obern Rhäts übergehen.

Im Naggligraben, südlich von Weißensee, fanden wir im Kerne einer obern Rhätsyncline ebenfalls eine Linse massigen Riffkalks (Tafel XVIII a). Dieser reine Korallenkalk bildet einen starken faziellen Gegensatz zum obern Rhät, das hier zu etwa 90% aus Tonschiefern besteht.

Dieser Korallenkalk ist mit dem von Cornelius-Furlani zum obersten Rhät gerechneten Biostrom zu korrelieren. Wir ziehen es jedoch vor, die obere Grenze des permo-triadischen Megasedimentationszyklus an der Basis dieses Korallenkalkes zu legen. Die Korallen, aus denen diese Riffkalke im obersten Teil des obern Rhäts bestehen, gehören nach Zapfe zu *Thecosmilia* sp., ohne daß er auf eine nähere Bestimmung eingehen konnte. Es ist zwar möglich, daß dieses Riffkalkniveau aus paläontologischen Gründen noch zum obern Rhät zu rechnen wäre, faziell möchten wir es jedoch nicht mehr zum Permo-Trias-Zyklus, sondern eher zu den Ablagerungen des jüngeren Mesozoikum rechnen¹⁾.

¹⁾ Nach Abschluß des Manuskriptes schrieb mir Kollege Zapfe: „Eine Trennung der Korallen- (Thecosmilien-) Riffkalke vom Rhät würde ich nur vornehmen, wenn dafür

Pleistozän

Flußablagerungen, Schuttkegel und Moränen wurden auf der Karte nicht näher aufgegliedert.

Zusammenfassung der Stratigraphie

Die permo-triadische Sedimentserie der Gailtaler Alpen erreicht eine Gesamtmächtigkeit von einigen Tausenden von Metern. Die genaue Dicke kann nicht angegeben werden, weil tektonische Bewegungen die ursprüngliche Ablagerungsmächtigkeit verändert haben. Eine transgressive Lagerung des Verrucanos auf einem Untergrund von kristallinen Schiefern und Quarzphylliten kann sowohl an der Süd- wie an der Nordseite festgestellt werden. Dies ist an der Südseite vor allem von Laas bis Weißbriach deutlich. An der Nordseite ist die Transgressionsebene vom Brettergraben an ostwärts bis zum Nordhang des Latschurgrates zu beobachten.

In dieser permo-triadischen Sedimentserie läßt sich ein Megazyklus von Ablagerungen unterscheiden, die mit Zufuhr von terrigenen Erosionsprodukten anfängt und endet; diese Zufuhr von klastischem Material fehlt in der Mitte des Megazyklus nahezu, wo dann Kalkablagerungen überwiegen.

Die Faziesentwicklung im permo-triadischen Sedimentzyklus ist schematisch in Tafel XIX dargestellt worden. Hiezu soll bemerkt werden, daß das kartierte Gebiet zu klein ist, um eine deutliche Aussage machen zu können über die räumliche Richtungsbedingtheit der Faziesverteilung; m. a. W. es ist noch nicht gut möglich, festzustellen, wo die Land- und wo die Seeseite der Riffe, Lagunen und Schelfablagerungen gelegen war.

Die Sedimentserie beginnt mit grobklastischen Brekzien, Konglomeraten und Sandsteinen des Verrucanos oder des Grödener Niveaus, die noch keinen marinen Einfluß andeuten. Dann kommt das Werfener Niveau mit paralischer Fazies, in der Sande und sandige Tone vorherrschen (Koniferenstamm bei Laas) und untergeordnet auch mergelige Grauwacken und sogar dolomitische Kalke auftreten, örtlich sogar Evaporite (Gips).

In den Karnischen Alpen, südlich von den Gailtaler Alpen, bilden die Bellerophonkalke ein ziemlich dickes Niveau, während sie entlang der Nordseite der Gailtaler Alpen und ferner nördlich fehlen. Gleiches gilt für die Evaporite (Gips). Wie Fr. Heritsch und O. Kühn (1951, S. 263) bemerken, ist der fazielle Gegensatz in der Permo-Trias nördlich und südlich der Gailstörung nicht größer als anderswo im Bereich der Südalpen.

Die Werfener Stufe geht über ein dünnes Niveau von mergeligen und sandigen Kalken in den untern Muschelkalk über, der schon den Sedimentationscharakter eines Schelfs hat, wo die Zufuhr von klastischem Material untergeordnet war und der Niederschlag von Kalken überwiegt. Im untern Muschelkalk sind die Kalke noch oft mergelig und sandig

ganz zwingende Gründe vorhanden sind. In den Nordalpen endet das Rhät in vielen Profilen mit Riffkalcken, über denen der Lias kommt, oder wir finden zumindest im oberen Rhät eine stärkere Entwicklung der Korallen (manche Autoren sagen ab „Mittelrhät“). Es würde daher auch für die Gailtaler Alpen durchaus plausibel sein, wenn das oberste Rhät durch Korallenriffe repräsentiert würde. Liasische Korallen-Riffkalke werden aus den Nordalpen vor allem aus dem Sonnwendgebirge beschrieben, doch sind die detailstratigraphischen Verhältnisse dort noch etwas unsicher, und gerade diese Frage bedürfte noch einer modernen Revision.“

(„Knollenkalke“). Es kommen dann sogar noch Ingressionen von kalkigen Sandlinsen mit Pflanzenhäckseln vor, in denen die terrigenen Komponenten überwiegen. Das Vorkommen von Glimmer auf den Schichtflächen ist ein allgemeines Kennzeichen des untern Muschelkalkes.

Auch dolomitische Schichten kommen hier vor. Es ist möglich, daß die Sedimentationsbedingungen während der Bildung der dolomitischen Schichten im untern Muschelkalk zu vergleichen waren mit denen einer Flachsee („tidal-flat“), die unter Einfluß von Ebbe und Flut zeitweise trocken war und, wenn abgeschlossen, zur Eindampfung neigende Wasserflächen zeigte. Im allgemeinen sind die Dolomite wenig niveaubeständig, aber in den höheren Teilen scheint der dolomitische Charakter vorzuherrschen, sodaß eine dolomitische Übergangszone an der Grenze mit dem obern Muschelkalk auftritt. Das kann darauf hinweisen, daß der karbonatische Schelf des offenen Meeres eine untiefere Plattform bildete und somit der Austausch von Wasser mit dem offenen Meere erschwert wurde.

Im obern Muschelkalk hat die Zufuhr von terrigenem Material ganz aufgehört. Es sind dunkle, schwach bituminöse Kalke, stellenweise sogar kieselig mit Silexkonkretionen (Hornsteinen).

Die sehr regelmäßigen dünnen Bänke und monotone Reihenfolge der Plattenkalke, das Fehlen von terrigenem Trümmergestein (Quarz, Glimmer) und das Fehlen von Dolomiten deutet darauf hin, daß man es mit etwas tieferem Wasser zu tun hat, weiter entfernt von der damaligen Küste.

Die Plattenkalkfazies des obern Muschelkalkes wird stellenweise an ihrer Oberseite abgeschlossen von papierdünn spaltenden Kalkschiefern der Partnachfazies. Diese letztern machen den Eindruck einer stark reduzierten Sedimentationsgeschwindigkeit der Karbonate. Diese weit vom Lande entfernten, vielleicht mehr bathyalen Faziesbildungen werden dann wieder überwachsen von dickbankigen bis massigen Riffen der Jaukenkalke und -dolomite (Reißkofelriff!).

An der lagunären Seite dieser Riffe bildete der Kalkschlamm die gutgeschichteten, dickbankigen, hellgrauen Jaukenkalke, die quer zur Schichtfläche eine Streifung von millimeterdünnen Kalkschlammsschichtchen aufzeigen. Ferner kommen darin ein oder zwei Niveaus vor von Ton- und Sandingressionen mit oolithischen Kalken und Lumachellen. Diese Niveaus von Raiblerschichten halten nicht über große Entfernungen an. Vermutlich standen sie mit bestimmten Zufuhrkanälen aus dem Hinterland in Verbindung, welche den Detritus anführten, von dort, wo stellenweise Strandbedingungen entstanden, die unter Einfluß von den Gezeiten standen. Sedimentäre Brekzien findet man unter und über den Raiblerschichten.

Die Zeitspanne des Absatzes der Jaukenkalke und -dolomite wird gekennzeichnet durch ziemlich schnellen Fazieswechsel. Danach oder teilweise zur gleichen Zeit mit der Bildung von Riffen des Reißkofeltypus fing die Entstehung der Hauptdolomite an, in denen klastisches Material nahezu fehlt. Diese Dolomite sind örtlich bitumenreich. Nach oben gehen sie stellenweise in die bituminösen Stinkschiefer des Seefelder Typus über, die eine anaerobe Ablagerung in lagunärem Milieu vertritt.

Zum Schlusse wurde die Verbindung mit dem offenen Meere wieder besser, und die dunklen, gutgeschichteten Kalke des Rhäts wurden auf einem Schelf abgelagert. Zufuhr von terrigenem Schlamm liefert tonige Zwischenschaltungen. Außerdem kommen südlich vom Weißensee viele

sedimentäre Kalkbrekzien im Rhät vor. Diese erneute Zufuhr von terrigenem Material und das Auftreten von sedimentären Brekzien deutet auf Zunahme der Reliefunterschiede und auf eine Regression des Meeresniveaus.

Mit dieser regressiven Phase endete der Megasedimentationszyklus der Gailtaler Alpen. Eine erneute Transgression wurde eingeleitet durch das biostrome Niveau von Riffkalken im Hangenden des oberen Rhät.

Obwohl das permo-triadische Sedimentpaket der Gailtaler Alpen eine Dicke von 3000 bis 4000 *m* erreicht, ist es unwahrscheinlich, daß während dieser Sedimentation große Meerestiefen erreicht wurden.

Die langsame, epirogene Senkung wurde vom Niederschlag von karbonatischen Sedimenten mehr oder weniger ausgeglichen. Ein Vergleich mit dem Kalkkeil der Bahamaplattform und den angrenzenden Gebieten des amerikanischen Festlandes (Florida) ist hier vermutlich gerechtfertigt (Cloud & Barnes, 1948).

Die dolomitischen Schichten im untern Muschelkalk und in den Massiven machen den Eindruck, penecontemporäne Dolomite aus untiefem Wasser zu sein.

III. Tektonik

a) Allgemeine Lage (siehe Tafel XV, XVI)

Die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomite gehören zum sogenannten Drauzug. Dieser ist eine Ost—West verlaufende Zone von stark zusammengepreßten und steil aufgerichteten alpinen Sedimenten, die die Grenze zwischen der zentralen Zone der ostalpinen Geantikline und ihrer Südflanke bilden. Die komplizierte Tektonik des Drauzugs steht im schroffen Gegensatz zur flacheren, meist südwärts geneigten Lagerung der alpinen Sedimente der Karnischen Alpen im Süden.

Westwärts setzt der Drauzug sich fort in die Pusterlinie, die nur noch einige eingeklemmte, steil nordwärts fallende Linsen des alpinen Sedimentmantels enthält.

Ostwärts geht der Drauzug über den enggepreßten Graben von Bleiberg in die jungtertiären Senkungsfelder von Villach und Klagenfurt über. In diesem östlichen Teil des Drauzugs beschränkt sich die alpinotype Tektonik auf die nördliche Karawankenkette, die dieses Senkungsgebiet an der Südseite begrenzt.

Der westliche Teil des Drauzugs wird an seiner Südseite begrenzt durch die sogenannte Nordrandstörung der Karnischen Alpen, auch wohl Gailbruch genannt (Frech). Sie ist eine Flexur- oder Bruchzone, an der entlang die alpinen Sedimente des westlichen Teiles des Drauzugs abgesunken sind in bezug auf die Karnischen Alpen südlich davon. Die Transgressionsbasis der alpinen Sedimente erreicht in den Karnischen Alpen (Zoufplan und Dimon) Höhen von etwa 2000 *m* ü. d. M. (Profil A und B von Tafel XVI). Wenn man die Transgressionsebene nordwärts projiziert, würde sie etwa 3—3½ *km* ü. d. M. im Bereich des Gailtals gelegen haben. In Wirklichkeit aber ist sie nach unseren Profilen zwischen Gail und Drau mehrere Kilometer unter dem Meeresspiegel gelegen. Die Erosion hat im Gailtal und im Lesachtal kristalline Schiefer aufgeschlossen, die am Nordhang mehr als 1500 *m* ü. d. M. reichen (Hochwartherhöhe, 1682 *m*). Nach dem Kontakt mit der Permo-Triasserie des Drauzugs tauchen diese kristallinen Schiefer nord-

wärts, und sie sind stark mylonitisiert. Dieses nordwärts fallende, mylonitisierte Kristallin trägt noch eine steil nordwärts tauchende autochthone Bedeckung von Permo-Trias, welche jedoch stark in Dicke reduziert ist und stellenweise völlig fehlt. Dieser Abbruch ist jedoch nicht überall eine einfache Flexur, wie in den Übersichtsprofilen A und B angegeben wird. Im Profil D zeigt der Gartnerkofel ein normales Perm-Triasprofil, das an der Südseite von einer Schleppungsflexur im obern Karbon begrenzt wird. Diese letztere geht südwärts in das südwärts neigende Oberkarbon von Garnitzen über, was darauf hinweist, daß der Gartnerkofel eine Senkungsscholle in bezug auf den Garnitzen ist, der wieder eine zweite Stufe in der großen Gailtaler Verwerfungszone bildet.

Eine zweite, höher gelegene Stufe wird von der Trogkofel-Osternigkette gebildet, die an der Südseite begrenzt wird von einem Bruch oder einer Flexur, die ostwärts durch den Pontebbanabach (Frattengraben) an Leopoldskirchen und Saifnitz entlang bis Tarvisio zu verfolgen ist. Diese stufenförmigen Senkungen im östlichen Teil der Karnischen Alpen sind wahrscheinlich die Folgen von gravitativen, d. h. sekundär-tektonischen Änderungen der ursprünglichen (für dieses Gebiet als primär-tektonisch zu betrachtenden) Gailflexur.

Im Drauzug selbst liegt die Basis der alpinen Sedimentserie viel tiefer als in den Karnischen Alpen. Die Profilkonstruktionen A—B (Tafel XVI) zeigen, daß die Basis von der Permo-Trias sich dort einige Kilometer unter Meeresniveau befindet. Der gesamte vertikale Senkungsbetrag an der Nordrandstörung der Karnischen Alpen muß ungefähr 6—8 km betragen haben.

An der Nordseite, dem Drautal entlang, hat der Kontakt zwischen dem permo-triadischen Gestein des Drauzugs und den kristallinen Schiefern der zentralen alpinen Zone nördlich davon ebenfalls den Charakter einer Störungszone. So werden die Ost—West verlaufenden Schuppen der Lienzer Dolomiten zwischen Silian und Lienz unter einem scharfen Winkel durch die kristallinen Schiefer abgeschnitten. Diese Schiefer sind in SSO-Richtung steil gegen den Drauzug überschoben. Südlich von Lienz findet man die Schuppen am Tristacher See, in denen das Kristallin der Schobergruppe gegen den Rauchkofel aufgeschoben ist. Zwischen Lienz und Oberdrauburg ist das Kristallin der Kreuzeckgruppe SSW-wärts gegen die Ost—West verlaufenden Strukturen der Lienzer Dolomite überschoben. Diese letztere Überschiebung ist nördlich vom Tiroler Tor in der Antimongrube von Rabantberg festgestellt worden als eine steile, nordwärts fallende Grenzfläche zwischen mylonitisierten kristallinen Schiefern, die nördlich, und Triasdolomiten, die südlich davon erscheinen. Diese „Rabantberg“-Überschiebung ist NW-wärts bis zum Grießgraben nördlich von Nörsach zu verfolgen, wo sie unter das Alluvium des Drautales hinwegtaucht. Deshalb ist nicht mit Bestimmtheit zu entscheiden, ob sie mit den Überschiebungen von den kristallinen Schiefern beim Tristacher See zusammenhängt oder ob sie sich NW-wärts in der Iseltalstörung fortsetzt.

Östlich von Oberdrauburg ist der Kontakt zwischen dem Kristallin der Kreuzeckgruppe und den Gailtaler Alpen gleichfalls größtenteils vom Draualluvium maskiert worden. An einigen Stellen kommen alpine Sedimente auch an der Nordseite des Drautales vor, nämlich bei Potschling und Dellach an der Drau, wo Hauptdolomit und Grödenener Sandstein mit dem Kristallin in Berührung kommt.

