

# MITTEILUNGEN

DER

## GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN.

---

XVI. Jahrgang

1923.

---

### Ueber den Bau der östlichen Südalpen.<sup>1)</sup>

Von Artur Winkler.

(Mit 4 Tafeln [I—IV] und 27 Textfiguren.)

#### I. Einleitender Teil.

##### A. Vorbemerkung.

Es gehört zu den interessantesten und anregendsten Problemen der Geologie, die aus den mühevollen und langjährigen Gebirgsaufnahmen hervorgehenden Einzelresultate miteinander zu vergleichen, größere Zusammenhänge zu suchen und so die anfänglich nur von lokaler Bedeutung erscheinenden Beobachtungen einem einheitlichen, organischen Gefüge einzuordnen. Mit wachsender Erfahrung und mit Erweiterung des Gesichtskreises müssen sich auch die Grundlagen, auf denen eine Synthese des Gebirgsbaues aufgebaut ist, verschieben und daher auch letztere mehr oder minder weitgehende Modifikationen erfahren. Da aber der menschliche Geist, in die Fessel der gewohnten Gedankengänge eingezwängt, nur schwer seine bisherigen Vorstellungskreise abzustreifen geneigt ist — dies um so weniger, von je allgemeinerer Bedeutung sie erscheinen — so pflegen sich geologische Theorien auch dann noch zu behaupten, wenn sie mit dem neuen Beobachtungsschatze nur mehr schwer vereinbar erscheinen.

Es blieb Männern von der Bedeutung eines E. Sueß oder A. Heim vorbehalten, durch eine dem zeitlichen Stande der Erkenntnis entsprechende Gebirgssynthese der Alpenforschung neue Bahnen zu weisen. Die Theorien über die Entstehung der Alpen, die E. Sueß zuerst in seinem berühmten Buche im

---

<sup>1)</sup> Umfaßt speziell den Bau der Südabdachung der östlichen Südalpen (Julische Alpen, Steiner Alpen, Savetälen und Hochkarst). Die zusammenfassende Betrachtung des Nordteiles der östlichen Südalpen (Tonalitzone, Karawanken) wird in einer speziellen Arbeit später publiziert werden. Dort sollen auch die Beziehungen der Südalpen zu den übrigen Alpen näher erörtert werden.

Jahre 1875<sup>2)</sup> veröffentlicht und dann in seinem Monumentalwerke „Antlitz der Erde“<sup>3)</sup> mehrfach modifiziert zum Ausdruck gebracht hat, bilden gleichsam Marksteine in der Entwicklung der geologischen Erkenntnis der Alpen.

Um die Wende des vergangenen Jahrhunderts war die Unzulänglichkeit der bisherigen Auffassung vom Bau der Ostalpen immer fühlbarer geworden. Dies kommt wohl in prägnanter Weise in dem den damaligen Standpunkt der ostalpinen Geologen in voller Klarheit kennzeichnenden, bedeutsamen Werke C. Dieners „Bau und Bild der Ostalpen usw.“ (Wien 1903)<sup>4)</sup> zum Ausdruck, welches in den resignierten Schlußworten ausklingt: „Zu Spekulationen über die Entstehung der Gebirge wird der unbefriedigte Geist der Forscher noch ikarische Schwingen regen, wenn unsere herrlichen Alpen bis zu ihrer Basis herab verwittert sind“ (l. c., S. 646).

Als nun besonders durch Übertragung der in den Westalpen gewonnenen Anschauungen über den Deckenbau der Alpen großartige, bisher kaum gehante Zusammenhänge im Gebirgsbau sich ergaben oder wenigstens sich zu ergeben schienen, gewann diese Hypothese bekanntlich auch unter den ostalpinen Geologen bald überwiegende Geltung und Anerkennung. Wie immer, versank auch hier bei der raschen Umstimmung der Geister zunächst manch wertvolle, ältere Erkenntnis und fiel mit dem Schutte überlebter Anschauungen zugleich der Vergessenheit anheim.

Gegenwärtig kann der Siegeszug der Deckentheorie in den Ostalpen wohl als beendet gelten. Kaum irgend einer unter den ostalpinen Forschern verschließt sich mehr der Bedeutung dieser nunmehr schon seit 20 Jahren auf unsere Alpen übertragenen Theorie, aber nur sehr wenige werden noch der starren und einfachen Form, in der diese Anschauungen zuerst geprägt und verfochten wurden, heipflichten. In unserer raschlebigen Zeit mit ihrem gesteigerten wissenschaftlichen Getriebe stehen wir wohl schon an dem Anfange einer neuen Entwicklung, deren Folgen zwar vielleicht noch nicht absehbar sind, deren Keime aber schon in dem Schoße unserer Mitte zu sprießen beginnen. Ansätze hiezu sind deutlich sichtbar. Aus den Vorstellungs-

<sup>2)</sup> 99. — Die Ziffern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schlusse dieser Arbeit.

<sup>3)</sup> 96, 97, 98.

<sup>4)</sup> 14 b.

kreisen, wie sie aus den Studien Ampferers,<sup>5)</sup> Schwinners,<sup>6)</sup> Sanders,<sup>7)</sup> Schmidts<sup>8)</sup> Koßmats<sup>9)</sup> u. a. erwachsen, dürften uns wohl bald weitere Einblicke in die Mechanik der Bewegungsvorgänge und damit in das tiefere Verständnis des alpinen Baues überhaupt gewährt werden.

In vorliegender Arbeit soll ein enger umgrenztes Gebiet herausgegriffen werden. Es soll der Versuch unternommen werden, den Bau der östlichen Südalpen in synthetischer Behandlung darzulegen. Wenn das zu besprechende Gebiet auch nur einen unbedeutenden Teil unseres Alpenkörpers darstellt, so kommt ihm doch für dessen Deutung keine unwichtige Rolle zu. Hier liegt die Stelle, an der in bisher kaum gelöster Weise zwei Hauptgebirgsstämme Europas, Alpen und Dinariden (im engeren Sinne) aneinandertreten. Nach einer bekannten Version der Deckentheorie wären in nördlichen Teilen der Südalpen sogar die „Wurzeln“ für den Gesamtbau der östlichen Alpen zu suchen.

Eine Beantwortung dieser und noch anderer Fragen soll, soweit es die gegenwärtige Kenntnis zuläßt, im engsten Anschluß an die Beobachtungstatsachen hier angebahnt werden. Auf dem Boden der in den östlichen Südalpen gewonnenen Ergebnisse werden sich auch einige bisher, wie mir scheint, nicht hinreichend gewürdigte Gesichtspunkte allgemeiner tektonischer Bedeutung ableiten lassen, deren Erörterung allerdings erst in der später zu publizierenden Fortsetzung dieser Studie erfolgen kann.