Obgleich die Aufschlüsse nicht schön sind, so bekommt man trotzdem den Eindruck, daß bei Simmerlach NO von Pötschling das Kristallin südwärts über Hauptdolomit geschoben ist. Bei Dellach an der Drau liegt der Grödener Sandstein jedoch normal südwärts geneigt auf dem Kristallin. Hierüber liegt eine merkwürdig nordwärts gerichtete Überkipfung der Gailtaler Antikline, die bei der Besprechung vom Sonderprofil II näher erörtert wird.

Östlich von Greifenburg, bei Petersbrünnl, auf der Südflanke des Drautales, bekommt man den Eindruck, als ob das Mesozoikum der Gailtaler Alpen entlang einem normalen, ungefähr Ost—West verlaufenden Bruch gegen das Kristallin abgesunken ist. Hier kommt das dolomitische Zwischenniveau des Muschelkalkes in direkte Berührung mit dem Kristallin.

Noch weiter ostwärts verändert sich dieses Bild insofern, als vom Brettergraben ostwärts wieder die Lagerung von Permo-Trias der Gailtaler Alpen auf dem Kristallin zu sehen ist. Die transgressive Basis der permotriadischen Serie taucht hier unter einem Winkel von etwa 45° nach Süden. Das ist sehr deutlich im Fellbach und im Latschurgrat festzustellen. Die Verwerfungsfläche, die östlich von Oberdrauburg dem Drautale folgt, geht also ostwärts vom Brettergraben in eine Flexur über. Entlang der Nordseite des Weißensees wird sie von einer andern Verwerfungsfläche abgelöst. Diese fängt im westlichen Teil des Sees flexurartig an und wird im östlichen Teil der Nordwand des Weißensees eine ausgesprochene Verwerfungsfläche.

Am Ostende der Gailtaler Alpen wird das Bild einer Senkungszone noch deutlicher betont durch den Graben von Bleiberg, der einen Ost—West-Streifen in der Mitte des Drauzugs bildet.

Der Nordrand des Bleiberggrabens ist durch nach Süden gerichtete Überschiebungen deformiert worden (Holler, 1953). Der südliche Bruch dagegen neigt steil südwärts, wodurch man den Eindruck bekommt, daß die Dobratschmasse steil gegen diesen Graben aufgeschoben ist (Anderle, 1950). Der Bleiberggraben ist folglich an seiner Nordseite durch südwärts gerichtete und an seiner Südseite durch nordwärts gerichtete Bewegungen verengt worden.

Noch weiter östlich folgt dann das Senkungsfeld von Villach, das nach Stiny (1937) von einem System von Ost—West und Nord—Süd streichenden normalen Brüchen begrenzt und durchquert wird.

Die Ost—West streichenden Brüche des Villacher Beckens schließen weiter östlich an ein System von ebenfalls Ost—West streichenden Brüchen an, entlang welchen das Klagenfurter Becken abgesunken ist. Dieses letztere wird von den Brüchen von Pörschach, Keutschach-Wörthersee und Rosental in Horste und Gräben verteilt.

Die große Gailabbruchzone läßt sich ostwärts, via einen Tonalitaufschluß SO vom Faakersee, verfolgen als die Grenzzone zwischen der nördlichen und der südlichen Karawankenkette, in welche die jungtertiären Tonalite von Eisenkappel emporgestiegen sind.

Die nördliche Karawankenkette, nördlich von dieser großen alpinen Bruchzone, besteht aus einer Serie von Triasklippen (Singerberg, Ferlach, Setisch, Obir, Topitza, Petzen), welche nordwärts über das Tertiär des Klagenfurter Beckens geschoben sind. Ihre Basis besteht an der Südseite aus verschmiertem, paläozoischem Gestein und jungen (posttektonischen)

Tonalitintrusionen. Was die strukturelle Lage anbelangt, ergibt sich eine Analogie zwischen dem steil aufgerichteten Reißkofelgrat in den Gailtaler Alpen und dem Hochobirgrat der nördlichen Karawanken.

Die Überschiebung der nördlichen Karawanken gehört zu den jüngsten Bewegungen in den Ostalpen (Kahler, 1955). Das marine Tertiär des Klagenfurter Beckens reicht bis in das untere Sarmat, und das Alter der Braunkohlen reicht bis in das untere Pannon (mündliche Mitteilung von Kahler).

Die Struktur der nördlichen Karawankenkette steht in einem ausgesprochenen Gegensatz zu der der südlichen Koschuttakette, in der der alpine Sedimentmantel mit südwärts fallender Neigung die Südflanke der östlichen Alpen bedeckt. Das ist ein ähnlicher Gegensatz, wie er zwischen den Gailtaler Alpen und den Karnischen Alpen im westlichen Teil des Drauzugs besteht.

Die nördliche Karawankenkette kann auf Grund dieser Analogie als die Fortsetzung der Gailtaler Alpen betrachtet werden. Der Drauzug als Ganzes bildet einen Keil von alpinen Sedimenten, der im Westen als ein schmaler Streifen beginnt (Pusterlinie), nach Osten breiter wird und in die eingeklemmten, tief gesunkenen alpinen Sedimente der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen übergeht. Schließlich setzt er sich in die weniger stark bzw. gar nicht mehr verengte Grabenzone von Bleiberg—Villach—Klagenfurt fort.

Dieses Senkungsfeld ist eine jungtertiäre Dehnungsstruktur in den Ostalpen, an dem die „peri-adriatischen“ Tonalitintrusionen von Brixen und Eisenkappel emporgestiegen sind und das dann durch Gravitationstektonik wieder eingeengt wurde.

Südlich von der jungtertiären Aufwölbung der Hohen Tauern hatte die Zusammenpressung hauptsächlich einen südwärts vergierenden Charakter. Vom Gitschtal bei Hermagor ostwärts beginnen auch nordwärts gerichtete Überschiebungen aufzutreten. Das Karbon von Nötsch und die transgressiv darauf ruhende Permo-Trias von Dobratsch sind nordwärts gegen den Bleiberggraben aufgeschoben worden.

In den nördlichen Karawanken überwiegen die nordwärts gerichteten Bewegungen, weil dort ja die höchsten Alpenketten südlich vom Klagenfurter Becken gelegen sind (Koschuttakette, Steiner Alpen).

Das Auftreten von Abgleitungen des alpinen Sedimentmantels infolge der primären tektonischen Höhenunterschiede ist ein Grundsatz, der heute auch für die Alpen allgemein anerkannt wird. Für die Südflanke der Ostalpen hat er kürzlich noch Stütze gefunden in der Arbeit von Accordi (1955) über die Gipfelfaltungen in den Dolomiten. In der hier behandelten Deutung der Struktur der Gailtaler Alpen wird die Gravitationstektonik im weiteren Sinne angewandt (van Bemmelen, 1955). Das heißt, daß Gleitbewegungen nicht nur in den obersten Sedimentschichten stattgefunden haben, sondern daß die Spannungen, die durch die primären tektonischen Höhendifferenzen hervorgerufen wurden, auch Bewegungsbahnen in den tiefern Niveaus des alpinen Sedimentmantels und sogar im darunterliegenden Kristallin bewirken können.

Wenn weiterhin von einer autochthonen oder parautochthonen Lage der permo-triadischen Sedimente gesprochen wird, dann bezieht sich das aus-

schließlich auf ihre Lage in Hinsicht auf die darunterliegenden kristallinen Schiefer. Die große Verlegung dieser letzteren in nördlicher Richtung als oberalpine Deckfalten war schon vor der Gosau und sicher vor der Aufwölbung der Hohen Tauern zustande gekommen.

b) Die westlichen Gailtaler Alpen (zwischen Gailbergsattel und Weißensee)
(Tafel XVII, XVII a, XVIII)

Wie im vorigen Kapitel über die allgemeine Lage schon angedeutet wurde, kann der Drauzug als ein Ost—West streichendes, durch Dehnung entstandenes Senkungsfeld betrachtet werden, welches danach durch Gravitationstektonik wieder eingeengt wurde. Es ist jedoch nicht so, daß erst nach vollständigem Einsinken die Gravitationstektonik einsetzt.

Durch die differentiellen vertikalen Bewegungen im Drauzug und in den angrenzenden Gebieten der Alpen entstanden Maxima und Minima in der Energie der Lage der betreffenden Gesteinsmassen. Die Spannungsfelder, die dadurch entstanden, verursachten elastische Deformationen, welche beim Überschreiten von bestimmten Schwellenwerten dann hier und dann dort sekundärtektonische Deformationen verursachten. Diese letztern hatten als Ergebnis eine Wiederverteilung von Massen in dem Sinne, daß die Intensität der gravitativen Spannungsfelder abnahm oder ganz aufgehoben wurde.

So entstand eine komplizierte tektonische Struktur mit Sprüngen, Überschiebungen, Dehnungen und Stauungen, die abwechselnd und ausgleichend auftraten. Die ausgeführte detaillierte Kartierung gibt ein deutliches Bild von dem Mechanismus und der Strukturentwicklung in dem westlichen Teil der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und dem Weißensee, wie sie in den folgenden Profilen festgehalten ist.

Profil IA und IB: Gailbergsattel

Das Profil vom Gailbergsattel beginnt bei Oberdrauburg an der Nordseite der Drau mit der Rabantbergaufschiebung gegen die Trias vom Rabantberg (1303 m). Diese Trias zeigt (nördlich der Kartengrenze) eine muldenförmige Struktur mit westlichem Eintauchen der Faltenachse, wodurch am Ostende, im Saubach, an seiner Basis Grödener Sandstein vorkommt (mit auf dem Westufer auch noch ein kleiner Aufschluß von Werfener Schiefer). Die Muschelkalke, die auf diesem Perm folgen, zeigen mehrere Detailfalten. Durch dieses Muschelkalkniveau führt der Autoweg von Oberdrauburg nach Zwickenberg. Der Wurlitzgraben befindet sich an der Grenze von Jaukenkalken und -dolomiten und dem Hauptdolomit. Der Kern der Rabantbergsyncline besteht aus Hauptdolomit, der u. a. die Trägerwand des Tiroler Tors bildet.

Der Durchbruch der Drau an dieser Stelle ist vermutlich durch dieses nach Westen gerichtete Eintauchen der Achse der Rabantbergsyncline begünstigt worden.

Die Drau-Schotter maskieren den Zusammenhang dieser Triasstruktur an der Nordseite des Drautales mit den Triasstrukturen südlich davon. Die Überschiebungsebene vom Kristallin über die Rabantbergsyncline führt ostwärts in die Richtung von Irschen (nördlich der Kartengrenze), während die Überschiebungsebene vom Kristallin über die Dolomite von

Potschling bei Simmerlach, mehr als einen Kilometer südlich der Rabantberg-Überschiebung, das Drautal erreicht. Die Simmerlach-Überschiebung muß deswegen eine zweite Schuppe sein, die unter dem Draualluvium bei Oberdrauburg vermutet wird. Ferner findet man am Südufer der Drau, dort wo der Autoweg von Oberdrauburg zum Gailbergsattel in Serpentinien hinaufführt, eine nach Süden überkippte Synkline in Rhätkalken und Schiefen, die zusammen mit einer dünnen, nach Westen auskeilenden Basis von stark brekziösem Hauptdolomit südwärts aufgeschoben sind gegen die ebenfalls aus Rhätkalken und Schiefen bestehende Nordflanke der Gailbergantikline.

Die Gailbergantikline hat eine überkippte Nordflanke, und die Achse taucht steil nach Westen, wie aus dem Umbiegen der Streichrichtungen im Hauptdolomit in der Bergwand östlich von der Gailbergbaracke hervorgeht.

Diese Gailbergantikline ist an einer Ost—West streichenden Verwerfung gegen einen schmalen Streifen von Jaukenkalken und -dolomiten abgesunken. Diesen Streifen findet man von der Mannhardalm ostwärts bis zur spitzen Synkline von Jukbühel. Die Carditaniveaus, die diese Synkline markieren, werden im Westen der Mannhardalm unter scharfem Winkel durch oben genannte Verwerfungsfläche abgeschnitten.

Südlich vom Jukbühel folgt eine zweite Ost—West-Verwerfung, die die Jaukenkalke und -dolomite stellenweise mit dem untern Muschelkalk in Berührung bringt. Der obere Muschelkalk ist im Pfandbachgraben noch vorhanden in der Form eines stark in Mächtigkeit reduzierten Streifens von dolomitisiertem Plattenkalk mit vielen Hornsteinkonkretionen. Auch der untere Muschelkalk ist stark reduziert und dolomitisiert. Abgesehen von dieser tektonischen Verschmälerung und dem örtlich völligen Fehlen von stratigraphischen Niveaus, ist die Aufeinanderfolge vom Jukbühel nach Süden normal. Unter dem Muschelkalk folgt ein dünner Streifen von Werfener Schichten und dann von Grödener Sandsteinen und Konglomeraten des Laaserwaldes.

Diese letztern sind mit steiler Aufschiebungsebene gegen ein Band von roten und grauen Brekzien von Jaukenkalken (Steinbruch am Autoweg) und Hauptdolomitbrekzien (Pittersberg und Röthenkopf) geschoben worden. Westlich vom Röthenkopf sind die Muschelkalke an der Basis der Jaukenkalke und -dolomite aufgeschlossen, wie das auch östlich von Pittersberg im Lammerbach bei der Gippsgrube östlich von Laas der Fall ist.

Diese WNW—OSO streichende synklinale Zone von Kalken ist ihrerseits wieder durch eine steil nordwärts neigende Verwerfung von den Werfener Schichten und Grödener Sandsteinen geschieden worden, welche letztere schon zur autochthonen Permo-Triasdecke des Gailtaler Kristallins gehören. Entlang dieser Verwerfungszone ist die Dicke der Permo-Triasserie stark reduziert oder nur noch unvollständig vorhanden.

Im östlichen Gailbergsattelprofil (I B) findet man deswegen nördlich der Paßhöhe südwärts überschobene Einheiten, während südlich davon abwechselnd steil nach Norden neigende Abschiebungen mit ebenfalls steil nordfallenden Aufschiebungen (d. h. mit südwärts gerichteten Bewegungen) vorkommen. Dieser scheinbare Widerspruch im mechanischen Bilde wird erklärlich, wenn man sich vor Augen hält, daß die Grenze zwischen dem Gailtaler Kristallin und der Permo-Trias der Gailtaler Alpen durch eine große Flexur- und Bruchzone beherrscht wird, an welcher der Streifen

zwischen Drau und Gail abgesunken ist. Die autochthone Permo-Triasserie wurde durch diesen Abbruch auseinandergezerrt und stark in ihrer Mächtigkeit reduziert. Die Einsenkung in der Alpenflanke, die hiedurch zwischen Gail und Drau entstand, wurde dann durch mehrere Schuppen zgedrückt, welche vom höher gelegenen Kreuzeckkristallin nach Süden gerichtet waren.

Durch die südlichste und tiefstgelegene Schuppe stauten die Grödener Sandsteine und Konglomerate des Laaserwaldes gegen die autochthone und parautochthone Permo-Triasserie. Daraufhin wurde diese südwärts gerichtete Stauung durch die Nachphasen des Senkungsprozesses in Mitteleidenschaft gezogen. Die hiemit verbundenen Verwerfungen traten etwas nördlich von dem ursprünglichen Gailabbruch auf, also mehr nach der Drauseite zu. Es sind dies die Verwerfungen an beiden Seiten der Jukbühel-synkline, welche die Schuppe nördlich des Laaserwaldes zerschneiden. Auch die Überkipfung des Scheitels der Gailbergantikline in nördlicher Richtung kann mit diesen Nachphasen der Senkungen im Drautal zusammenhängen.

Die Frage, ob diese Abschiebungen an beiden Seiten der Jukbühel-synkline jünger oder älter sind als die drei nördlichen Schuppen (Rabantberg, Simmerlach und Rewischkopf) findet ihre Antwort in den Lagerungsverhältnissen westlich vom Gailbergsattel (Profil I A). Es zeigt sich, daß die Achse der Gailbergantikline und der Kontakt des Hauptdolomites mit dem untern Rhät entlang einer rechtsdrehenden (dextralen) Querverschiebung um 650 m nach Norden verschoben sind. An ihrer Südseite biegt die Querverschiebung bogenförmig nach Westen um, und sie vereinigt sich eben außerhalb des Kartenblattes, in der Nordwand der Kuku, unter scharfem Winkel mit der Ost—West streichenden Verwerfung, die „Auf der Mussen“ angetroffen wird (außerhalb der Karte).

Wir haben es hier sichtlich mit einem schüsselförmigen Abschiebungsbruch zu tun, wie wir weiter östlich in den Gailtaler Alpen mehrere kennenlernen werden. Entlang diesem Bruch ist die in westlicher Richtung tauchende Gailbergantikline, die aus einem Kern von Hauptdolomit und einem Mantel von Rhät besteht, nach Norden abgeschoben.

Der Querbruch, der diese nach Norden bewegte Abschiebungsscholle an ihrer Ostseite begrenzt, wird am Gailberg fast mit rechtem Winkel abgeschnitten durch die Aufschiebungsebene von Rewischkopfschuppen. Dadurch wird der Beweis gebracht, daß die nach Süden gerichtete Bewegung der Rewischkopfschuppen jünger ist als die Abscherungen nach Norden, welche die Gailbergantikline durchschnitten haben. Die nach Norden gerichtete Abgleitung vom Scheitel der Gailbergantikline und die nach Süden gerichtete Aufschiebung des Rewischkopfes sind aufeinanderfolgende gravitative Reaktionen auf die Nachphasen der Senkungen in der Drauzone.

Profil II: Jaukengrat

Der südliche Streifen der autochthonen Grödener und Werfener Schichten keilt ostwärts (bei Dobra, östlich von Laas) zwischen dem Gailkristallin und der Triasscholle aus. Erst zwischen St. Daniel und Dellach an der Gail kommt wieder eine Linse von autochthonen Grödener Sandsteinen vor. Bei Dobra und bei Buchach konnte festgestellt werden, daß die Berührungsfläche zwischen Kristallin und Triaskalkscholle örtlich steil nach Süden

geneigt ist, sodaß hier die steil nach Norden geneigte Verwerfungsfläche in eine steil nach Süden geneigte Aufschiebungsfläche übergeht. Man hat es hier jedoch mit einer nur scheinbaren Aufschiebung zu tun. Diese Lagerung ist durch Gravitation entstanden, wobei der Steilhang des Gailabbruches nach Norden umgebogen wurde, da dieser nicht genügend von den aus dem Norden kommenden Anschüppungen gestützt wurde. Dieses Bestreben, den Gailabbruch umzudrücken zu nordwärts gerichteten Anschüppungen, kommt auch entlang der Südseite der Lienzer Dolomiten vor.

Ferner bemerkten wir in der Übersicht der allgemeinen tektonischen Lage, daß von Hermagor bis Nötsch-Bleiberg gleichfalls eine steile Bruchfläche mit steilem Südfallen angetroffen wird. In den nördlichen Karawanken geht sie schließlich in wirkliche nach Norden gerichtete Überschiebungen über.

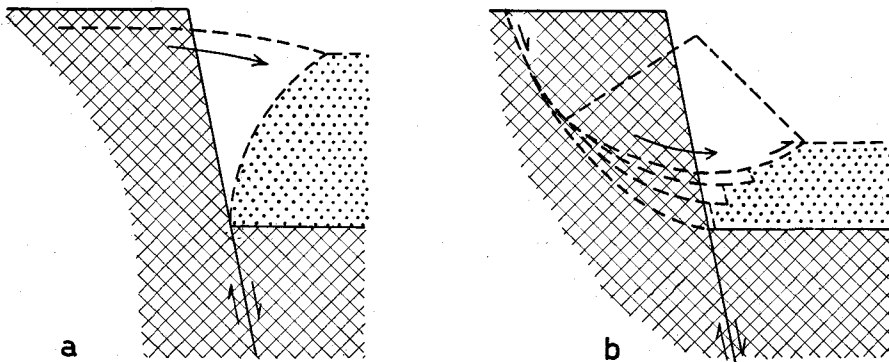


Abb. 1

Diese durch Gravitation bedingte Umkehrung des Bewegungssinnes von steilen Verwerfungen, sodaß ihr Ausgehendes das Bild eines steilen Aufschiebungsbruches zeigt, ist an vielen Stellen entlang der Ränder von großen Graben- und Abbruchzonen wahrgenommen worden. Man hat anfänglich nicht eingesehen, daß dieses nur eine sekundäre Erscheinung ist, die durch gravitative Reaktionen verursacht wird. Nach der Beschaffenheit der betreffenden Gesteine, dem Unterschied in Belastungsdruck an beiden Seiten der Bruchfläche, dem Hergang der Gradienten von Haupt- und Schubspannungen und dem Tempo mit dem die Abschiebung stattfindet, wodurch die damit zusammenhängenden Spannungsunterschiede auflaufen, kann eine Abschiebungsebene durch Gravitationstektonik deformiert werden. Die zwei bedeutendsten Verwandlungstypen, die dabei vorkommen, sind a) eine mehr oder weniger regelmäßige Umbiegung einer steilen Abschiebungsebene in einen überkippten Stand, wodurch eine scheinbare Überschiebung entsteht, b) sekundär gebildete Abschiebungsebenen von schüsselförmiger Form, die primäre Abschiebungsebenen durchschneiden können, wodurch wirkliche Auf- und Überschiebungen entstehen, die nach der gesunkenen Scholle hin gerichtet sind (siehe Textabb. 1).

Beide Typen kommen vermutlich in der Nordwand des Bleiberger Grabens vor (siehe Holler, 1953, Profile 1—4 auf Beilage 3). Die Klippen der nördlichen Karawanken gehören zu Typus b.

Man meinte früher, daß die abgesunkenen Schollen, die von ähnlichen Überschiebungen begrenzt werden, durch spätern Druck in die Erdkruste hineingepreßt waren. Im Grunde hat man es in solchen Fällen jedoch mit primären differentiellen vertikalen Schollenbewegungen zu tun, wobei die normale Bruchtektonik eher eine Dehnungs- und keine Kompressionserscheinung ist. Diese Primärtektogenese widerspiegelt Massenverlegungen im Untergrund, und sie braucht gar nicht mit einem allgemeinen tangentiellen Druck in der Kruste zusammenzuhängen.

Der Streifen parautochthoner Triaskalke und -dolomite, der sich vom Röthenkopf nach Dellach an der Gail ausdehnt, bildet den Übergang zwischen (südlich davon) dem Gailtaler Kristallin mit authochtonen Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten und (nördlich davon) den nordfallenden Schuppen von kristallinen Schiefern mit einer Bedeckung von Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten. Dieser Streifen zeigt eine Anzahl Synklinen und Antiklinen, die zwischen Dobra und Buchach schief abgeschnitten werden vom großen Gailtalabbruch.

Von Buchach südostwärts hat dieser Streifen eine sattelförmige Struktur, deren Sattelachse nach Westen taucht. Dadurch sind bei Buchach die obere Muschelkalke im Kern, und die Jaukenkalke in der Flanke aufgeschlossen, während bei Dellach an der Gail die Werfener Schichten im Kern und der untere Muschelkalk in der Flanke vorkommt. Die weniger kompetenten dünnplattigen Muschelkalke zeigen eine intensivere Faltung und Zusammenpressung der Schichten als die massigeren dickbankigen Jaukenkalke und -dolomite in der Flanke der Antikline.

Das Band der Grödener Sandsteine, das gegen diesen Streifen von parautochthonen Triaskalken südwärts aufgeschoben ist, besteht südlich vom Jaukengrat aus mehreren Schuppen, deren Basis von kristallinen Schiefern gebildet wird.

Die Gailbergantikline und die Jukbühelsyncline werden ostwärts breiter, und sie erreichen im Jaukenprofil ihre größte Breite. Diese Verbreiterung ist mit einer merkwürdigen Veränderung im Charakter der Abschiebungsbrüche verbunden, welche die Jukbühelsyncline begrenzen (siehe Profil I B).

Vom Jukbühel ostwärts gehen diese steil nach Norden neigenden Abschiebungen allmählich in steil südfallende (scheinbare) Überschiebungsbrüche über. Dann werden sie zwischen Kaserlankopf und Mittagkogel quer von einem Nord—Süd verlaufenden und nach Osten konkaven, links drehenden (sinistralen) Querbruch abgeschnitten.

Der südliche der zwei Jukbühelbrüche wird von dem großen nach Norden konkaven Abschiebungsbruch ersetzt, der den Jaukengrat an seiner Südseite umfaßt. Der nördliche dieser zwei Brüche wird schon nördlich vom Jukbühel nordwärts abgedrängt, wodurch er den Charakter einer steilen (scheinbaren) Aufschiebung bekommt, an der entlang der Kern der Gailbergantikline an drei linksdrehenden (sinistralen) Querbrüchen nordwärts verspringt, bis der untere Muschelkalk den antiklinalen Kern im Drautale erreicht, u. zw. in dem großen Steinbruch von Raßnig, südwestlich von Dellach an der Drau. Die überkippte und stark reduzierte Nordflanke der Gailbergantikline befindet sich an der Nordseite des Drautales diesem Sektor gegenüber. Wir finden nämlich bei Dellach an der Drau, nördlich von der Autostraße, nacheinander einen Streifen von senkrechten Plattenkalken, ein schmales Band von Jaukenkalken und -dolomiten, während der Kolm selbst aus Hauptdolomit besteht. Dieser Hauptdolomit von Kolm (996 m) liegt unmittelbar auf den kristallinen Schiefern der Kreuzeckgruppe.

Diese nach Norden gerichtete Ausbuchtung der Gailbergantikline wird dann beim Gießgraben durch zwei nach rechts drehende Querverschiebungen begrenzt, die bis zur Jaukenhöhe am Westende des Jaukengrates zu verfolgen sind. Hier zeigen einige verlassene Bleizinkerzgruben, daß sie zu Mineralisation Anlaß gegeben haben. Zwei davon liegen auch nahe am Raiblerniveau.

Die Entstehung dieser Lage läßt sich mechanisch wie folgt erklären:

Der Gailabbruch hat in dem Jaukensektor eine starke Anschuppung in südliche Richtung verursacht, wobei das Schuppensystem bei Dellach an der Gail entstanden ist. An diesen Schuppen schloß nordwärts bzw. die hoch aufgestaute Jaukensynkline (d. h. die östliche Fortsetzung der Jukbühelsynkline) und die Gailbergantikline an.

Den danach sich bildenden Jukbühelabschiebungen zufolge kam diese Zone der tiefsten Versenkungen in den Bereich des gegenwärtigen Drautales zu liegen, das ist also an der Nordseite dieser Jaukenstauung. Dadurch sank die Jaukengipfelpartie zurück, wodurch eine Umkehrung der südgerichteten Bewegung in eine nach Norden (siehe auch Übersichtsprofil B) stattfand.

Die Jaukensholle, die in dieser Nachphase nach Norden zurücksank, hat einen Ost—West-Durchmesser von etwa $7\frac{1}{2}$ km. Sie wird an ihrer Südseite von einer Abschiebungsfläche begrenzt, die nach Norden konkav ist und die an beiden Seiten, nordwärts umbiegend, im Westen in die Querverschiebung vom Kaserlankopf und im Osten in die von der Ochsen-schlucht-Feistritz übergeht.

Diese Absenkung wird an der Nordseite der Scholle durch die nordwärts gerichtete Aufschiebung im Kern der Gailbergantikline kompensiert. Der westliche Teil der Jaukengipfelpartie zwischen dem Kaserlankopf (1811 m) und der Jaukenhöhe (2229 m) hat außerdem eine besondere nach Norden gerichtete Absenkung erlitten, die an beiden Seiten von Querbrüchen begrenzt wird. Dadurch tritt in jenem Sektor die Nordflanke der Gailbergantikline im Kolm ganz an die Nordseite der Drau.

Nur durch das abwechselnde Vorwalten und Ineinandergreifen von primärtektonischen Höhenunterschieden und sekundärtektonischen gravitativen Reaktionen läßt sich dieses komplizierte Bild von nord- und südwärts gerichteten Anschuppungen erklären, welche teilweise älter und teilweise jünger sind als die vielen hier vorkommenden Abschiebungsbrüche.

Profil III: Feistritz

Dieses Profil führt noch durch den östlichen Teil der großen schüssel-förmigen, nordwärts gerichteten Abschiebung der Jaukenkette. Die Ostgrenze dieser Schüssel wird von einem bedeutenden, nach NW konkaven Querbruch gebildet, welcher der Ochsen-schlucht und dem Feistritzgraben entlang läuft. Dieser Bruch ist die Fortsetzung der Verwerfung, welche die Jaukensholle an der Südseite begrenzt. An diesem Feistritzbruch ist die westliche Scholle im Vergleich zur östlichen abgesunken, mit Ausnahme des Sektors, wo der „In der Tränk“ in den Feistritzgraben fließt. Dort ist gerade die östliche Scholle in bezug auf die westliche abgesunken. Vermutlich hängt dies mit einem Absinken des Reißkofel-Dristalkofelgrates in südlicher Richtung zusammen, welche Erscheinung bei der Erklärung des Profils IV besprochen werden wird.

Bei den Pintaer Öden schiebt der Kern der Gailbergantikline nach Norden gegen die Nordflanke, wobei stellenweise der untere Muschelkalk des Kerns mit den Jaukenkalken und -dolomiten der Nordflanke in Berührung kommt (im Untern Globois).

Diese Anschuppung des Sattelkerns vom Gailberg in nördlicher Richtung findet man östlich von Feistritz nicht wieder. Sie beschränkt sich auf die

Nordseite der Jaukensholle. Dies ist eine deutliche Bekräftigung für die Auffassung, daß die Abschiebungen und Anschuppungen, welche die Jaukensholle umfassen, bzw. an seiner südlichen und nördlichen Seite lokale Erscheinungen sind, einander ausgleichen und Äußerungen einer hier sich auswirkenden Gravitationstektonik sind.

Der südliche Teil von Profil III führt durch die Mulde der Ochsen-schluchtalm, die in südlicher Richtung aufgeschoben ist. Auch die darunter gelegenen Schuppen des Siegelbergs und des Lenzhofes vergieren nach Süden. Die Siegelbergschuppe schließt westwärts an die Goldbergschuppe von Profil II, die bei Dellach an der Gail über den parautochthonen Streifen von Triaskalken hinweg schiebt.

Profil IV: Reißkofel

Dieses Profil führt von Nord nach Süd durch die steile Gailbergantikline und die darauffolgende Comptonsyncline. Die Achse dieser Syncline ist entlang von Querverschiebungen, in bezug auf die Ochsen-schluchtsyncline im Westen und die Siebenbrünnsyncline im Osten, nach Süden verschoben worden. Die Südflanke der Comptonsyncline, welche von dem steil aufgerichteten massiven Riff des Reißkofels gebildet wird, ist ein Lappen, der nach Süden konvex ist, außerdem nach Süden aufgeschoben wurde und der an beiden Seiten von den obengenannten Querverwerfungen begrenzt wird. Mit dieser Bewegung der Comptonsyncline in südlicher Richtung hängt wahrscheinlich die Absenkung ihrer Nordflanke im „In der Tränk“-Sektor zusammen.

Diese Versenkung geht aus der dort auftretenden örtlichen Umkehrung der Abschiebungsrichtung entlang der Feistritz-Ochsen-schluchtquerverwerfung hervor, welche schon bei der Besprechung des Profils II erwähnt wurde.

In der Südflanke des Reißkofels trifft man noch zwei andere, nach Süden gerichtete Schuppen an, welche die östliche Fortsetzung der Siegelberg- und Lenzhofschuppen bilden. Die Siegelbergschuppe läßt sich vom Trutschwald im Westen über eine Länge von 11 km verfolgen. Die Auf-schiebungsebene biegt an ihrem östlichen Ende nach Norden und geht dann in eine linksdrehende Querverschiebung über, welche zwischen dem Dristalkofel und dem Sattelnock verläuft.

Östlich dieser Querverschiebung tritt dann nach einer Unterbrechung von $7\frac{1}{2}$ km das parautochthone Band von Permo-Trias wieder an den Tag, das zwischen Dellach an der Gail und diesem Querbruch durch den Siegelberg-schub überschoben wurde.

Profil V: Sattelnock

Südlich von Greifenburg tritt ein deutlich neues tektonisches Element auf, die Syncline von Gasser. Diese Syncline läßt sich ostwärts verfolgen über Kreuzberg bis zum Mittagsgraben, südlich vom Weißensee. An diese Syncline schließt im S die Gailbergantikline an, deren Kern südwärts gegen die Siebenbrünnsyncline angeschuppt ist. Diese Anschuppung verursacht das Auskeilen des obern Muschelkalkes nach Osten und das Abschneiden des Carditaniveaus.