## B. Umrisse und Gliederung der östlichen Südalpen (T. IV).

1. Begrenzung.<sup>10)</sup> E. Süss hat im III. Band des „Antlitzes der Erde“ die Südalpen in ihrer Gesamtheit vom Stamm der Alpen losgelöst und mit dem aus dem Südosten herauf-

<sup>5)</sup> 1, 2, 3, 4, 5, 5 b.

<sup>6)</sup> 82, 83.

<sup>7)</sup> 79, 79 b, 79 c.

<sup>8)</sup> 81 c.

<sup>9)</sup> 59, 60 d.

<sup>10)</sup> Außer der hier beigegebenen Tafel IV ist es empfehlenswert, beim Studium dieser Arbeit die Geologische Übersichtskarte der Ostalpen, bearbeitet von der Geol. Bundesanstalt, herausgegeben von Kartographischen Institut Ad. Holzhausen, Wien 1924, zu benutzen. (Maßstab 1:650.000.) Die östlichen Südalpen sind dort auf Grund der vorliegenden Aufnahmen F. Tellers, F. Koßmats, J. Dregers, G. Staches, eigener u. a. von L. Waagen, R. Beck und mir dargestellt worden. — Auch die farbige geologische Übersichtskarte (Maßstab 1:350.000) in F. Koßmats Studie (59, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913) gibt einen guten Überblick über größere Teile der östlichen Südalpen.

streichenden, die Adria begleitenden Faltensaum zur Einheit der Dinariden zusammengefaßt. Die Gültigkeit dieser Auffassung vorausgesetzt, sollte der Ausdruck Südalpen im Sinne einer selbständigen tektonischen Einheit nicht gebraucht werden. Ohne vorläufig irgend ein Urteil über die Berechtigung dieser Abtrennung abgeben zu wollen, soll der Name „Südalpen“ hier nur als Bezeichnung für eine geographische Einheit verwendet werden.

Die Westgrenze der östlichen Südalpen erscheint am natürlichsten durch den Ostrand der Südtiroler Dolomiten, den Oberlauf der Brenta und die Senke des Lago S. Croce<sup>9)</sup> gegeben.<sup>9a)</sup> Im Norden tritt das Gebirge an die kristallinen Massen der Zentralalpen heran, im Osten sinkt es in den kroatischen Inselbergen unter die große quartäre Senkung. Im Süden bilden die venetianische Tiefebene, die dinarischen Züge des Küstenkarstes und jene der innerkrainischen Karsthochflächen (Dinariden im engeren Sinne) die Begrenzung der Südalpen. Letztere heben sich schon durch die vorwiegend ostwestliche Orientierung ihrer Schichtzüge von dem angrenzenden dinarischen (NW—SO streichenden) Gebiet ab, was sich auch mehr oder minder deutlich im orographischen Bilde des Gebirgskörpers ausprägt. Am schärfsten kommt die alpine Richtung in den Ost-West verlaufenden Kämmen des Drauzuges und der Savefalten, insbesondere in deren östlichsten Ausläufern, die in die kroatische Ebene hineinziehen, zum Ausdruck. Aber auch die Kalkmassive der Julischen Alpen, der Steiner Alpen und deren östliche Fortsetzung lassen eine im großen und ganzen von Osten nach Westen gerichtete Erstreckung erkennen.

Das so umrissene Gebirge der östlichen Südalpen zeigt von der Brenta bis zum endgültigen Versinken unter den Alluvionen Kroatiens eine Länge von zirka 330 km, bei einer Breite von etwa 40 bis 60 km.

2. Die geologischen Bauelemente der östlichen Südalpen. Die östlichen Südalpen zerfallen nach ihrem geologischen Bau in einzelne mehr oder minder scharf gegeneinander abgesetzte tektonische Elemente, die zum Teil auch als orographisch individualisierte Gebirgsglieder hervortreten.

<sup>9)</sup> Der Drauzug (Karawanken) wird noch den Südalpen zugezählt.

<sup>9a)</sup> Die Karnischen Alpen und die Karoischen Voralpen bleiben aber in dieser Studie außer Betracht.

In meiner Studie, in welcher die Entwicklungsgeschichte der östlichen Südalpen dargestellt werden soll, muß ein Gliederungsversuch des Gebirges auf geologische Momente gegründet werden. Angesichts der großen Bewegungen, welche das Gebirge mitgemacht hat, die sein Strukturbild zuerst in einfacherer Anordnung geschaffen, dann aber in jüngeren Störungsphasen bedeutend verschoben, verbogen und die einzelnen Zonen durch Verfaltung in oft nur schwer auflösbarer Weise miteinander verquickt hat, kann naturgemäß gegenwärtig nicht mehr eine einfache Beziehung zwischen tektonischen Einheiten und orographischen Elementen erwartet werden. Wie aus der Nebeneinanderstellung einer topographischen mit einer geologischen Karte hervorgeht, kommt der geologische Bau nur teilweise in dem Verlaufe der Gebirgszüge zum Ausdruck.

Die tektonische Gliederung, die im Folgenden vorgetragen wird, weicht in mancher Hinsicht von den bisher veröffentlichten ab. Die Begründung kann erst im Verlaufe dieser Arbeit erfolgen. Zum besseren Verständnis des Nachfolgenden sei aber die eigene tektonische Einteilung vorangestellt.

Der geologische Bau der östlichen Südalpen zeichnet sich im geologischen Kartenbild durch das Auftreten meist langgestreckter, älterer Aufbrüche (paläozoisch-kristalliner Gesteine) innerhalb der vorwiegend aus mesozoischen Schichten gebildeten Faltenwellen aus. (Siehe Taf. IV.)

Im Norden setzen die östlichen Südalpen mit einem imposanten Wall mesozoischer Felsberge ein, der als schmaler, enggefalteter Streifen den gegen die Zentralalpen gewendeten Rand dieses Gebirges begleitet. Er wird, wie üblich, unter dem Namen Drauzug (= I der Skizze, T. IV, zusammengefaßt. Er setzt sich mehrfach geknickt von den Gailtaler Alpen (= Lienzer Dolomiten) in die Nordkarawanken (= Obirzug) bis in die Triassscholle von Dollitsch (südwärts vorgebogen) fort, um wahrscheinlich erst in dem Triastreifen am Südrande des Bachers zu enden. (I = Drauzug — Nordkarawanken — Dollitsch, 123.)

Die nächste tektonische Einheit (II) wird durch einen langgestreckten Zug voll- oder halbkristalliner Aufbrüche (Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Granit und Tonalit) gebildet. Sie bedeutet eine wohl charakterisierte Zone der östlichen Südalpen. Die kristallinen Schiefer des Gailtales und die den Granitit und Tonalit von Eisenkappel begleitende, meta-

morphe Gesteinsserie gehören hierher. Sie wird an ihrem Nordrande stellenweise vom Paläozoikum begleitet (Karbon von Nötsch usw., altersunsichere Grauwacken und Grünschiefer von Zell-Raßwald). (= II der Skizze, Kristallin des Gailtales, Tonalitzone von Eisenkappel, 24, 123.)