Die Syncline von Siebenbrunn wird an der Südseite vom Sattelnock begrenzt von einer normalen Verwerfung, wodurch die Jaukenkalke und

-dolomite an ihrer Südflanke in Berührung kommen mit dem untern Muschelkalk und im Möcnikgraben sogar mit den Grödenen Sandsteinen.

Die parautochthone Lage der Siebenbrünnsynkline ist mit jener der Röthenkopf-Pittersbergsynkline bei Laas im Westen zu vergleichen. Nur ist die Verwerfung „en échelon“ über die Breite einer tektonischen Einheit nach Norden verlegt worden, von der Südflanke des Triasstreifens bei Laas nach der Südflanke der Synkline von der Jaukenwiese—Ochsen Schlucht—Comptonhütte—Siebenbrunn. Ebenso sind die nach Süden gerichteten Anschuppungen über die Breite einer tektonischen Einheit nach Norden verlegt worden, von der Süd- nach der Nordflanke der letztgenannten Synkline.

Profil VI: Kreuzberg

An der Nordseite kommt das dolomitische Zwischenniveau im Muschelkalk in Berührung mit dem Kristallin von Petersbrünnl. Da das Kristallin weiter nach Osten normal transgressiv von steil nach Süden geneigter Permo-Trias bedeckt wird, ist es wahrscheinlich, daß wir es in diesem Profil mit einer Flexur zu tun haben, welche nach Westen in eine Verwerfung übergeht.

Nach Süden folgt darauf die ruhig geformte Synkline von Gasser-Kreuzberg mit Hauptdolomit im Kern. Sodann liegt die Südflanke dieser Synkline aufgeschoben gegen die Nordflanke der Gailbergantikline.

Der Scheitel dieser Antikline war durch Erosion schon bis zum untern Muschelkalk im Kern freigelegt worden; erst danach schoben Elemente ihrer Nordflanke als ziemlich dünne Lamellen gegen diesen Kern. Die Bewegungen sind hier in zwei Unterphasen zu verteilen. Erst fand eine einfache Faltung statt; darauf folgte eine kurze, aber schnelle Erosion dieser Aufwölbung, und erst dann folgte ein weiterer Zusammenschub dieser antiklinalen Struktur.

Auffallend ist weiter, daß die nach Norden gerichtete Verlegung des Aufschubs, den wir schon im Profil V feststellten, hier weiteren Fortgang fand, weil nicht nur die Südflanke der Gailbergantikline, sondern auch ihre Nordflanke von nach Süden gerichteten Schuppen durchschnitten wird.

Die Gailbergantikline taucht im Profil VI nach Osten, sodaß im Kern nacheinander unterer und oberer Muschelkalk, Jaukenkalke und -dolomite aufgeschlossen sind. Die große Verwerfung südlich der Kumitschsynkline bringt im Möcnikgraben, ein wenig östlich von der Profillinie, das Kristallin in unmittelbare Berührung mit dem Hauptdolomit. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt hier also mindestens ein paar tausend Meter.

Profil VII: Techendorf

Nördlich vom Weißensee liegt die Permo-Trias normal transgressiv auf kristallinen Schiefer der Goldeckgruppe. Der westliche Teil des Weißensees befindet sich auf der Grenze von steil nach Süden fallenden Jaukenkalke und -dolomiten (Nockberg—Trattengrat) und Hauptdolomiten. Die stratigraphische Abfolge ist hier normal. Der Kontakt von Jaukenkalke und -dolomiten mit Hauptdolomit kann höchstens eine steile flexurartige Verwerfung sein, die die normale stratigraphische Reihenfolge noch nicht zerstört hat.

Weiter nach Süden dagegen, zwischen Weißensee und Gitschtal, ist die tektonische Lage viel verwickelter. Im Mittagsgraben südlich von Techendorf trifft man die Seefelder Fazies des Hauptdolomits an, der hier in großen Zügen eine flache Mulde bildet. Diese ist die östliche Fortsetzung der Gasser-Kreuzbergsynkline. Im Detail betrachtet, sind diese gutgeschichteten Hauptdolomite der Seefelder Fazies infolge der mehr oder weniger schichtparallelen Verschiebungen südwärts gegliedert. Der darunter liegende, strukturelose Hauptdolomit ist als eine relativ dünne (stellenweise nur etwa 100 m dicke) Bank südwärts über ein isoklinal gefaltetes und schuppenförmiges Synklinorium von Rhätkalken und Schiefern hinweggeschoben.

Die Hauptdolomite, die die Südflanke dieser Synkline bilden, sind im Mittagsnock ihrerseits gegen die Jaukenkalke und -dolomite des nach OSO neigenden Endes der Gailbergantikline aufgeschoben worden. Das geht u. a. aus dem Übergreifen des nördlichen (obersten) Carditaniveaus hervor. Auch hier bekommt man den Eindruck (wie im Profil VI), daß diese nach Süden gerichtete Anschuppung in geringer Tiefe stattgefunden hat, nachdem die Erosion schon den Scheitel der Gailbergantikline angegriffen hatte.

An der Südseite des Profils bei Stoffelbauer beginnt eine merkwürdige Umkehrung in der Richtung der Anschuppungen, welche weiter nach Osten schnell an Bedeutung gewinnen.

Bei Stoffelbauer befindet sich der abnormale Kontakt noch innerhalb des Niveaus der Jaukenkalke und -dolomite. Seine Lage kann nur durch das Abschneiden des Carditaniveaus rekonstruiert werden. Aber am Wege von St. Lorenzen nach Lorenzeralm kommt der untere Muschelkalk an den Tag, der in nördlicher Richtung gegen den antiktinalen Scheitel von Jaukenkalke und -dolomiten angeschuppt worden ist und ein Südfallen von 75 bis 80° hat.

Die Knollenkalke mit einer auffallenden Kalksandsteinbank, das dolomitische Zwischenniveau und die Jaukenkalke mit dem Carditaniveau werden alle von dieser nach Norden gerichteten Aufschiebungsfläche des Stoffelbauers abgeschnitten.

Am Wege von St. Lorenzen nach der Lorenzeralm ist noch eine andere Merkwürdigkeit vorhanden. Die untern Muschelkalke und das dolomitische Zwischenniveau sind auch südwärts über die Jaukenkalke und -dolomite geschoben worden. Letztere werden stellenweise von den etwa 40° nordfallenden Muschelkalken überschoben. Diese nach Süden gerichtete Anschuppung wird von der steil stehenden, nach Norden gerichteten Aufschuppung des Stoffelbauers abgeschnitten. Letztere ist wohl die jüngere der beiden.

Auch bei St. Lorenzen findet man an der Ostseite des Bistritzgrabens noch die Andeutung einer Bewegung nach Süden, weil dort das Carditaniveau entlang einer nahezu horizontalen Verwerfungsebene etwa 20 m hinsichtlich des Carditaniveaus der Liegendescholle nach Süden verspringt. Dem eben genannten Falle entsprechend wäre auch hier die flache Südbewegung älter als der steile Nordaufschub.

• Profil VIII: Fellbach—Jadersdorf

Wie im vorherigen Profil findet man im Profil VIII zwischen dem Kristallin der Goldeckgruppe und dem Weißensee eine normale stratigraphische Abfolge mit im allgemeinen steilem Südfallen. Die Serie beginnt im Norden

mit Grödener Sandsteinen und Werfener Schiefern, auf die Muschelkalke und Jaukenkalke und -dolomite folgen. Letztere bilden die mehr als 1600 *m* hohe Kammlinie an beiden Seiten der Neusacheralm (Plentelitz, Aerschwand).

Im Fellbachgraben wurden im untern Muschelkalk Andeutungen einer Verwerfung gefunden, die den Charakter einer Dehnungsspalte hat. Das Carditaniveau in der Nordwand des Weißensees zeigt Schleppungserscheinungen, die vermutlich mit Bewegungen zusammenhängen, welche parallel mit den Schichten verliefen. Übrigens hat man es jedoch mit einer ruhigen Schichtenfolge zu tun, und die Ablagerungen erreichten große Mächtigkeiten.

Tektonische Komplikationen findet man vor allem im südlichen Teile des Profils zwischen Weißensee und Jadersdorf. Zuerst zeigt es sich, daß die muldenförmige Lamelle von Hauptdolomit, die sich zwischen Naggl am Weißensee und Brenner vorfindet, südwärts über ein Synklinorium von Rhätkalken und Schiefern überschoben ist, wie das auch im Profil VII der Fall war. Tafel XVIII a zeigt ein Detailprofil dieses Synklinoriums, wie es im Nagglgraben aufgeschlossen ist. Vermutlich findet man im Kern der nördlichen Syncline von oberm Rhät ¹⁾ noch Riffkalk (Basis Lias?). Seine Ausdehnung ist in der Übersichtskarte der Deutlichkeit wegen übertrieben angegeben worden. In Wirklichkeit ist dieser Riffkalk nur in der Ostwand des Nagglgrabens, südlich der Holzsägemühlen, beobachtet worden.

Der Hauptdolomit, der an der Südseite die Basis dieser Rhätsyncline bildet, hat wahrscheinlich in sich selbst Schuppenstruktur. Er schiebt bei der Jadersdorfer Alm südwärts gegen die spitze Antikline von Jaukenkalke und -dolomiten. Dieses Ostende der Gailbergantikline bildet die Grenze zwischen den nach Süden gerichteten Bewegungen nördlich davon und den nach Norden gerichteten Bewegungen südlich davon.

Die schon im Profil VII erwähnte und bei Stoffelbauer beginnende, nach Norden gerichtete Anschuppung, nimmt ostwärts schnell an Bedeutung ab, u. a. durch zwei damit verknüpfte linksdrehende Querverschiebungen.

Die erste dieser Querverschiebungen erreicht bei St. Lorenzen das Gitschtal. Sie hat nur eine geringe Sprungweite. Die zweite jedoch, die oberhalb Jadersdorf zu beobachten ist, hat eine horizontale Sprungweite von mehr als 300 *m*.

Diese Nordanschuppung ist etwas jünger als die Bewegungen nach Süden. Das erkennt man an der Tatsache, daß bei Großboden (1506 *m*) die Ebene des Südaufschubs und die Jaukenkalkantikline der Jadersdorfer Alm unter dem Aufschub nach Norden verschwinden.

Mit diesen letzten Bewegungen nach Norden hängt vermutlich die Erscheinung zusammen, daß im Rhätsynklinorium und im Hauptdolomit, südlich davon, vorwiegend steile südliche Neigungen gemessen werden. Das deutet auf eine nachträgliche Überkipfung der Serie nach Norden. Da dieses Synklinorium zuerst in südlicher Richtung vom Hauptdolomit der Naggl Lamelle überschoben wurde, ist es wahrscheinlich, daß diese Überkipfung nach Norden keine primäre Erscheinung der Faltung ist, sondern mit den spätern Anschuppungen nach Norden zusammenhängt.

¹⁾ Vermutlich die östliche Fortsetzung der Gasser-Kreuzbergssyncline.

Profil IX: Latschur—Golz und Profil X: Kempen

In diesen Profilen bleiben die Südbewegungen beschränkt auf das Latschurgebiet, nördlich vom Weißensee, während die Bewegungen nach Norden das ganze Gebiet zwischen Weißensee und Gitschtal beherrschen und selbst das NO-Ufer des Weißensees erreichen.

Der Triasrücken erreicht in den Profilen VII und VIII, nördlich vom Weißensee, Höhen von mehr als 1600 *m*, die aus Jauenkalken und -dolomiten bestehen. Dieser Auerschwandrücken nimmt ostwärts an Höhe ab und erreicht im Würden, oberhalb der NO-Ecke des Weißensees, eine Höhe von etwa 1300 *m*. Dagegen steigt die Basis der Permo-Triasserie, aus welcher der Bergrücken nördlich vom Grundgraben besteht, über Fellkofel, Tonkofel und Fellberg nach Osten schnell an zu einem mehr als 2200 *m* hohen Grat, der aus unterm Muschelkalk besteht (Latschur, 2238 *m*; Eckwand, 2221 *m*; Staff, 2218 *m*).

Die normalen, südfallenden permo-triadischen Schichten, zwischen Goldeckkristallin und Weißensee, werden südlich dieses hohen Grates unterbrochen durch die muldenförmige Abschiebung von Stosia. Diese entstand durch eine Art Schaukelbewegung entlang einer schüsselförmigen Gleitbahn (van Bemmelen, 1955). Sie zeigt an der relativ höher gelegenen Seite Abschiebungen im dolomitischen Zwischenniveau des Muschelkalkes, die bei Kempen den Schichtflächen parallel und der Südseite des Latschur-Eckwandgrates entlang verlaufen. Diese Verwerfungen hängen über eine Querverschiebung in der NW-Wand des Grundgrabens mit nach Süden gerichteten Aufschüben zusammen, welche von Peloschen OSO-wärts nach dem Silbergraben zu verfolgen sind. Der Silbergrabenaufschub ist in Wirklichkeit eine Schar von mehr oder weniger parallelen Aufschiebungsebenen, die in einer Zone von etwa 100 *m* Dicke auftreten und die zum Teil den Schichtflächen parallel verlaufen. Im Detail tritt dabei Feinfältelung in bestimmten, dünnplattigen Niveaus des Muschelkalkes auf. Diese Erscheinungen sind sehr schön in der Ostwand des Silbergrabens zu beobachten. An der Basis der schüsselartigen Gleitscholle sind Lamellen vom dolomitischen Zwischenniveau des Muschelkalkes mitgeschleppt worden, während an der Oberseite, d. h. im Kern der Schüssel, flachliegende Jauenkalken vorkommen (Aufschluß am Ostrande des Kartenblattes und bei Goldschupfen, gerade außerhalb dieses Ostrandes). Der Muschelkalk dieser Schüsselmasse ist südwärts über die Jauenkalken des Würdenrückens geschoben worden.

Die Nord—Süd-Erstreckung der abgeglittenen Stosiascholle beträgt etwa $1\frac{3}{4}$ *km*, in der Streichrichtung läßt sie sich etwa 8 *km* nachweisen bis zu Wegschneider im Weißenbachtal, östlich von der Kartengrenze. Der senkrechte Höhenunterschied zwischen dem abgeschobenen Nordrand der Schüssel (Kempenwand) und dem aufgeschobenen Südrand beträgt jetzt minimal 2180—1820 = 360 *m* (Stosiaprofil) und maximal 2087—1080 = etwa 1000 *m* (Goldschupfenprofil).

Vor dem Abgleiten der Stosiascholle muß das Relief zwischen dem Weißensee und der Latschur-Eckwand bedeutend steiler gewesen sein, mit noch größern absoluten Höhenunterschieden. Diese große Reliefenergie war die Folge primär-tektonischer Bewegungen, wobei das Goldeckgebiet zusammen mit den Tauern hochkam und eine umkippende Bewegung erlitt, während das Weißenseegebiet als Teil des Drauzuges grabenförmig

versank. Die normale Erosion konnte diese Reliefenergie nicht schnell genug ausgleichen. Auch Bergstürze waren dazu nicht imstande. Eine sekundärtektonische Reaktion trat auf, wobei eine große Scholle des Sedimentmantels an einer schüsselförmigen Bruchfläche sich ablöste und an ihrem Fuße einen Aufschub verursachte. Der gegenwärtige Höhenunterschied von vielen Hunderten von Metern über eine Entfernung von weniger als 2 km bedeutet, daß auch im heutigen Zustande nach der Abschiebung noch eine große Reliefenergie für weitere Deformationen vorhanden ist. Aber anscheinend ist der jetzige Bau im Rahmen dieses Spannungsfeldes irgendwie zum Gleichgewicht gekommen.

Diese Stosiaabschiebung ist südwärts gerichtet, nach der großen Flexur oder Verwerfung hin, die in der Grenzzone der Jaukenkalke und des Hauptdolomites vorkommt (Profil IX).

Diese Abgleitungsstruktur befindet sich in der nördlichsten Triaszone. Es ist in Übereinstimmung mit dem allgemeinen Bilde der westlichen Gailtaler Alpen, daß vom Westen nach Osten die nach Süden gerichteten Anschuppungen in immer nördlicher gelegenen Zonen stattfanden. Parallel damit kommen immer mehr nach Norden gerichtete Anschuppungen vor. Anfangend bei Stoffelbauer im Gitschtal, erreichen sie schließlich in der NO-Ecke des Weißensees auch das nördlichste Permo-Triasgebiet.