Weniger zusammenhängend, aber immerhin auf weite Erstreckung verfolgbar, ist ein drittes Element der östlichen Südalpen (III), die Zone der fossilführenden altpaläozoischen Gesteine. Sie werden von Tonschiefern und Grauwacken begleitet, denen bisher ein untersilurisches Alter zugeschrieben wurde, die aber von italienischen Forschern neuerdings nahezu in ihrer Gesamtheit als Oberkarbon gedeutet werden. (32 u. a.)

Diese tektonische Einheit bildet bekanntlich die inneren Teile der karnischen Alpen, setzt sich östlich der Gail, am Nordfuße der Karawanken<sup>10a)</sup> bis östlich der Tunnellinie fort. Ihre weitere östliche Verlängerung liegt, analog den Nordkarawanken gegen Süden abgebogen, in den altpaläozoischen Aufbrüchen des Seeburgebietes zwischen Karawanken und Steiner Alpen. (Zone III der Skizze: Altpaläozoikum der Karnischen Alpen und des Seeburges.) (24, 123.)

Der altpaläozoischen Zone reiht sich als IV. tektonisches Element eine überwiegend mesozoische Gesteinswelle an. Sie beginnt im Westen in den Triasügen nördlich Pontafel, setzt sich jenseits der Gail in der Kette des Mittagskogels und in dessen gegen Süden vorgebogener östlicher Verlängerung, der „Košuta“ (= Südkarawanken) fort. Der Kosiakzug bei Weitenstein (südwestlich des Bachers) bildet bei analoger tektonischer Position ihren östlichsten Ausläufer. (IV = Košuta [Südkarawanken] — Kosiakzug.) (124, 123.)

Eine stellenweise unterbrochene Aufwölbung jungpaläozoischer Gesteine (Karbon — Perm) schließt als V. Einheit an. Sie erstreckt sich aus den östlichsten Karnischen Alpen als langgezogene Wölbung zwischen den Südkarawanken (= Košuta) und den Kalkhochmassiven der Julischen und Steiner Alpen fort. Die Karbonantiklinale des oberen Savetales gehört hierher. Die Karbonaufbrüche des Weitensteiner Gebirges, der Gonobitzer Gora und des Wotsch usw. lassen diese Zone mit kürzeren Unterbrechungen bis an den östlichen Alpenrand hinaus verfolgen.

<sup>10a)</sup> und zwar der Südkarawanken, des Mittagskogelzuges (= Fortsetzung der Košuta).

(V = Karbonzone des oberen Savetales, im Süden der Košuta, Weitensteiner-Wotschzug.) (124, 117, 110, 35.)

Das morphologisch bedeutendste und ausgedehnteste tektonische Element der östlichen Südalpen (VI) wird durch die breiten Flächen des triadischen Kalkhochgebirges gebildet, die die Massive der mesozoischen Karnischen Alpen, der Julischen Alpen, der Steiner Alpen und deren östliche Fortsetzung Menina, Dobrol, Boskowetz und das Triasplateau nördlich des Cillier Feldes umfassen. Jungtertiäre Absätze verhüllen weiter östlich größtenteils die Plateauzone. Sie kann aber in der Umgürtung des Bacher Massivs in der Triassscholle von Hohenegg und in der Unterlage der miozänen Kalkplatte von Ponigl vermutet werden. Als äußerster Ausläufer erscheint mir das Kalkhochplateau der Ravna Gora (28), hart am östlichen Abbruch des Gebirges gegen die Draubene gelegen. (VI = Julische — Steiner Alpen — Ravna Gora) (59, 40, 68, 113, 123, 131, 132).

Die eben genannten Zonen IV, V und VI gehören nach ihrem Schichtenbau und besonders nach ihrem tektonischen Verhalten enger zusammen. Es wäre ebenso berechtigt, sie nur als Unterteilungen einer einzigen, größeren tektonischen Einheit aufzufassen.

Eine wechselseitig gebaute, kompliziert zusammengesetzte Gebirgszone bildet ein VII. Glied im Bau der östlichen Südalpen. Ein Komplex älterer, metamorpher Gesteine von transgredierender Mittelrias und jüngeren Sedimenten bedeckt, begleitet das Kalkhochgebirge an dessen Südflanke: Die (triadisch-kretazische) Julische Außenzone und das paläo-mesozoische Grauwacken-Schiefergebiet von Eisnern lagert den eigentlichen Julischen Alpen vor. Die kristallinen Gesteinszone des Krainski reber, die metamorphen Schiefer der Menina bis zu den kristallinen Gesteinen von Hohenegg (nördlich Cilli) verlängern am Südrande der Steiner Alpen und ihrer Fortsetzung diese auch hier von mesozoischen Bildungen flankierte Aufbruchszone nach dem Osten. (VII = Julische Außenzone, östliche kristalline Aufbrüche.) (59, 40, 44, 46, 53, 123, 112, 119, 131, 132.)

Das südliche Schlußgebiet in der Reihe der tektonischen Elemente der östlichen Südalpen bildet eine große Wölbung. Wenn auch durch sekundäre Faltenzüge im einzelnen kompli-

ziert, kann der Bau dieser VIII. Einheit doch teils als ein einfaches, teils als ein Doppelgewölbe aufgefaßt werden. Östlich des Laibacher Beckens herrscht der Doppelbau der Trojan- und Littauer Antiklinale, durch die Tüfferermulde voneinander geschieden, vor. Zwischen beiden schaltet sich noch weiter ostwärts der Faltenzug der Rudenza ein, der in der Iwančiča bis ins kroatische Tiefland ausläuft. Hier im Osten stellen ferner Orlica-Česograd und Strugacka einerseits, Agram-Kalniker Gebirge anderseits südlische Parallelzüge dar, deren Streichen gegen Nordosten abgelenkt erscheint.

Westlich des Laibacher Moores findet die Doppelwölbung im Karbon-Triasgebiete von Bischofslack-Billichgraz ihre Fortsetzung, an welches sich im Westen und Südwesten die permo-triatisch-jungmesozoischen Schoßen des Ternowaner Waldes (Ternowaner Sairacher Scholle) anschließen. Das Ternowaner Gewölbe verlängert sich gegen Westen in der Antiklinale des Kolowrat, in dem „Dome“ des Matajurs, jenen von Tarcento und schließlich in den Ellipsoiden zwischen Tagliamento und dem Lago S. Croce. In den letztgenannten tauchen nur mehr jungmesozoische Bildungen aus ihrer alttertiären Hülle empor.

Ich betrachte alle vorgenannten Gebirgsselemente als eine einzige große tektonische Einheit. (59, 58, 111, 17, 36, 130, 43, 44, 60, 42, 63, 25, 26, 27, 29, 30, 68, 91, 92, 19, 9, 10.)