Es zeigt sich nämlich, daß die Hauptverwerfung, welche die Grenze Jaukenkalke-Hauptdolomite an der Nordseite des Weißensees bildet, an ihrer Ostseite von einem NNO—SSW streichenden, links drehenden Querbruch abgeschnitten wird. Östlich dieses Bruches kommt in der Laka eine Faltenkaskade im Hauptdolomit vor. Der Hauptdolomit schiebt über diesen Querbruch hinweg. Zwischen dieser nach Norden gerichteten Hauptdolomitscholle und den Jaukenkalken des Würdengrates befindet sich sogar noch ein schmales Band von Rhätkalken und Schieferen, die vor allem im Silbergraben gut aufgeschlossen sind.

Diese nach Norden bewegte Scholle aus Rhät und Hauptdolomit greift bei der Möblacheralpe, ein wenig außerhalb der Karte, sogar über den Südrand der Stosiascholle. Hieraus geht hervor, daß die Bewegung der Stosiascholle nach Süden älter ist als die Nordbewegungen, was in Übereinstimmung ist mit den Wahrnehmungen in den Profilen VII und VIII.

IV. Geologische Geschichte

Wenn wir auf Grund der vorher erwähnten stratigraphisch-tektonischen Analyse und im Rahmen der alpinen Orogenese, die geologische Geschichte dieses Teiles des Drauzuges zusammenfassen, kommen wir zum folgenden Bilde.

Während der Permo-Trias fand eine geosynklinale Senkung statt, begleitet von einem Sedimentationszyklus, wodurch eine etwa 3500 m dicke Ablagerung entstand. Ob danach im jüngern Mesozoikum noch mehr Sedimente abgelagert wurden, ist in diesem Sektor des Drauzuges nicht mehr festzustellen. Riffkalke, die zum obern Rhät oder zur Basis des Lias gehören, sind die jüngsten Sedimente der Gailtaler Alpen, die noch an dieser alpinen Gebirgsbildung teilgenommen haben. In Analogie mit den Lienzer Dolomiten kann angenommen werden, daß auch noch im Jura und in der untern Kreide marine Sedimente abgelagert worden sind.

Im Spätmesozoikum wurden diese Sedimente nach Norden verlegt, zusammen mit dem kristallinen Grundgebirge und dem variszischen Paläo-

zoikum, auf dem sie abgelagert waren. Während dieser sogenannten Gosau phase der ostalpinen Orogenese entstanden in der ersten Anlage die ostalpinen Decken. Durch diesen Transport in nördlicher Richtung wurden auch die postvariszischen Sedimente im Tauerngebiet überschoben, und es entstanden penninische Deckfalten. Während dieser passiven Verlagerung auf dem Rücken des Kristallins erlitt der permo-triadische Sedimentmantel der südlichen Alpen eine relativ geringe tektonische Deformation, und es fand auch kaum eine regionale oder eine Dynamometamorphose statt. Dieses im Gegensatz zu den Sedimenten im tiefer gelegenen Stockwerk des Tauerngebietes, wo die penninischen Strukturen entstanden.

Im jüngeren Tertiär fand eine Umkehrung des tektonischen Reliefs statt. Das Tauerngebiet wurde zu einem (ge)antiklinalen Rücken hochgestaut, und das Gebiet südlich davon sank in die Tiefe. Dadurch bekam der Sedimentmantel auf der Südflanke der Tauernantikline eine allgemeine Südneigung, in Folge derer die Tendenz zu südwärts gerichteten Abgleitungen entstand.

Diese „décollements“ waren in den höhern Teilen der alpinen Südflanke von Dehnung begleitet; die Sedimentpakete wurden dort dünner. Zusammenstauungen (Faltungen und Anschuppungen) fanden in der Nähe des Fußes statt, wo die Flanke in das angrenzende Molassenbecken übergeht (siehe schematische Strukturkarte, Tafel XV). Im Drauzuggebiet wurden diese Bewegungen jedoch von der lokalen, viel kräftigeren Sekundärtektogenese überschattet, infolge der dort viel größeren Reliefunterschiede auf kurzer Entfernung, die bei der Grabeneinsenkung entstanden. Das bedeutendste Geschehnis in dieser Zone war das Absinken eines Streifens des kristallinen Grundgebirges mit den darauf ruhenden permo-triadischen Sedimenten über Tausenden von Metern. Dadurch entstand ein Ost—West streichender Halbgraben mit einer steilen Bruch- oder Flexurwand an der Südseite und eine Verstärkung des Einfallshanges (dipslope) an der Nordseite.

Da die steile Südbegrenzung des Halbgrabens im allgemeinen die Schieferung und die Schichtung der Gesteinskomplexe in den Karnischen Alpen quer schneidet, konnte sie länger standhalten als die Nordflanke. Im letzteren waren die Trajektorien der Schubspannungen, die durch das gravitative Spannungsfeld hervorgerufen wurden, mehr oder weniger parallel mit der Schieferung des kristallinen Grundgebirges und mit der Schichtung des Sedimentmantels. Die Folge davon ist, daß in dieser Nordflanke nach Süden stauende Bewegungen auftraten, u. zw. nicht nur im Sedimentmantel selbst, sondern auch im kristallinen Schiefer an der Basis.

Diese nach Süden gerichteten Gleitbewegungen stauten gegen den Gailabbruch und verursachten im Halbgraben intensive Zusammenpressungen (Faltungen und nach Süden gerichtete Anschuppungen).

Es ist auffallend, daß diese Bewegungen mit ausgesprochenen Südrichtungen beschränkt sind auf den Drauzugsektor, südlich der Tauernwölbung, also dort, wo die Schubspannungen dieser Aufwölbung zufolge am größten waren.

Weiter nach Osten verändert sich die allgemeine Lage, weil die Tauernwölbung nach Osten wegtaucht, während die Südflanke der Alpen in den Julischen Alpen und Karawanken zu größeren Höhen emporstieg. Parallel hiermit sehen wir die nach Süden gerichteten Schuppen von West nach Osten zurücktreten (von Laas an der Südseite bis zur Stosiastruktur an der Nord-

seite der Gailtaler Alpen). Dagegen nehmen die nach Norden gerichteten Schuppen vom Gitschtal ostwärts an Bedeutung zu. Diese nach Norden gerichteten Bewegungen stehen wahrscheinlich mit den stufenförmigen Absenkungen des Gailsüdhanges in Zusammenhang, mit welchen sie in einer Art Kippbewegung korrespondieren und in denen sie als eine Art volumetrischer Ausgleich fungieren (Gartnerkofel- und Pontebbaabsenkungen; siehe die Übersichtsprofile C und D auf Tafel XVI).

Auf diese Weise wird die intensive tektonische Deformation der Gailtaler Alpen aufgefaßt als eine gravitative Reaktion auf die Entstehung eines Grabens in der Südflanke der ostalpinen Geantikline. Die intensiven Faltungen und Anschuppungen, die wir in dieser Zone wahrnehmen, haben nach dieser Auffassung nichts zu tun mit einer Verkürzung der Erdkruste. Der Bau der Gailtaler Alpen, so wie wir ihn heute sehen, läßt sich im wesentlichen aus Deformationen herleiten, in denen Dehnungen das vorherrschende Element waren.

V. Schrifttum

- Accordi, Br. (1955): Le dislocazioni delle cime (Gipffaltungen) delle Dolomiti. *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie)*. Sez. IX, Vol. II, No. 2.
- Anderle, N. (1951): Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenze. *Jahrb. der Geol. Bundesanstalt, XCIV*. Bd., Teil 1, S. 195—236, Wien 1951.
- Bemmelen, R. W. van (1953): Gedanken zur Alpinen Gebirgsbildung. *Erdölzeitung*, 69. Jg., H. 6, S. 75—77, Wien 1953.
- Bemmelen, R. W. van (1955): Tectogenèse par gravité. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 64, 1, pp. 95—123, Bruxelles 1955.
- Bernard, A. (1955): Sur l'origine du mineral de zinc d'Alby-Fontbonne (Gard). *Comptes Rendus des séances de l'Ac. d. Sciences*. 14 Mars 1955, T. 240, p. 1250—1252.
- Cloud, P. E. and Barnes, V. E. (1948): Paleocology of the early ordovician sea in Central Texas. *Rep. comm. on a treatise on marine ecology and paleoecology 1947 bis 1948*, No. 8, Nat. Research Council, Wash., U. S. A., S. 30—83.
- Cornelius-Furlani, M. (1953 und 1955): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I und II). *Sitzungsber. Österr. Akad. der Wiss., math.naturw. Kl., Abt. I*, 162. Bd., 4. Heft, S. 279—294, und 164. Bd., 3. Heft, S. 131—144.
- Frech, Fr. (1894): Die Karnischen Alpen. *Abh. Naturf. Ges. zu Halle, XVIII*. Bd., S. 134—161.
- Geyer, G. (1897): Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. *Verh. d. k. k. Geol. R. A.*, 1897, S. 114—127, Wien 1897.
- Geyer, G. (1898): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. *Jb. d. k. k. geol. R. A.*, XLVII, 1897, S. 295—364, Wien 1898.
- Geyer, G. (1901): Erläuterungen zur Geol. Karte 1: 75.000, SW-Gruppe, No. 71, Oberdrauburg-Mauthen.
- Heritsch, Fr. (†) und Kühn, O. (1951): „Die Südalpen“. S. 233—301 in *Geologie von Österreich*, herausgegeben von F. X. Schaffer, 2. Aufl., Deuticke, Wien 1951.
- Holler, H. (1953): Der Blei- und Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. *Carinthia II*, 143. Jahrg. (63. Jahrg. der *Carinthia II*, 1. Heft, S. 35—46, Klagenfurt 1953).
- Kahler, F. (1955): Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. *Geol. Rdsch.*, 43, 1, S. 169—174, 1955.
- Schaffer, F. X.: *Geologie von Österreich*. Franz Deuticke, Wien 1951, S. 233—301.
- Schneider, H. J. (1953): Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. *Fortschr. Min.*, 32, S. 26—30, 1953.
- Schneider, H. J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen.
- Schriegl, W. (1951): Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. *Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal.*, Bd. 93, Heft 2, S. 145—176, Stuttgart 1951.
- Sitter, L. U. de (1956): A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites. „*Geol. en Mijnb.*“, Nwe Serie, Bd. 18, Heft 3, S. 70—77.

Staub, R. (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der Alpenen Leitlinien Europas. *Ecl. Geol. Helv.*, Vol. 44, No. 1, S. 29—130.

Stiny, J. (1937): Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 87, 1/2, S. 57—110, Wien 1937.

Begleitwort zu van Bemmelen: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen

Die Grundanlage des textlichen Aufbaues geologischer Arbeiten — die Gliederung in Stratigraphie und Tektonik — hat sich aus jenen Zeiten bis auf den heutigen Tag vererbt, wo sich die Stratigraphie aus relativ einfachen Feststellungen über die Natur der Sedimente und der Makrofossilien ableiten ließ und wo unter Tektonik die Summe all dessen verstanden wurde, was einen ursprünglich horizontalen Schichtverband gestört und zerstört hat. Mit zunehmender Verfeinerung der Betrachtung der Sedimente und auch der Fossilien hat wohl zuerst der stratigraphische Anteil der Bearbeitungen an Umfang zugenommen; beim tektonischen Anteil setzt diese Entwicklung langsamer und später ein — gesehen im Gesamtablauf der Entwicklung unserer Wissenschaft. Neue Aspekte für tektonische Betrachtungen stellen sich von dem Zeitpunkt an ein, wo der meist große Zeitraum in der Zeitdimension größenordnungsmäßig überblickbar wird, der zwischen der ersten Störung der Lagerung und dem heutigen „Schluß“bild der Summe der Störungsakte gelegen ist. Von dieser Art der Betrachtungsweise leiten sich jene Arbeiten ab, die in baugeschichtlicher Betrachtungsweise Teile oder den Gesamtablauf des tektonischen Geschehens zu klären trachten.

Es ist wünschenswert, auf diesen größeren Rahmen in Zusammenhang mit der Arbeit van Bemmelen hinzuweisen, vor allem weil wir gewohnt sind, bei alpinen tektonischen Bearbeitungen den Schwerpunkt verlegt zu sehen auf jene Faktoren, die zum Bauplan, Anlage und Ausbau des Deckenbaues geführt haben. In der Arbeit van Bemmelen (1956) stehen jedoch nicht diese Fragen im Mittelpunkt der Betrachtung, sondern jener jüngere Teil der Baugeschichte, in dem das fertige und von der Erosion wahrscheinlich im ersten Gang überarbeitete alpine Deckengebäude derart gehoben, verbogen und in Teilen in ein labiles Gleichgewicht gebracht wurde, daß nach dem Gedankenkonzept van Bemmelen Schollenteile in gleitende Bewegung gerieten. Es entstand so ein Bild von tektonischen Erscheinungen, das im Detail des tektonischen Kontaktes oder Verbandes jenem sehr ähnelt, das mit dem Deckenbau entstanden ist, zeitlich diesem jedoch nachfolgt und durch das Überwiegen, wenn auch großräumiger, so doch relativ oberflächengebundener Vorgänge und Erscheinungen gekennzeichnet ist.

In der sehr ausgesprochenen Schwerpunktverlegung der Betrachtung auf die Tektonik dieser jüngeren, ausgestaltenden Geschehnisse nimmt die Arbeit van Bemmelen im Rahmen der alpinen geologischen Arbeiten eine Sonderstellung ein. Es steht ja nicht die Deckentektonik an sich zur Diskussion, sondern erstens: die schwerwiegende Frage „stellt die Drauzuglinie tatsächlich eine Zone ausgequetschter Deckenwurzel dar?“ und zweitens: die jüngere Ausbau-Tektonik, wobei neben dem Zeitablauf dieses Geschehens besonders ihre Mechanik in ihren Auswirkungen auf das heutige Endbild untersucht wird.

Es ist klar, daß dieser Art von Betrachtung 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.

Es wird weiterhin zur Bewertung des Gedankenganges van Bemmelen beitragen, wenn man einmal darangehen wird, nicht nur die Linienführung der Tektonik der decken-tektonischen Altanlage von jener einer gleittektonischen Ausbauphase zeitlich zu unterscheiden, sondern sich ebenfalls zu vergegenwärtigen, inwieweit der Deckenbau selber von Gravitationstektonik sensu largo bedingt sein kann. 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.

Auf alle Fälle verdanken wir der Bearbeitung der Gruppe van Bemmelen eine wertvolle erweiterte Einsicht in die Grundbeobachtungen der Aufschlußverhältnisse sowie die Eröffnung neuer Perspektiven, die einen weiteren Schritt am Wege zur Auflösung des Baues unserer Alpen bedeuten.