Der südlich davon gelegene Sedimentstreifen zeigt schon eine ausgesprochene dem dinarischen Faltenbogen folgende Orientierung seiner Straten. Dies gilt sowohl für die Eocänfalten von Friaul, für die Flyschzone des Wippachtales, für den Rekaflysch und den östlich anschließenden, gesamten Unterkrainer Karst bis zum Uskokengebirge. Die genannten Gebiete gehören daher nicht mehr den Südalpen an, sondern sind den Dinariden zuzuzählen.

Wie aus diesen Darlegungen hervorgeht, besteht der Bau der östlichen Südalpen aus einer größeren Anzahl aneinander gereihter, vielfach in der ganzen Erstreckung des Gebirges verfolgbarer tektonisch (und z.T. auch stratigraphisch) individualisierter Gebirgszonen. Teilweise setzen sie auch morphologisch selbständige Gebirgsgruppen zusammen, teilweise geben sie sich aber erst aus dem Studium der Tektonik als besondere Einheiten zu erkennen.

Der ost-westliche Faltenbau, der sie im wesentlichen zusammenfügt, steht in seiner Gesamtheit in scharfem Gegen-  
satz zu den in Südost—Nordwestrichtung den Ge-  
staden der Adria entlang heraufziehenden „Dinariden“ (im enge-  
ren Sinne), die an den abweichend verlaufenden, südalpinen  
Zügen abstoßen und nur mit ihren innersten Wellen sich bogen-  
förmig an den südalpinen Bau anschmiegen.

### C. Forschungen über den Bau der östlichen Südalpen.<sup>11)</sup>

Die umfassenden tektonischen Fragen, die sich an den Bau  
der östlichen Südalpen knüpfen, haben im Laufe der Zeiten eine  
wechselnde, abweichende Beantwortung erfahren.

E. Sueß hat in seinem Werke „Die Entstehung der Alpen“ (99) schon in den Siebzigerjahren des vergangenen Jahrhun-  
derts die über den Bau der Südalpen gewonnenen Erkenntnisse  
zusammengefaßt und allgemeine Schlüsse daraus gezogen. Nach  
seiner damaligen Auffassung erscheinen Südalpen und dinari-  
sches Gebirge noch enge mit dem Stamm der übrigen Alpen  
verknüpft (l. c., S. 36): „Dieser Umstand erweckt die Ver-  
mutung, daß die Ostalpen aus mehreren von Süden und Süd-  
osten her aneinandergepreßten, einseitigen Gebirgsketten gebildet  
seien, und diese Vermutung findet ihre Bestätigung, sobald man  
in die östliche Ebene hinaustritt, denn dort wird man gewahr,  
daß dieser breite Gebirgsgürtel gegen Osten  
fächерförmig in mehrere einseitige Ketten auseinander-  
tritt...“ Das karnische Gebirge und die Karawanken er-  
scheinen dann als ein Glied des nach Osten ausstrahlenden  
Fächers. Ihre östliche Verlängerung wird im ungarischen Mittel-  
gebirge gesucht.

Die moderne Kenntnis vom Bau der östlichen Südalpen  
geht auf die grundlegenden Studien von Friedrich Teller (109  
bis 123) und Franz Koßmat (40 bis 60) zurück, denen sich  
für die östlichsten Teile noch die Arbeiten von Karl Kram-  
berger-Gorjanovic (25 bis 30) und Julius Dreyer (17  
bis 18) anschließen.

F. Tellers großes Verdienst beruht wohl in erster Linie in der  
Durchführung weitreichender, mustergültiger geologischer Aufnahmen und in

<sup>11)</sup> Die Karnischen Alpen, durch G. Geyers Forschungen (24 bis 24c)  
und jene italienischer Fachgenossen (Gortani; Vinassa da Regny)  
in letzter Zeit näher bekannt, bleiben hier außer Betracht.

seinem von keinerlei theoretischer Spekulation beeinflußten Bestreben, die Züge des Gebirges zu natürlichen, ihrem stratigraphischen Gefüge und ihrer Bauart nach zusammengehörigen Einheiten zusammenzufassen und so eine nur vom Tatbestande der Natur abhängige Gebirgsgliederung anzubahnen. Es kann nicht bezweifelt werden, daß dies Teller in hohem Maße gelungen ist und erfährt wohl darin eine Bestätigung, daß E. Sueß<sup>12)</sup> bei Darstellung der alpin-duratischen Grenze, des Baues der Karawanken, Steiner Alpen usw. Tellers Ergebnisse zur Grundlage nimmt. „Ich möchte erwähnen, daß die musterhaften Darstellungen Tellers und Geyers auch mir bei den Versuchen, dieses Phänomen zu überblicken, eine reiche Quelle der Belehrung geworden sind.“ (S. 423). „Die Karawanken zergliedert zu haben, ist das große Verdienst Tellers.“ (S. 435).

Die Studien Tellers waren in einer Zeit (insbesonders Ende der Achtziger- und in den Neunzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts), geschrieben, in welcher für die Erklärung des Alpenbaues noch wesentlich andere Anschaunungen herangezogen wurden, als in der Gegenwart. Systeme von Bruchlinien wurden damals bekanntlich in erster Linie für die Deutung der Gebirgsstruktur als maßgebend erachtet, neben welchen der Faltung und Überschiebung nur untergeordnete Bedeutung eingeräumt wurde. F. Tellers Studien lehnten sich naturgemäß auch an die damals herrschenden tektonischen Anschaunungen an, manchmal vielleicht mehr der Form als dem Wesen nach. Jedenfalls geht aus einer sorgfältigen Prüfung seiner Arbeiten hervor, daß er im Fortschritte der Studien, belehrt am Befunde der Natur, die Bruchtektonik sehr einschränkte, der Faltung und Überschiebung erhöhten Einfluß zuschrieb. An Stelle des Ausdrückes „Bruch“ findet man bei Teller sehr häufig die indifferente Bezeichnung Längsislokation angewendet.

„Das nach dem Typus der Karnischen Ketten gebaute Karawanken-gebiet — — — wird durch das Vorherrschen steiler Auffaltungen des Schichtenmaterials und durch die Tendenz zu in Nord gerichteten Überkippungen und Überschiebungen charakterisiert. Auch der Nordrand der Steiner Alpen steht noch unter dem Einflusse von nach Nord vorlängenden Druckwirkungen, die vielfach noch zur Schichtenüberschiebung in dieser Richtung führen. Dem Südrande dieser Gebirgsgruppen entlang beobachtet man dagegen Faltungsscheinungen mit entgegengesetzter Tendenz, am klarsten in dem Gebiete von Ulrichsberg, NW von Stein i. Kr., wo der nach Süd gerichtete Faltenschub noch in dem tektonischen Bau der miozänen Vorlagen zum Ausdruck kommt“. (112, S. 4).