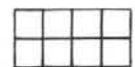
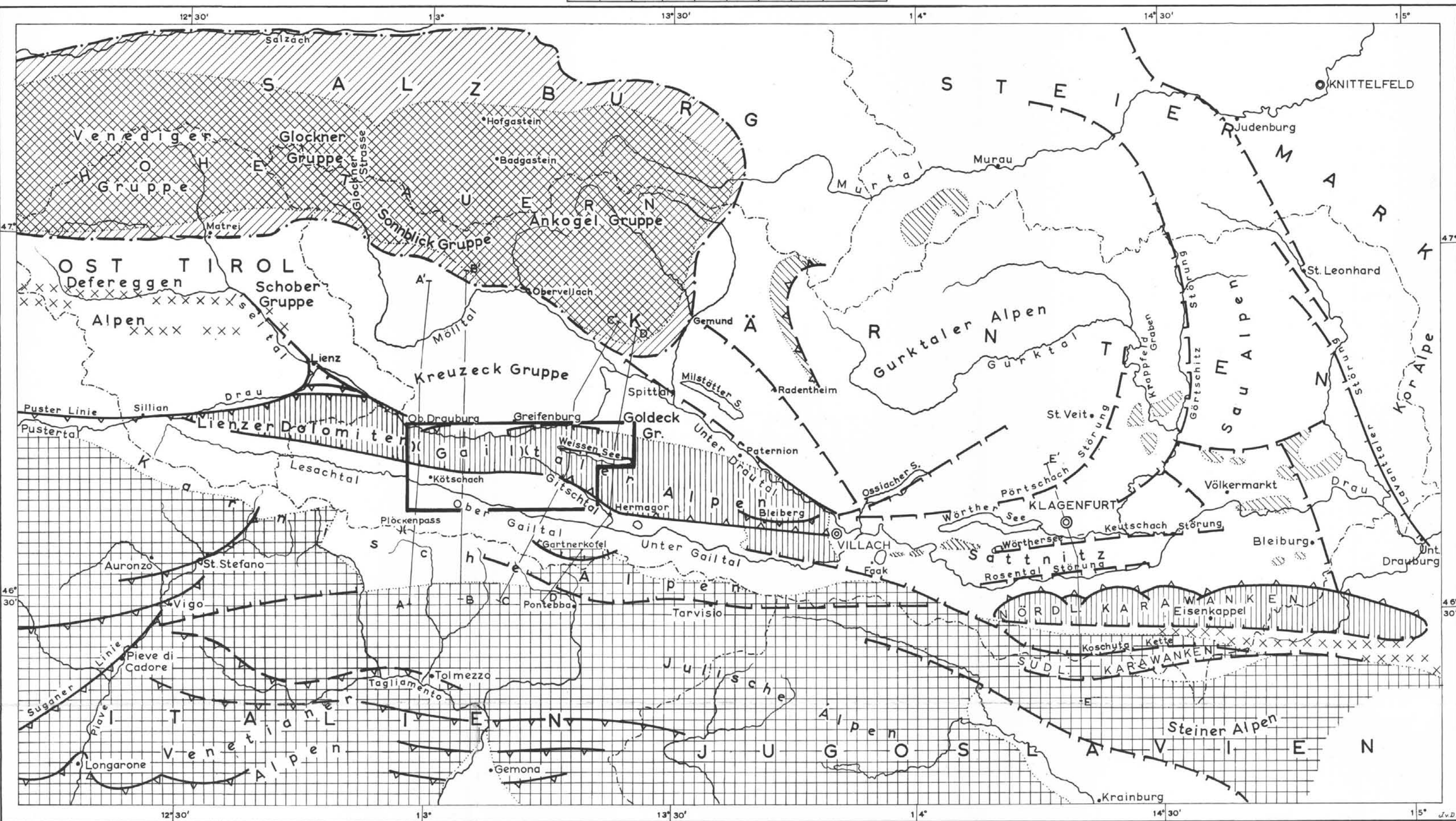
März 1957.

H. Küpper

Schematische Strukturkarte von Kärnten, Ost-Tirol, und angrenzenden Gebieten

Tafel XV

0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 Km



0 5 10 15 20 km

Zentrale Masse Matreier Rahmenzone **Kristallin der Ober-**
des Tauernfensters des Tauernfensters **ostalpine Decken**
(Penninische Einheiten) (Unter-Ostalpine Decken) (inklusive Post-
gosauische Sedimente)

Pre-gosauische **Alpine Sedimente**
des Drauzuges

Pre-gosauische **Alpine Sedimente**
der Zentralalpen
ausserhalb des Tauern-
fensters

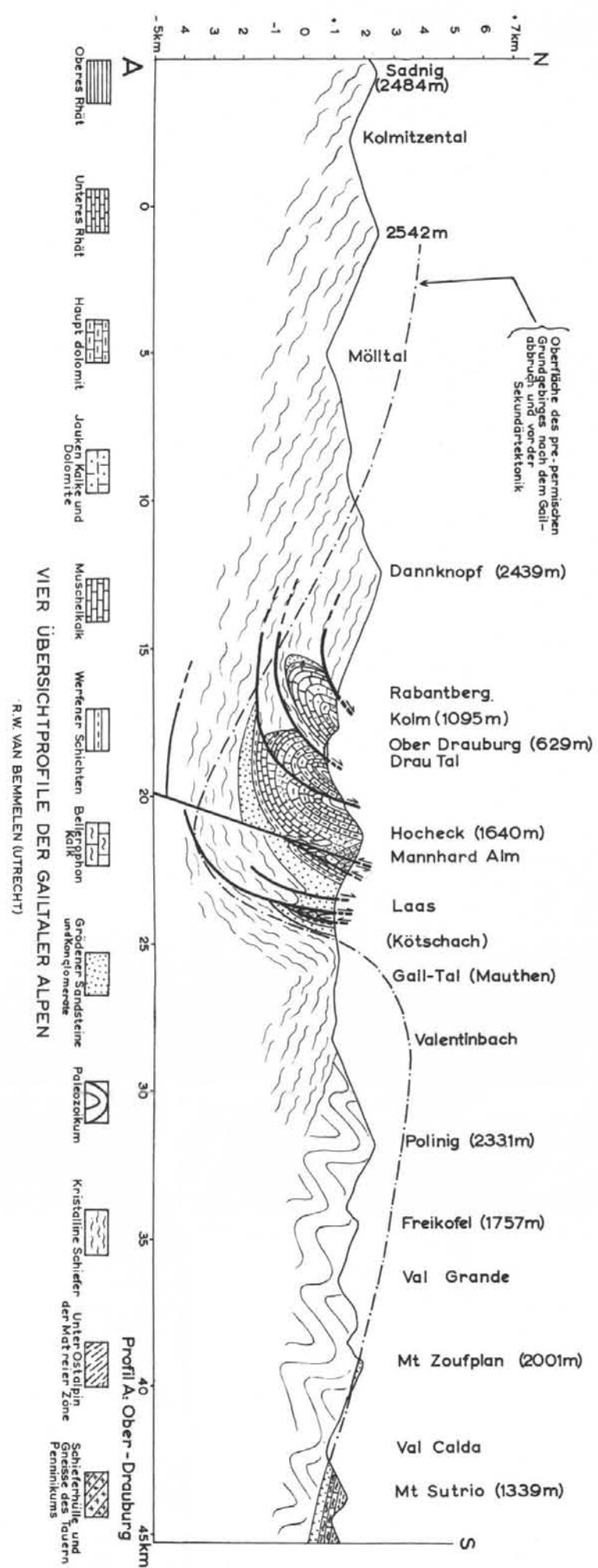
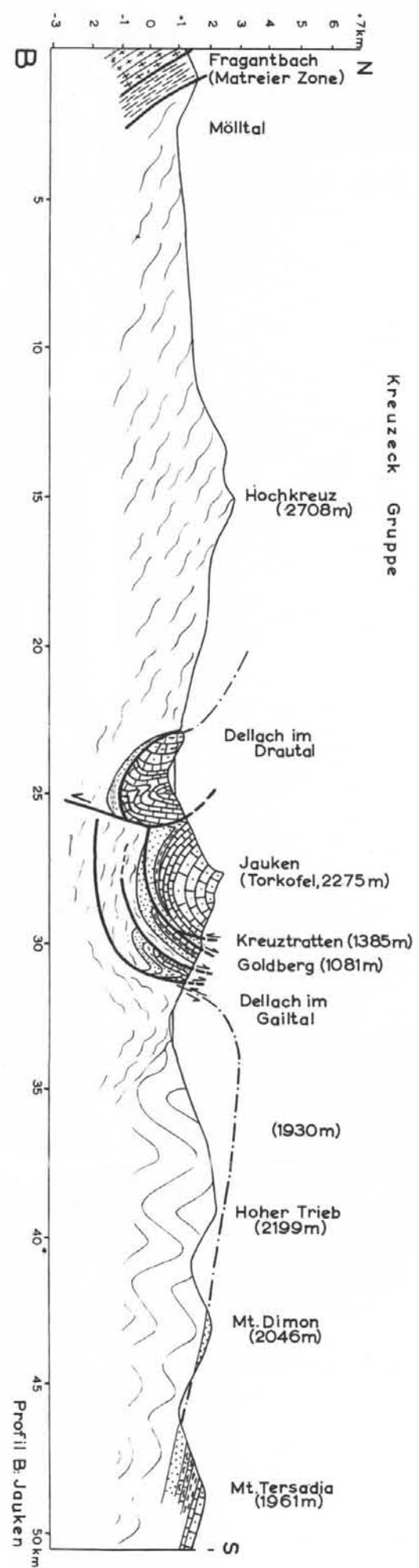
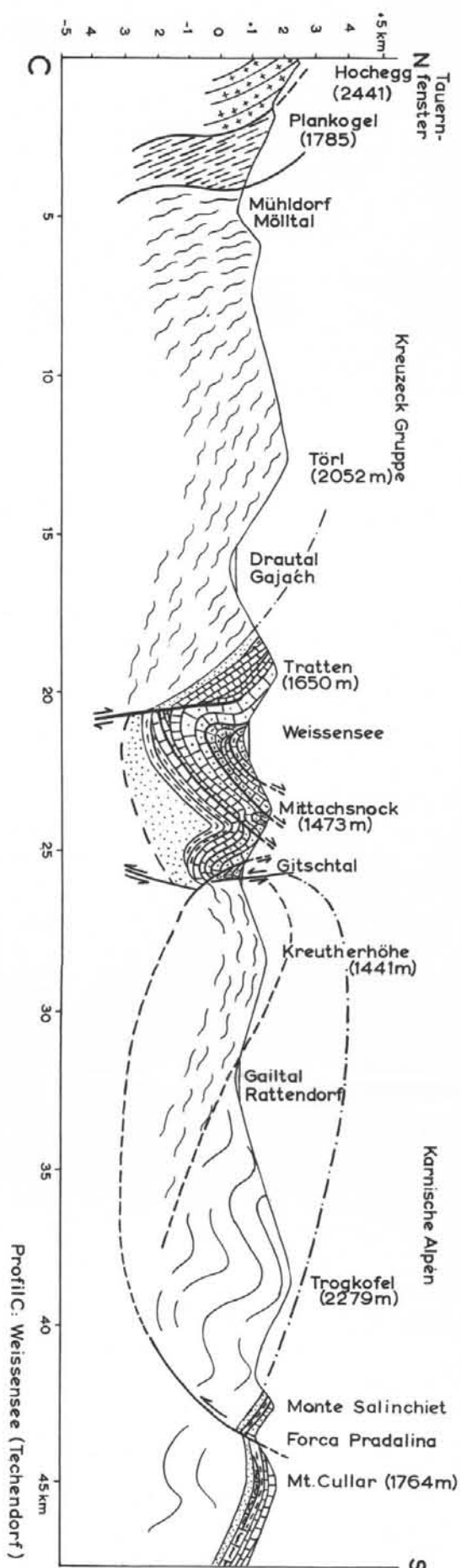
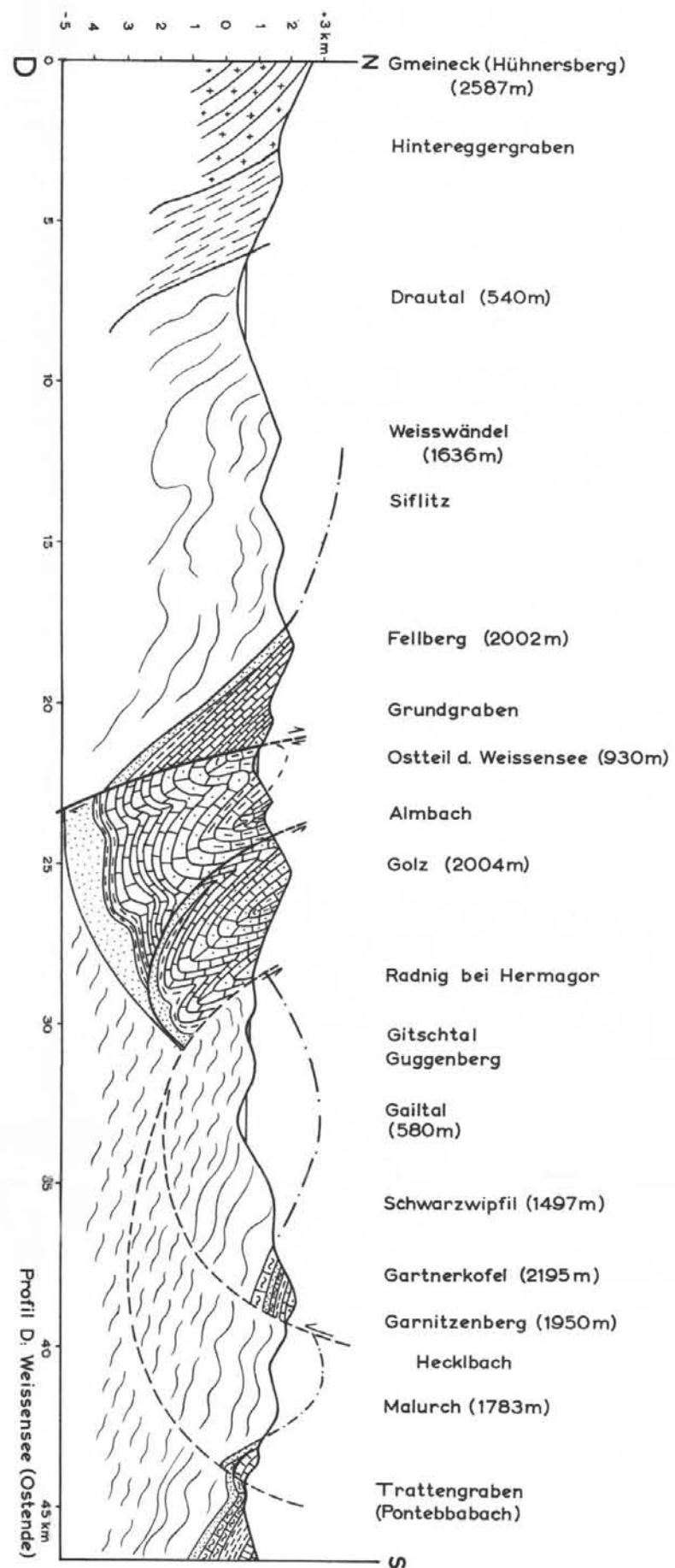
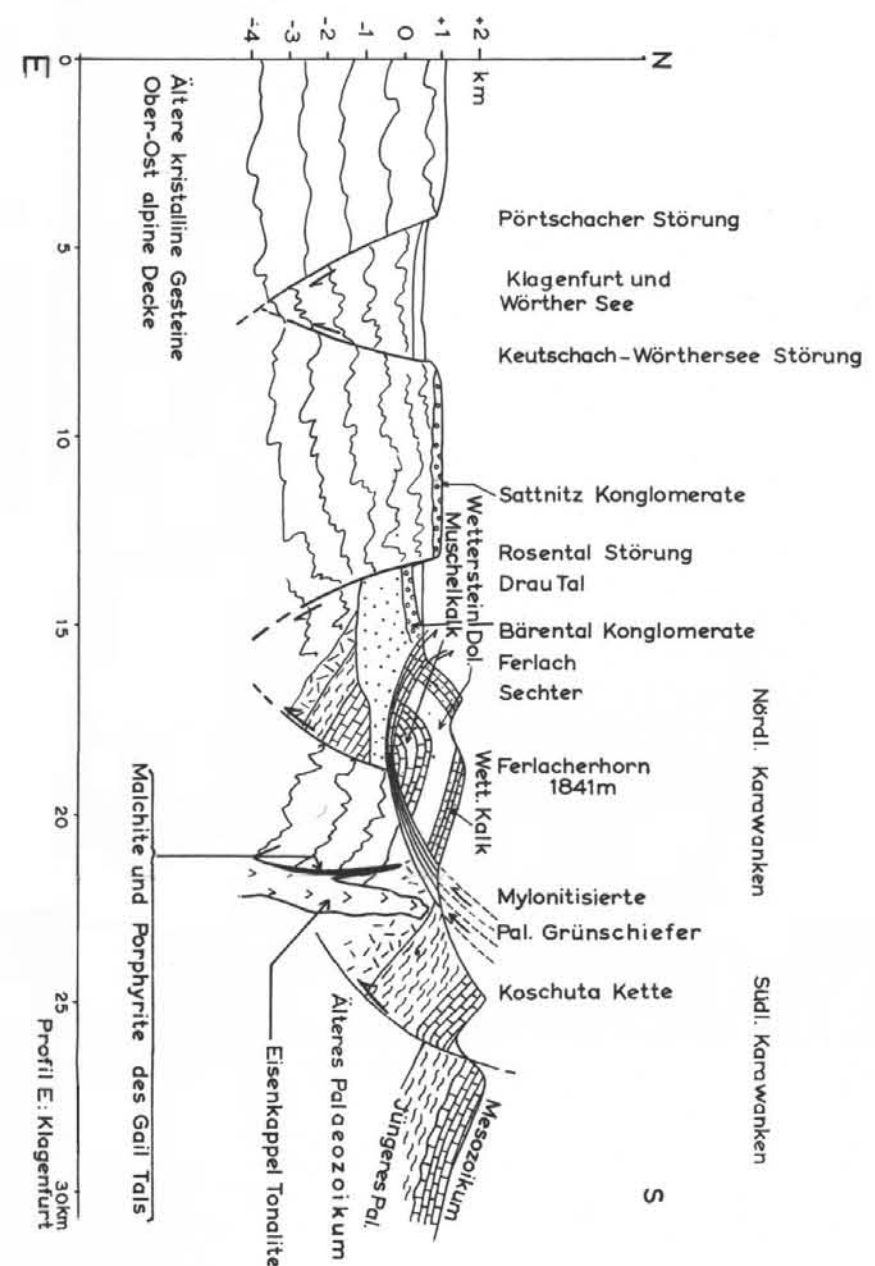
Pre-gosauische **Alpine Sedimente**
mantel der Süd-
alpen ('Dinariden')