Ähnliche Anzeichen tiefgreifender Gebirgsbewegungen mit Überschiebungen werden von Teller auch weiter im Osten im Bereich der Karbonaufbrüche des Weitensteinergebirges, des Wotsch und der Gonobitzer Gora vermerkt. Bezüglich des letztgenannten Gebirgsstocks äußert sich Teller wie folgt: (110, S. 47) „Dieses unmittelbare Übergreifen von Kalken und Dolomiten der oberen Trias über die karbonischen Schichtenaufbrüche ist eine für das ganze Gebiet der Gonobitzer Gora charakteristische Erscheinung und beherrscht in gleicher Weise auch einen Teil der Wotschgruppe“. Umstände „berechtigen zu der Folgerung, daß in allen jenen Fällen, wo

12) „Anlitz der Erde“, III, 1.

im Bereiche der karbonischen Aufbrüche jüngere Schichten der Triasformation unmittelbar dem gefalteten paläozoischen Grundgerüste aufgesetzt erscheinen, nicht Transgression, sondern ein tektonischer Kontakt vorliege“.

In seinem letzten Werke der „Geologie des Karawankentunnels“ erscheint der getroffene Profilschnitt im Einklang mit den großartigen Aufschlüssen dieses Gebirgsdurchstiches als ein gewaltiger Falten- und Schuppenbau deutet: „Die im Pontalfer Abschutt der Karnischen Hauptkette flach gelagerte Platte oberkarbonischer Schichten ist in den Westkarawanken zu einem komplizierten Faltenbau aufgestaut — — — Denkt man sich die röhig gelagerten Schichtfolgen“ der letzteren „in steile Falten gelegt und diese wieder durch die andauernden Gebirgsbewegungen zerstückt, verschoben, überhaupt mechanisch in mannigfacher Weise deformiert, so gewinnt man eine beiläufige Vorstellung usw. — — —“ vom Gebirgsbau (124, S. 104). Die den Karbonsattel beiderseits begleitenden mesozoischen Zonen sind „energisch gefaltet“ und durch nord-, beziehungsweise südgerichtete Schuppung ausgezeichnet. „Die Durchschlagsregion“ des Tunnels (im Karbonsattel) „enthüllt eine große Faltenüberschiebung, welche derselben Richtung folgt, wie die Schichtenstauungen an dem nördlichen Außenrand der Triasplatte. Die Tendenz zu nördlichen Überfaltungsbewegungen greift somit bis in das Innere des paläozoischen Gebirgskerns zurück.“

Aus diesen Angaben geht hervor, daß die tektonischen Grundzüge der Karawanken, Steiner Alpen und der sie gegen Osten fortsetzenden Gebirgszüge schon in Tellers Arbeiten eine vollständig klare Deutung, auch bezüglich ihrer Beziehungen zueinander, erfahren haben, soweit sich eine solche aus den Beobachtungstatsachen in der Natur unmittelbar ergaben konnte.

Eine von seinem früheren Standpunkte abweichende Auffassung vertritt E. Suess später im „Antlitz der Erde“; III, 1 (97). Hier wird scharf zwischen Alpen und Dinariden unterschieden. Ein Gürtel tiefgreifender Dislokationen (mit tonalitischen und granitischen Intrusionen) trenne Alpen und dinarische System. Dagegen seien die eigentlichen Südalpen an die Dinariden geknüpft: „Man sieht, daß ein Großteil der Bucht von Venedig innerhalb der Dinariden liegt, zugleich schwenken alle weiter gegen Nord gelegenen dinarischen Züge in großer Breite in jenes weite, bis über den Gardasee reichende und vorwaltend aus Kalkstein bestehende Gebirgsland ein, welches durch die periadriatischen Linien aufs tiefste beeinflußt ist“ (97, S. 421). „Hier, wo nicht die morphologische Gliederung, sondern der Grundplan des Aufbaues gesucht wird, muß das ganze östlich der Sesia, dann östlich von den Judikarien und südlich von der Gail liegende Bergland von den Alpen abgetrennt und den Dinariden zugezählt werden“ (97, S. 426).

Die Nordostbegrenzung der dinarischen Züge bilde die Rhodopemasse mit ihrem Vorposten, dem Agramer Gebirge. Zwischen dem Bacher, dem spornartigen Ausläufer der Zentralalpen, und dem Agramer Gebirge befindet

sich eine weite Öffnung, „gleichsam im Schatten der gegen Nordwesten streichenden dinarischen Schwenkung. Durch diese Öffnung tritt von Westen her eine Anzahl langer Falten mit der östlichen Richtung der Dislokationszone“ (sc. alpino-dinarische Grenze). Es ist dies, wie Sueß an anderer Stelle ausführt, das System der Säufalten, eine Gruppe von Ausweichsfalten, entstanden dadurch, daß der Körper der Dinariden in der Richtung des Porphyrs von Bozen gegen die Alpen sich andrückt.

An der Alpen und Dinariden trennenden Nache schalte sich nach Sueß das Karnische Gebirge als ein Fremdkörper ein. „Das Karnische Gebirge ist ein sowohl den Dinariden wie den Alpen fremdes Gebirge von selbstständigem Streichen und von variscischem Alter, nordwärts gefaltet, welches an dem Südrand des Dislokationsgürtels unter den Dinariden hervortritt.“

Zwei Bewegungstendenzen beherrschen nach Sueß den Bau der östlichen Südalpen: 1. die treppenförmige Senkung gegen die Adria und das Streben von Überschiebungen nach dieser Richtung; 2. das Wiedererwachen der karnischen Nordbewegung. Dort, wo, wie in den Steiner Alpen, beide Bewegungsrichtungen auftreten, können sie nicht gleichzeitig erfolgt sein. Die Südbewegung dürfte als periadriatische Störung die jüngere, die Nordbewegung hingegen die ältere gewesen sein. Vielleicht haben aber auch beide abwechselnd sich wiederholt. Die Narbe zeige ohne Zweifel ergendeine große Bewegung des Gebirges an. Aber nichtsdestoweniger erscheinen spätere Gebirgsbewegungen durch die Narbe nicht gehemmt.

Die Annahme von E. Sueß, welche eine scharfe Abtrennung der Südalpen vom übrigen Alpenkörper vorsieht, blieb nicht unwidersetzt. C. Diener wendet sich in „Bau und Bild der Alpen und des Karstgebietes“ (14 b) gegen diese Auffassung: „Die dinarischen Falten besitzen wohl eine ihrer Wurzeln in der südlichen Kalkzone der Ostalpen, aber der Hauptstamm der letzteren bleibt von den ‚Dinariden‘ durchaus unabhängig“ (S. 641).

Franz Koßmatt, auf dessen Studien ich nun zu sprechen komme, äußert sich in dieser Frage zurückhaltender. Er sagt (59, S. 68): „E. Sueß hat die gesamte südliche Kalkzone der Alpen samt den nach Südost abzweigenden Karstzügen mit dem gemeinsamen Namen der Dinariden belegt und damit den großen Analogien, die sich in der geologischen Geschichte dieser Teile des adriatischen Rahmens ausprägen, Rechnung getragen. Freilich zeigt sich beim Eingehen in die Einzelheiten des Gebirgsaufbaues, daß trotz aller gemeinsamen, großen Züge doch die Faltenzone der Karstländer eine gewisse tektonische Sonderstellung gegenüber den Südalpen aufweist.“

Die Studien F. Koßmatts bilden eine wertvolle Ergänzung zu Tellers Lebenswerk. Sie umfassen große Teile der Julischen Alpen, den Hochkarst und die Gebiete beiderseits des

Laibacher Moors. Ihr Beginn setzt etwa 15 Jahre später als jener von Tellers Arbeiten ein. Die allgemeinen Resultate seiner Untersuchungen hat F. Koßmat in einer Synthese des Gebirgsbaues zusammengefaßt. Er hatte im Laufe seiner Aufnahmen Anzeichen für größere Schubbewegungen im Hochkarste, im Gebiete beiderseits des Laibacher Moors und in den Julischen Alpen gefunden. Aus dem örtlich begrenzten Verlauf dieser Störungen, aus dem raschen Erlöschen in der Streichrichtung und aus dem seitlichen Übergang in normale Falten möchte er in diesen Bewegungsflächen keine weitreichenden Deckengrenzen sehen, sondern die Ausstriche lokaler Schubbahnen annehmen. Sie wären zum Teil als longitudinale Bewegungen, zum beträchtlichen Teil aber als transversale Stauungen aufzufassen. Koßmat versucht, alle Details im Gebirgsbau dem großzügigen Bilde der Faltung des alpin-dinarischen Bogens einzuordnen: Das ausgedehnte südalpin-dinarische Ablagerungsgebiet wurde in posteocäner Zeit in ein System von bogenförmig verlaufenden Faltenwellen gelegt. Da die Druckkräfte in bezug auf den Verlauf dieses Bogens in zentripetaler Richtung angegriffen haben, die Bogenfalten daher bei Bewegung gegen innen auf engeren Raum zusammengedrängt wurden, mußte nicht nur eine longitudinale, sondern auch eine transversale Zusammenpressung eintreten. Letztere zeige sich zum Beispiel in einer dreifachen, transversalen Schuppung des Hochkarstes (Überschiebung des Ternowaner über den Birnbaumer Wald, des letzteren über den Adelsberger Flysch). Ein ähnliches Verhalten weisen die inneren tektonischen Elemente (Julische Alpen, Steiner Alpen) auf. Hier aber treten die Erscheinungen der Knickung des Bogenscheitels hinzu. „Der gegen die oberitalienische Ebene konkave Bogen der dinarisch-voralpinen Falten wird von der nächsten tektonischen Einheit, der Hauptzone der südlichen Kalkalpen, nicht völlig mitgemacht. Diese springt in der Region der stärksten Beugung im Isonzo- und Tagliamentogebiet an Überschiebungsflächen aus und schneidet von den Außenzonen ein Segment ab . . .“ (59, S. 86). „Was das tektonische Gesamtbild der alpin-dinarischen Grenzregion anbelangt, kann man sagen, daß jene Zonen, die sich im weiten Raume östlich der Radmannsdorfer und Laibacher Niederung fast frei nebeneinander entfalten, gegen Westen ineinander geschachtelt sind, wobei die nördlichen Gebirgspartien fort-

schreitend die südlichen überwältigen und zum Teil unter sich begraben.“

Auch die tektonischen Detailerscheinungen innerhalb der Julischen Alpen (transversale Schuppung, Blattverschiebungen usw.), die nach Koßmat gegen Südosten gerichtete Schubbewegung der Steiner Alpen und der Menina und die große transversale Aufschiebung, mit welcher sich seiner Auffassung nach das subalpine Savesystem über den Karst und den Rand der Julischen Alpen aufpreßt, werden als Begleiterscheinung der Bogenknickung angesehen.

Koßmat sagt: „Durch die winkelige Abbiegung des Gebirges sind die Falten des Savesystems im Westen aus dem Verband mit dem Untergrund gelöst, ihr Ende bildet einen aufsteigenden Schichtkopf, der über das ihm westlich vorliegende Gebirge hinwegglitt. Die östlichen Julischen Alpen und der Kopf des Savesystems sind wie die Backen einer Quetsche gegenüberbewegt, wobei das vor oder teilweise unter ihnen liegende Gebirge mit in die Bewegung einbezogen und emporgezerrt wurde.“ Das System der Savefalten deutet Koßmat als Einfaltung zwischen Bacher- und Agramergebirge (Rhodopemasse) und vermutet in diesem die organisch zugehörige Kompensationsfaltung für die weiter westlich sich vollziehende Eindrückung des Bogenscheitels. „Denken wir uns die Verdrückung des periadriatischen Bogenscheitels ausgeglichen und die Bogenrundung hergestellt, dann glätten sich die gegen die Ebene hinauslaufenden Falten und die Zentralzone schließt sich mit der Rhodope zu einem einheitlichen Ring, ganz ähnlich wie die äußeren Bogenteile der venezianischen Voralpen mit dem Karst.“ (59, S. 122)

In Koßmats tektonischem Bild, das vom Bau der östlichen Südalpen entworfen wird, tritt der Begriff des *dinarischen Faltenbogens* als herrschendes Moment hervor. Man könnte sagen, die gesamten Alpen sind gleichsam zu Dinariden geworden, sie bilden den großen kristallin-mesozoischen Randwall der adriatischen Meeresmulde. Der mächtige kristalline Bogen (im Sinne von Koßmat), der sich von den Zentralalpen zur Rhodopemasse hinüberschwingt, erscheint am Innensaum von dem mesozoischen Wall der südlichen Kalkhochalpen (Dolomiten — Steiner Alpen) und den Hochkarstgebieten (Krain — Kroatien usw.) flankiert. Als innerster Gürtel schließen sich endlich die venetianisch-adriatischen Außenfalten an. Aber nur letztere vermochten der einwärts gerichteten Bogenfaltung in einfacher Weise durch Längs- und Querfaltung nachzugeben: „Mit einer ungeheuren Wucht ist der Scheitelteil des Bogens von den Alpen her eingedrückt. Die randlichen Teile der Sedimentdecke sind in der Košutazone und im Drauzuge zu scharfen Falten zusammengepreßt....“ (59, S. 125). Eine bestimmte Bewegungsrichtung des Gebirges ist nach Koßmat nicht für besondere geologische Zeiten, sondern nur für be-

stimzte Gebirgszonen kennzeichnend. In den Karawanken und in den nördlichen Teilen der Savefalten usw. ist nordgerichtete Faltung und Schuppung vorherrschend. Dagegen zeigt der Hauptteil der östlichen Südralpen in allen tektonischen Phasen südgerichtete Bewegungstendenzen (bis in jüngste Zeiten). Die Hauptfaltung falle ins Alttertiär (vor allem posteozan, aber auch praeocean). Weiters wird auf die Existenz schon kretazischer Faltungen und schließlich auf die Fortdauer der gebirgsbildenden Vorgänge während des Oligo-Miozäns hingewiesen. Eine genetische Änderung im Bewegungsbild im Laufe der Zeiten wird nicht vermerkt.