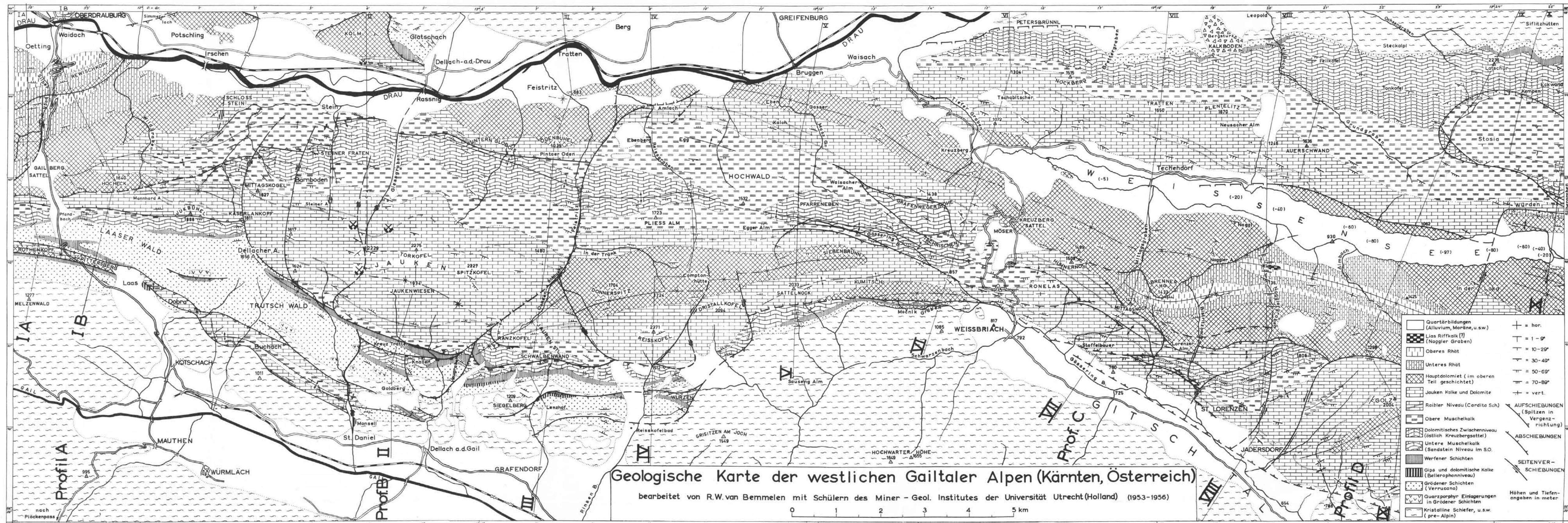
Über- u. Aufschiebungen
($\Delta\Delta$ geben die Vergenz-
richtung an.)

Abschiebungen (nach
relativ abgeschobene
Scholle gerichtet.)