Das Gesamtbild, das Kōfmat von der Entstehung der östlichen Südralpen entwirft, erscheint als Ausfluß seiner am Boden des Gebirges gewonnenen Anschauungen, welche den Beobachtungsschatz sicherlich in einheitlicherer und klarerer Weise zu deuten vermochten, als es nach den bisherigen, mehr oder minder lokalen Zusammenfassungen möglich war. Anderseits wird eine tektonische Ausdeutung der erzielten Resultate im Sinne moderner deckentheoretischer Erwägungen von Kōfmat abgelehnt. Nach ihm können etwa aufgestellte Deckengliederungen dem Tatsachenbestand nicht gerecht werden. —

Erst ziemlich spät wurde der Versuch unternommen, die Forschungsergebnisse in den östlichen Südralpen im Sinne der Deckentheorie, die etwa seit 1903 bei den ostalpinen Geologen Eingang gefunden hatte, zu interpretieren. In den bekannten zusammenfassenden Darstellungen von Uhlig, Steinmann, Haug u. a. wurde den Südralpen in bezug auf die Alpen eine sekundäre Rolle zugeschrieben. Sie wären bei der Einsenkung gegen die adriatische Mulde rückgefaltet worden. Sie bilden dieser Annahme zufolge einen südlichen Abschluß für das bewegte Deckenland der übrigen Alpen.<sup>13)</sup> P. Termier schreibt in seiner Publikation „Le Nappes des Alpes Orientales“, Paris 1904, den Südralpen (Dinariden) die Rolle einer starren, die Alpenfaltung erzeugenden Masse, des bekannten *trainneau ecraseur* der alpinen Deckenbildung zu (l. c., S. 761): „Je crois devoir admettre un déplacement superficiel une translation d'ensemble du pays

---

<sup>13)</sup> Noch in neuester Zeit sucht R. Staub das Verhältnis der „Dinariden“ zu den Alpen in ähnlicher Weise zu interpretieren, ja sogar noch Teile der „ostalpinen Decken“ dem dinarischen *trainneau ecraseur* anzugehören. Da in Staub's Arbeiten auf die östlichen Südralpen nicht eingegangen wird, mag von einer weiteren Erörterung abgesehen werden. (89.)

dinarique sur le pays alpin.“ „Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer du même coup ..... la brusquerie du changement des faciès du Permien et du Mésozoïque dans la région où le déplacement superficiel a été le plus grand, c'est à dire dans la région de la chaîne carnique et des Karawanken“ (128. S. 762).<sup>16)</sup>

Koßmatt hat in Voraussicht, daß deckentheoretische Umdeutungen auch in den östlichen Südalpen würden versucht werden, in mehreren Arbeiten zu dieser Frage Stellung genommen (44, 48, 59). Er hat hiebei die Möglichkeiten einer Deckengliederung eingehend erwogen, ja sogar in skizzenhaften Umrissen selbst entworfen, gleichzeitig aber auch auf die Schwierigkeiten und Widersprüche, mit denen solche Versuche bei Berücksichtigung der tatsächlichen Verhältnisse zu rechnen haben, hervorgehoben und daher solche Deutungen abgelehnt.

Dennoch wurde der Versuch einer Übertragung der Deckentheorie zuerst nur auf ein enger begrenztes Gebiet der östlichen Südalpen unternommen, wobei Koßmats Karten und Berichte im wesentlichen als Grundlage dienten.

M. Limanowski hat in einer größeren Arbeit (polnisch, zum Teil mit französischem Auszug, 64, 65, 66) eine Auflösung des Hochkarstgebietes in ein System liegender Faltendecken versucht.

Er geht von der Ansicht aus, daß den beiden von Koßmatt erwiesenen Schuppen des Ternowaner und Birnbaumer Karstes der Charakter von Deckfalten zukomme. Der Ternowaner Wald bitte samt dem zugehörigen Trias-Karbonriegel von Bischofslack-Billichgraz und der Littauer Faite eine obere,

<sup>16)</sup> Anmerkung während der Korrektur: Inzwischen sind neue Mitteilungen von P. Termier: Sur la structure des Alpes orientales, erschienen, von denen speziell die zweite: Rapport des Dinarides et des Alpes. Compt. rendus Acad. des Sciences. t. 175 p. 1173 (séance du 11. Dec. 1922) in Betracht kommt. Der Grundgedanke einer großen Schubbewegung der Dinariden über die Alpen bleibt erhalten, wird im einzelnen ausgeführt und es wird gegen die Auffassung L. Kopers eines aus dem Raum der Narbe erfolgten symmetrischen Abließens alpiner und dinarischer Decken nach Norden, beziehungsweise nach Süden, Stellung genommen. Die Tonalit- und Granitinrusionen des periadriatischen Gürtels werden als alt angesehen und jeder Beziehung zu der alpinen Jungtektonik beraubt. Den dinarischen Beweis gingen wird nur eine ganz untergeordnete Bedeutung eingeräumt — M. Gortani hat in einer Studie: Il preteso carregamento delle dinaride sulle Alpi (Atti della R. Acc. delle Scienze di Torino, 11. Fehr. 1923) in entscheidener Weise gegen Termier und gegen eine Deckenbewegung der „Dinariden“ gegen die Alpen Stellung genommen. Im Übrigen betrachtet er die Scheidung zwischen Alpen und Dinariden als eine künstliche. — In vielen Punkten stimme ich mit Gortanis Kritik überein. Ein näheres Eingehen auf diese die südalpin-alpinen Grenzprobleme betreffenden Fragen, kann aber erst in der Fortsetzung dieser Arbeit erfolgen, obgleich sich auch schon in dieser Studie manche Anhaltspunkte zur Beurteilung ergeben werden.

riesige Liegendsfalte; die Hrušica (= Birnbaumer Wald) samt den Pölland-Oberlaibacher Falten und dem Unterkrainer Karst hingegen eine tiefere Deckfalte. Die Überfaltung sei gegen Südwesten gerichtet. Die Wurzeln des Schubfaltungssystems befinden sich erst jenseits der Laibacher Senke (im Gebiete der Littauer Wölbung). Um das Fehlen des meist nicht sichtbaren, inversen (Liegend-) Schenkels der Deckfalten zu erklären, wird die Existenz von Gleitungen (Decollements) angenommen, welche die Faltenteile gegeneinander verschoben hätten.

Gewisse Erscheinungen weisen auf eine in der Tiefe (unter Belastung) erfolgte Bewegung, andere, spätere Störungen zeigen eine oberflächennahe Tektonik an. Die jüngste Tektonik komme in dem (von Koßmat erwiesenen), Nordwest-Südost verlaufenden Bruchsystem zum Ausdruck, das den älteren Deckenbau durchsetze.