Tertiäre
Granodiorite und
Tonalite

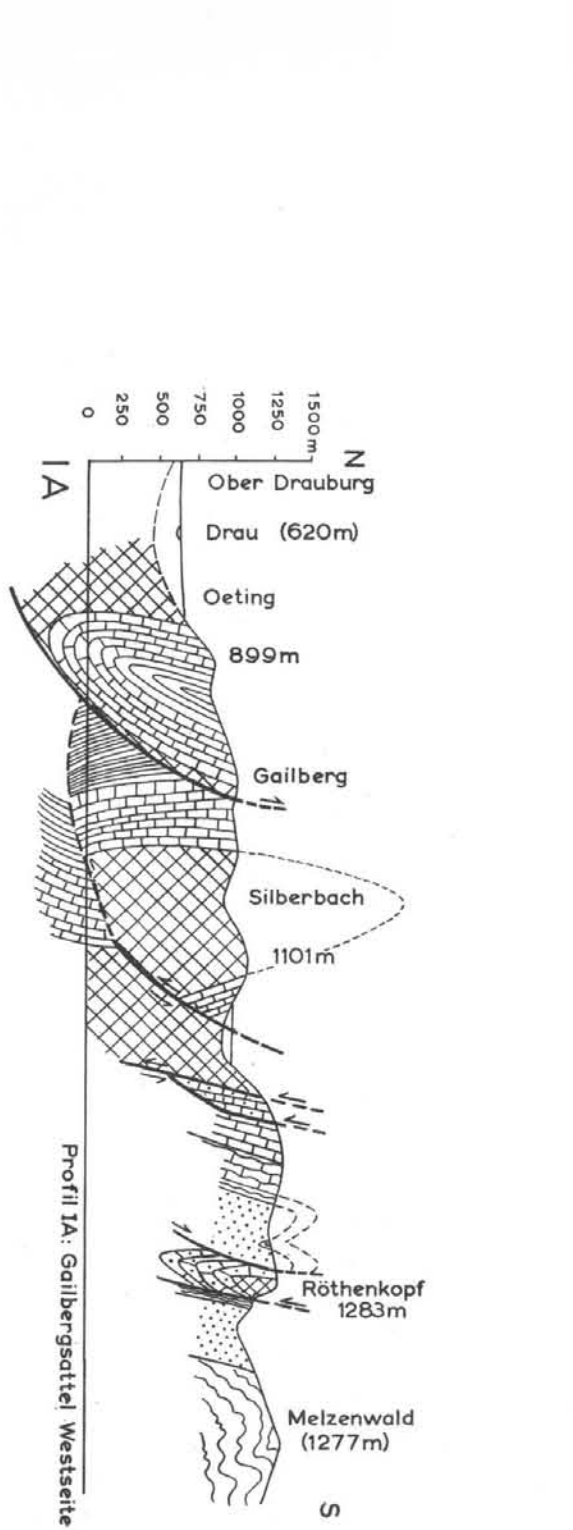
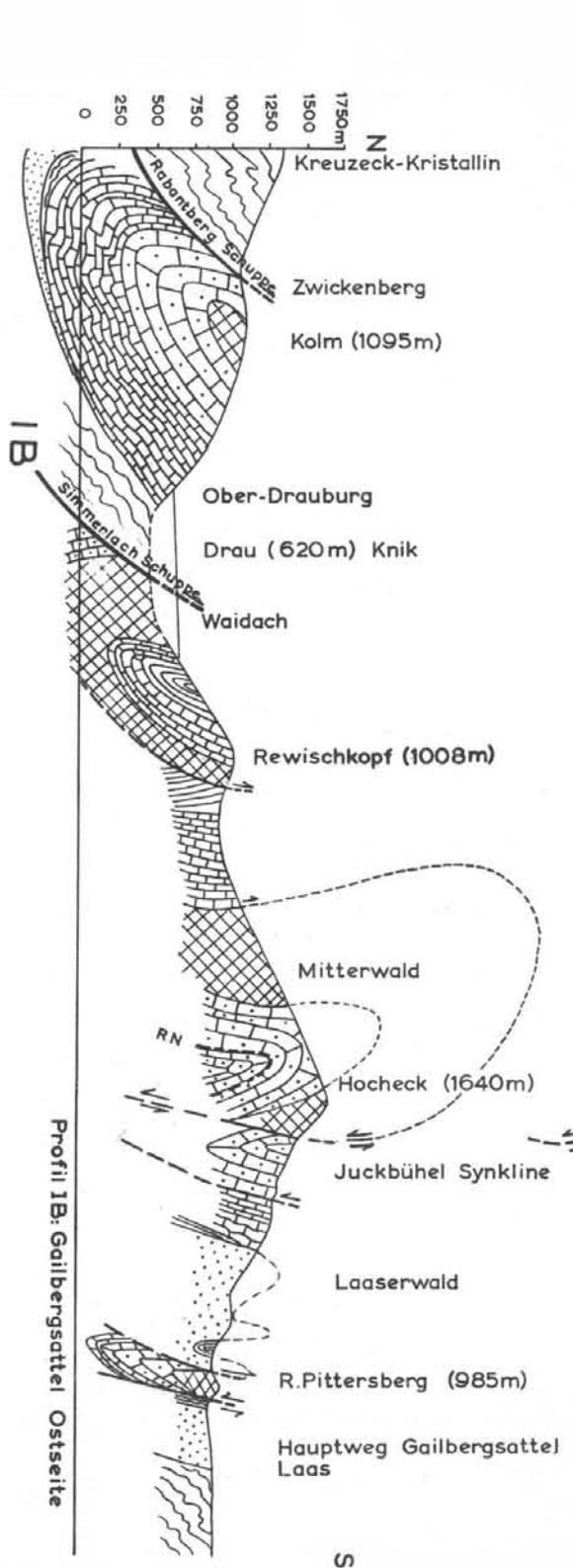
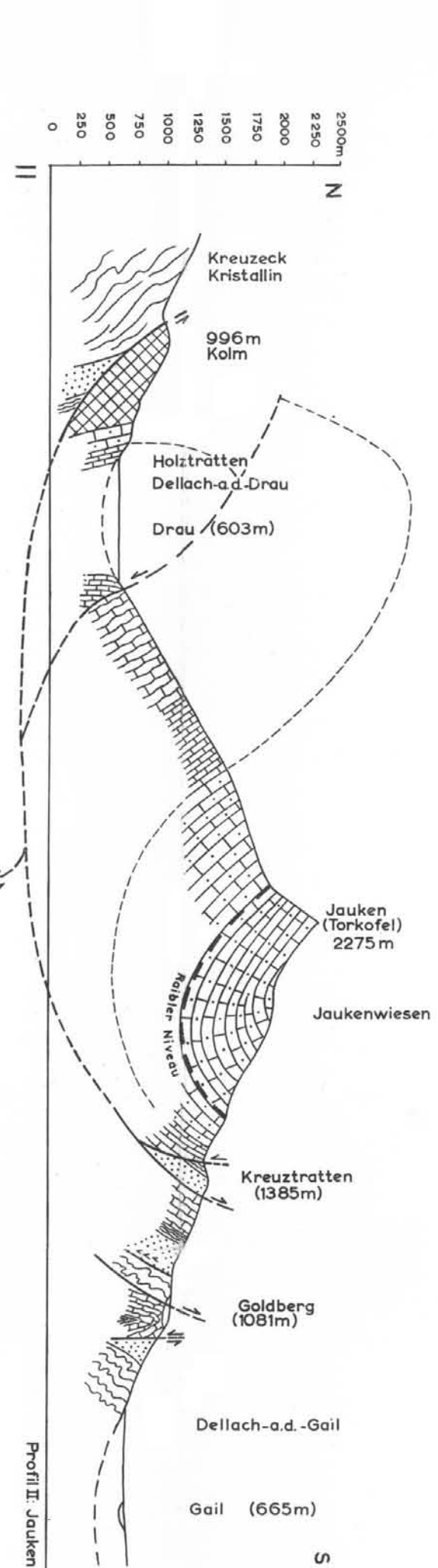
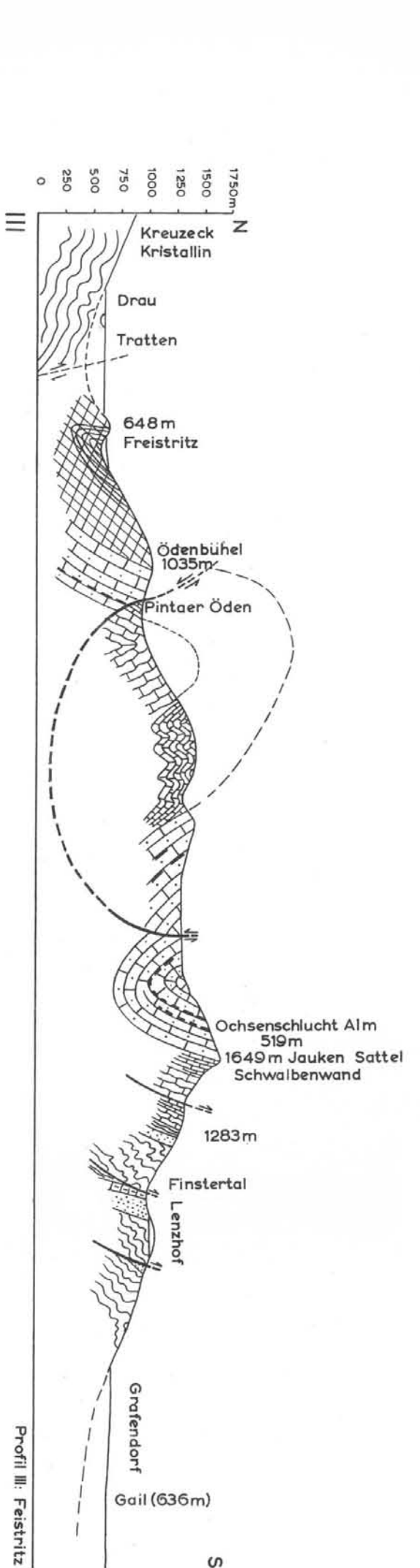
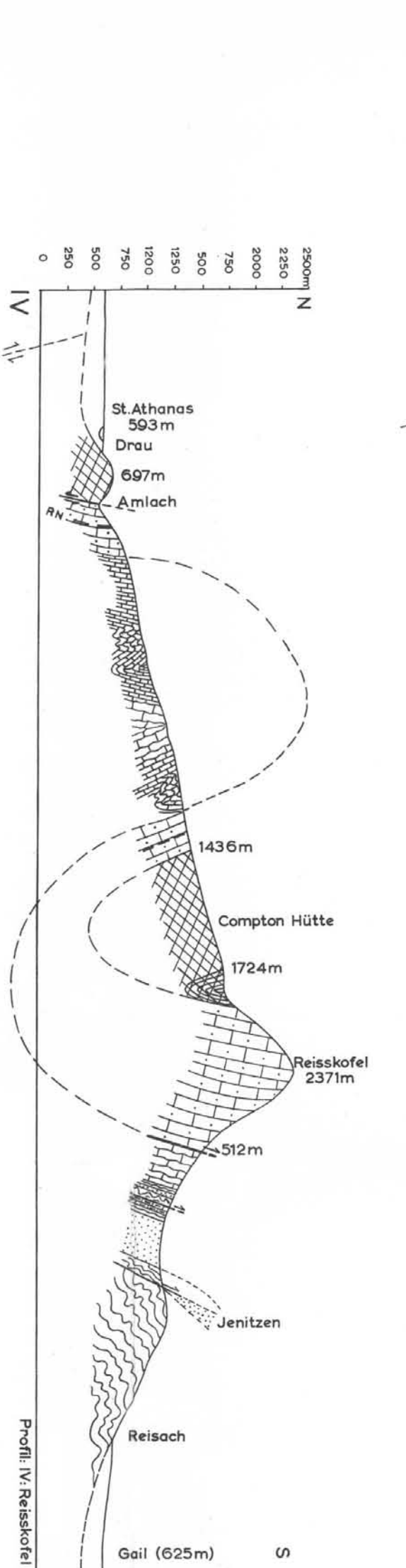
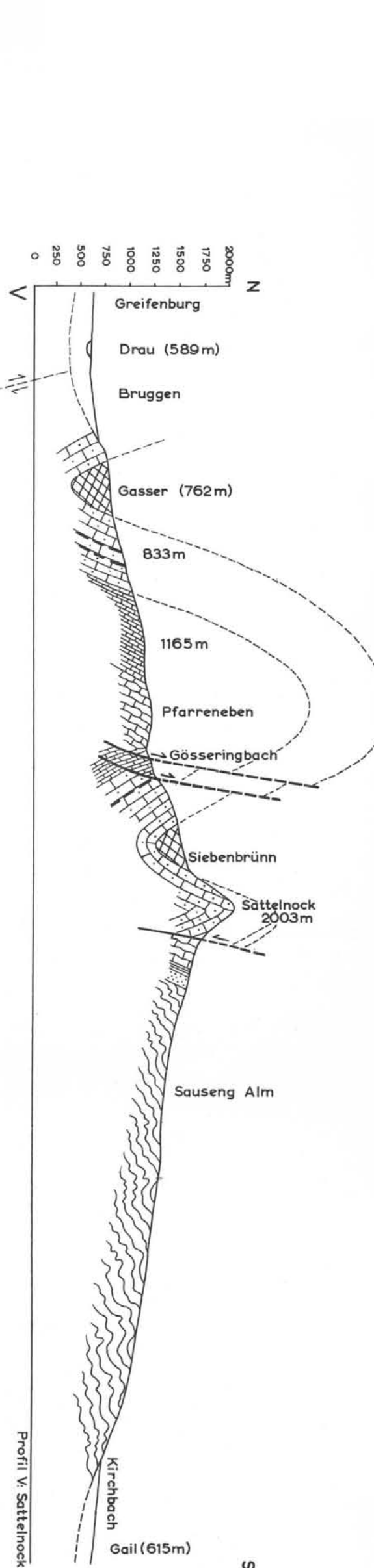
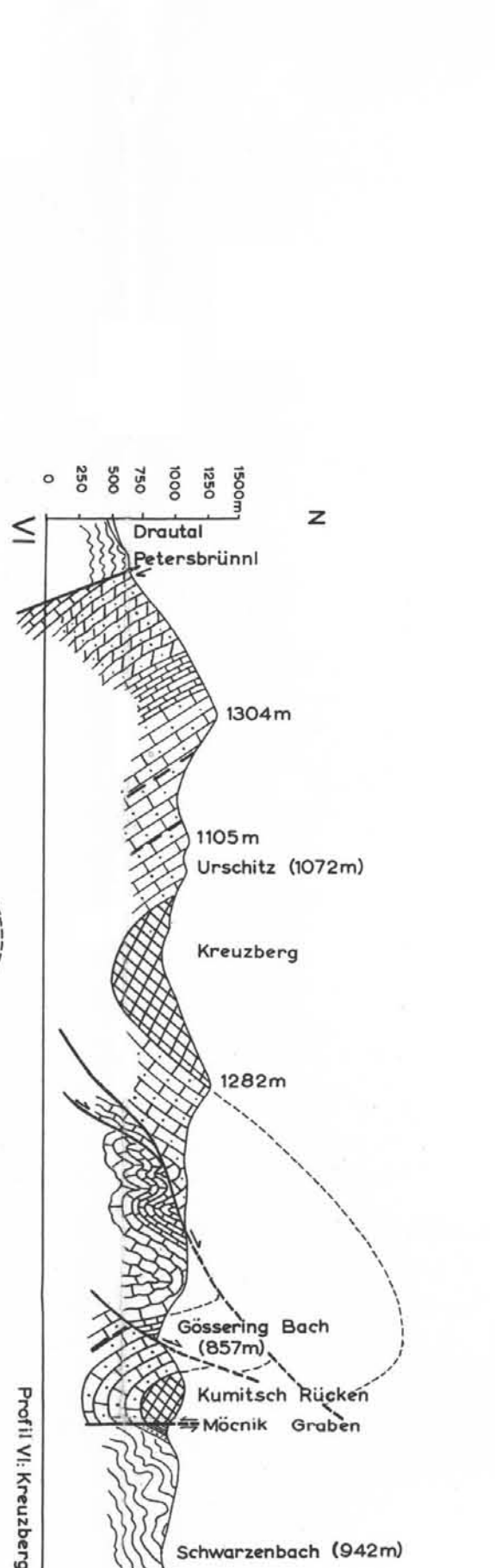
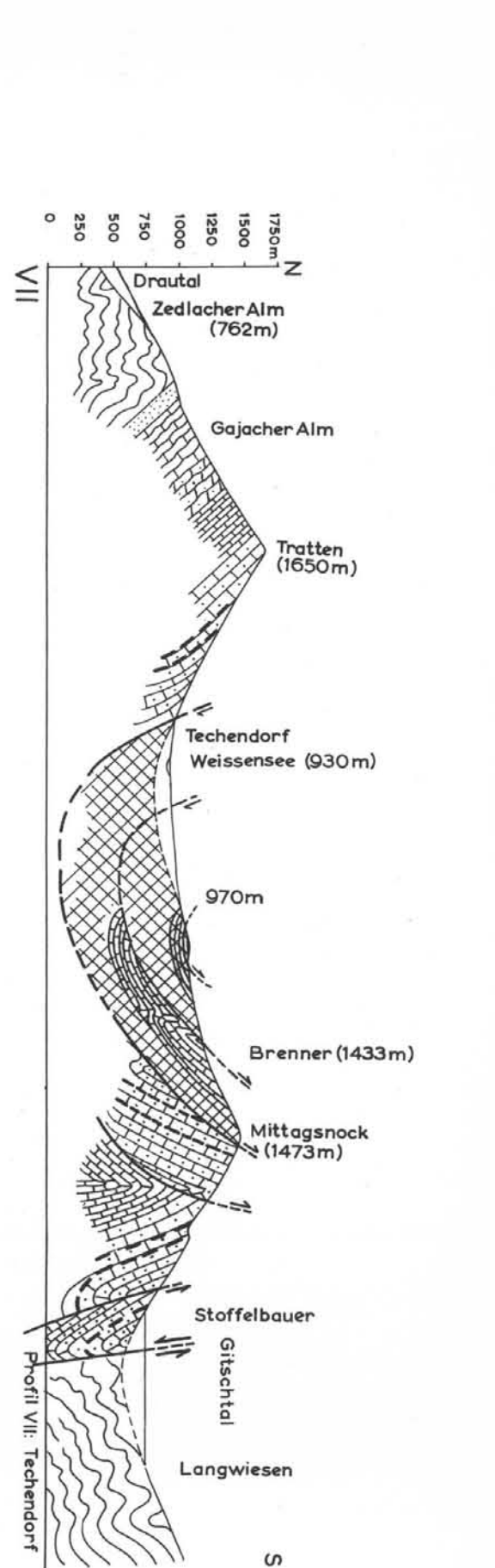
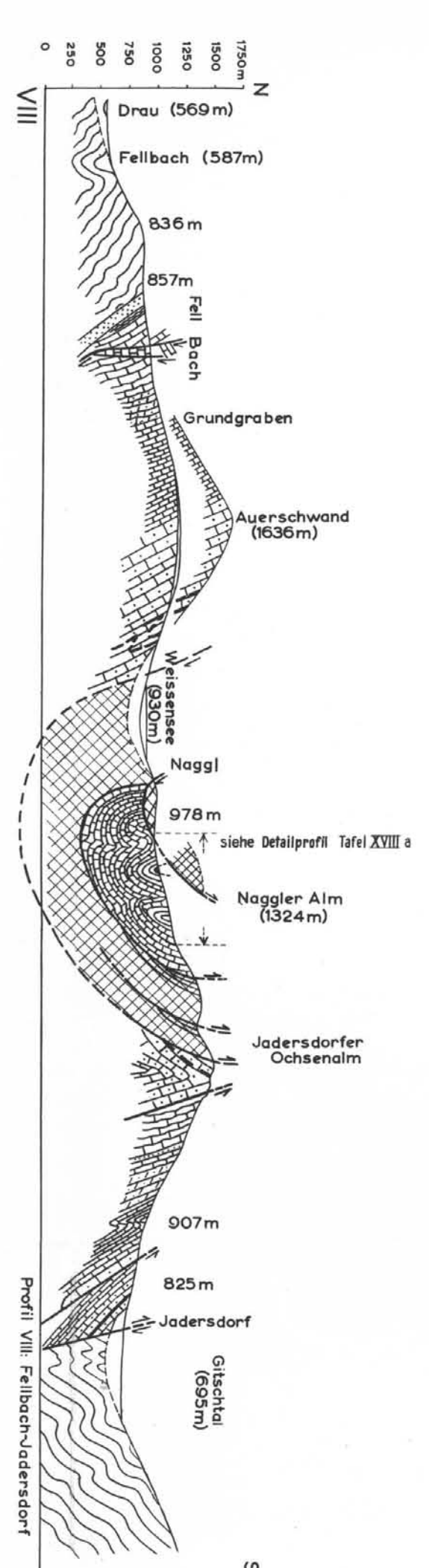
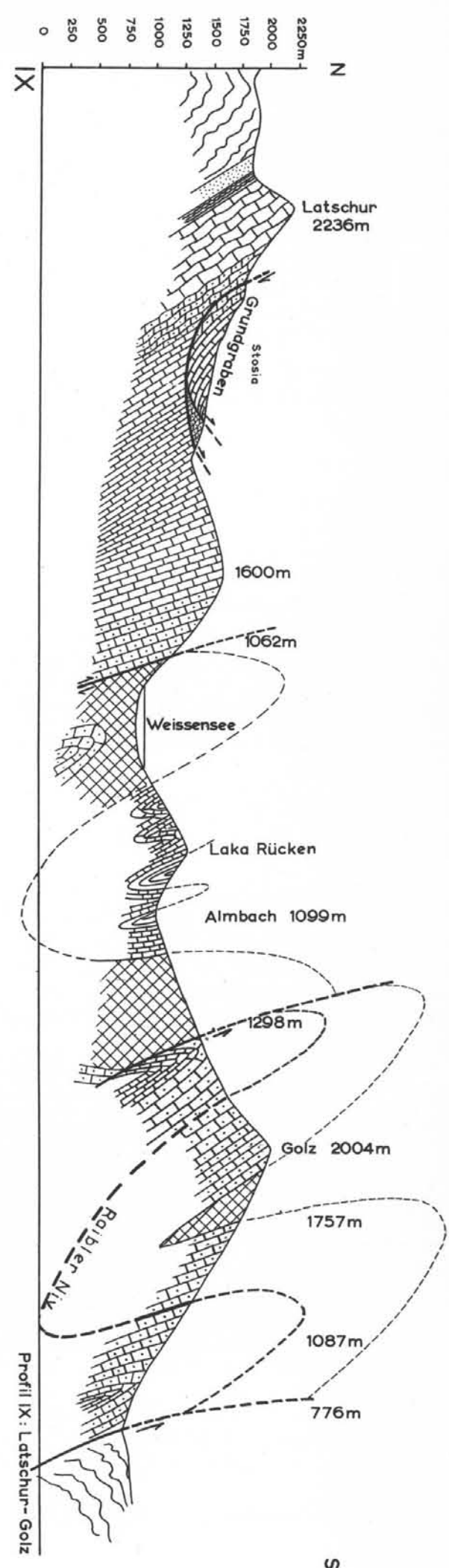
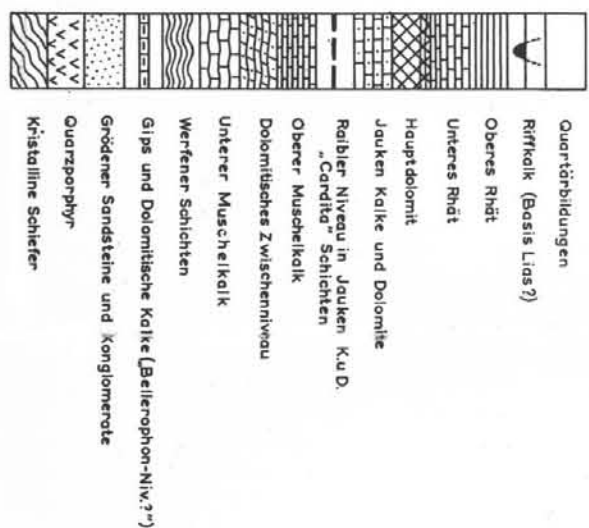
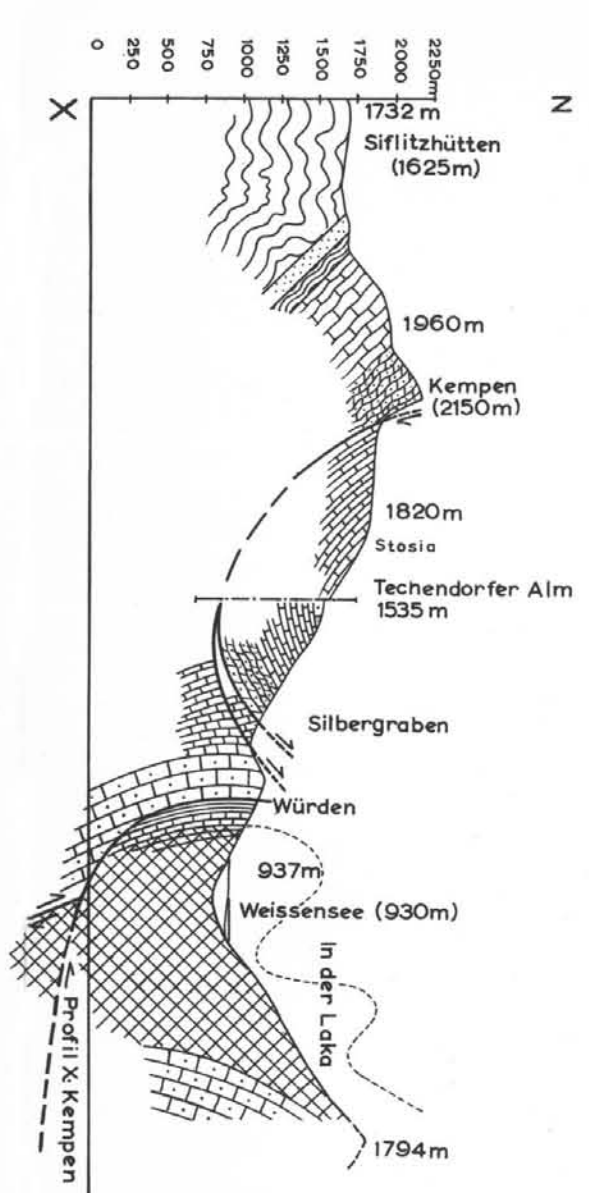
Profillinie





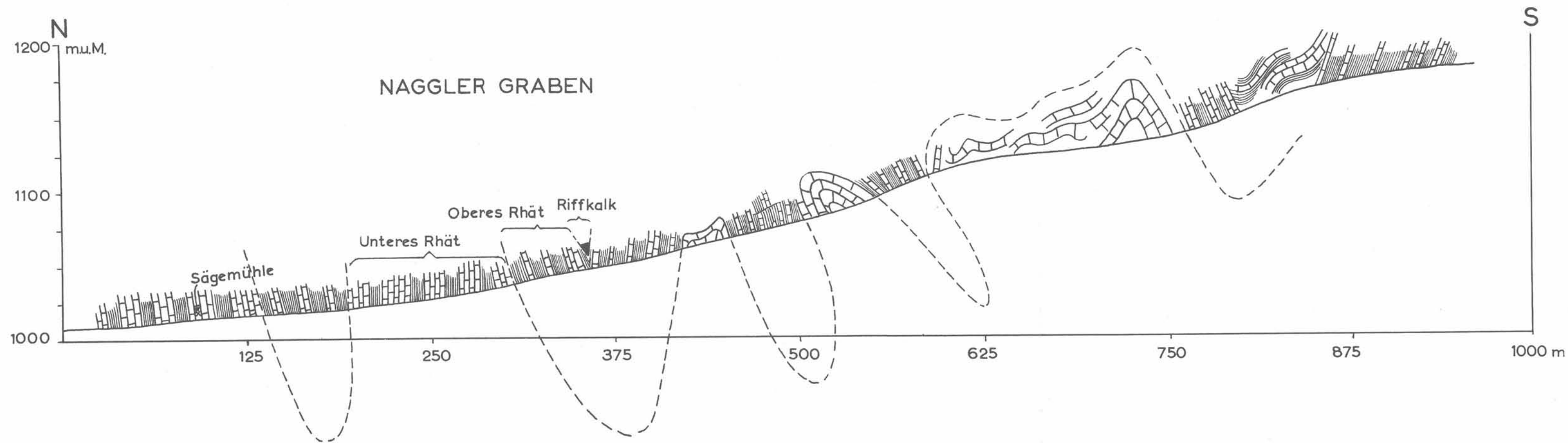
PROFILI DER WESTLICHEN GAILTALER ALPEN
NACH DEM MEISTEN (UTRECHT)

0 1 2 km



DETAILPROFIL NAGGLER GRABEN (zu Tafel XVIII, Profil VIII)

Tafel XVIII a



FAZIESSCHEMA DER PERMO-TRIAS IN DEN GAILTALER ALPEN
(KÄRNTEN, ÖSTERREICH)