Es kann meiner Meinung nach nicht verkannt werden, daß die Zusammenfassung einzelner von Koßmat als getrennte, lokale Überschiebungen betrachteter Bewegungen zu zwei tektonischen Einheiten (übrigens schon von Koßmat [144] erwogen), Vorteile für die Erklärung der Gebirgsstruktur in sich trägt. Dies gilt insbesondere für die Vereinigung des Ternowanner Karbon-Triasgebietes (Karbozone des Sairacher Berges) mit jenem von Bischofslack-Billichgraz mittels der Deckschollen von Pölland.<sup>14)</sup>

Andererseits aber erheben sich sehr schwerwiegende Bedenken gegen die weiteren tektonischen Deutungen von Limanowski. Der Befund der geologischen Aufnahme spricht kaum irgendwo für die Existenz großer liegender Deckfalten. Solche wären übrigens bei den massigen, mächtigen Kaikkomplexen, wie sie die Karstkalke (Jura-Kreide) im Ternowanner-Birnbaumer Wald darstellen, sehr unwahrscheinlich und bei einer Oberflächentektonik kaum denkbar.

Sie sind auch tatsächlich, wie aus Koßmats Karten und Profilen hervorgeht und wie eigene Begehungen bestätigen konnten, nicht vorhanden. Fast überall findet an der Ternowanner- und Birnbaumer Wald-Überschiebung ein scharfes Abschneiden der älteren, aufgeschobenen Schichtglieder unmittelbar an den jüngeren, tiefergelegenen Sedimenten statt, ohne daß sich Reste eines liegenden Faltenschenkels zwischen beide einschalten würden.

In mechanischer Hinsicht muß daher der Versuch Limanowskis, das Bewegungsbild des Hochkarstes zu deuten, als nicht glücklich betrachtet werden. Man wird sich angesichts der sehr primitiven Profildarstellungen kaum der Meinung entziehen können, daß hier eine am anderen Orte an und für sich gewiß berechtigte Anschauung auf nicht passende Elemente angewendet wurde und zur Übertragung einer den zu beobachtenden Erscheinungen unadäquaten Theorie geführt hat. Immerhin kann die Arbeit von Limanowski als das Bestreben zu einer etwas weitergehenden Zusammenfassung der Gebirgsglieder gewertet werden.

Leopold Koüber (38, 39) hat schließlich den Versuch unternommen, die Südalpen, unter Ablehnung der von Koßmat gegebenen Deutungen, im Sinne der von ihm vertretenen An-

<sup>14)</sup> F. Koßmat hat sich nach freundlicher mündlicher Mitteilung jetzt selbst dieser Anschauung angeschlossen.

sichten über den Alpenbau, als weitreichendes Deckenland aufzufassen.

Ko b e r (38) verlegt sogar die zentrale Achse der alpinen Gebirgsbildung in den Nordteil der Südralpen hinein. Von hier aus wären die nordalpinen Decken gegen Norden, die südalpinen Decken gegen Süden ausgequetscht und abgeschoben worden. Er unterscheidet im Bereiche des südalpin-dinarischen Gebietes:

1. Die adriatische Außenzone als tiefste Decke. 2. Die unterdinarischen Decken (Birnbaumer und Ternowaner Decken). 3. Die oberdinarischen Decken.<sup>15)</sup> Letztere wären den „alpinen“ Decken, mit denen sie sich in der Narbe berühren, anzunähern. „Die Wurzeln der oberdinarischen Decke tauchen im Košuta in die Narbe“ (39, 187). Es wird ein einheitlicher, Südralpen und Dinariden umgürternder Deckenbau angenommen. Auf die von Koßm a t so eindrucksvoll hervorgehobenen Beziehungen des Schuppenbaues zur alpin-dinarischen Knickung und auf die Lokalisation großer Bewegungsvorgänge an diese Gegend wird weiter keine Rücksicht genommen. In einem großzügigen, die ganzen Dinariden (Südalpen + Dinarisches Gebirge) durchziehenden Deckenbau ist nach Ko b e r die Lösung des Gebirgsproblems enthalten.

Da L. Ko b e r diese seine Auffassung trotz einer eingehenden, sachlichen Kritik durch R. Schwinner (82), die allerdings mehr auf die westlichen Südralpen Bezug nimmt, in neuester Zeit in fast unveränderter Form reproduziert hat (39), so sehe ich mich genötigt, auf seine Beweisführung näher einzugehen. Was zunächst die Abtrennung der adriatischen Außenzone von der unterdinarischen Decke anbelangt, so wäre unbedingt die Tatsache zu berücksichtigen gewesen, daß die trennende Schubfläche westlich Görz verloren geht und beide Einheiten vollständig miteinander verschmelzen (Koßm a t 44, 60, 59). Sie erscheinen hier durch eine Antiklinale verknüpft, über welcher sich der Eocämantel völlig schließt. Die lokale Trennungslinie zwischen Ternowaner Karst und Wippacher Flysch kann daher nicht im Sinne einer durchgreifenden Deckengliederung Verwertung finden. Bezüglich der unterdinarischen Decke äußert sich Ko b e r (38): „Aus diesem Gebiete liegen seit jüngster Zeit die Arbeiten von Koßm a t vor, die gestatten, klar den Deckenbau dieser Teile der Dinariden zu analysieren.“ Demgegenüber möchte ich auf die mehrfachen, sicc (dem Sinne nach) wiederholenden Äußerungen F. Koßm a ts verweisen: „Nach meiner Ansicht weisen die beobachteten Verhältnisse darauf hin, daß eine Fortleitung der Bewegungen durch große einheitliche Schichtendecken überhaupt nicht

<sup>15)</sup> Im „Bau der Erde“ ist die Benennung geändert. Ich behalte hier die ältere Bezeichnung bei, da mir Koßm a ts Buch (39) erst nach Niederschrift meiner Studien zukam und da die ältere, die ausführlichere Darstellung Koßm a ts ist.

stattgefunden hat“ (44, S. 97). Die von Kober gegebene Deutung erscheint übrigens nicht auf Koßmats Darlegungen, sondern auf die von diesem Forscher mit ernsten Einwänden bekämpfte Auffassung von Limanowski gestützt.

„Über dem Karbon“, sagt Kober (S. 183) weiter, „folgt der Hangendflügel des Mesozoikums mit der Trias des Blegaš, von Bischofslack und Laibach“. Dagegen ist zu bemerken, daß dies nur für letztere gilt, während die Trias des Blegaš als „Fenster“ der Unterlage (überschobenen Zone) angehört, wie Koßmat genau hervorgehoben hat (44, 59). Wenn es bei Kober weiter heißt: „Aber hier wird der Hangendflügel auf der Kirchheimer Linie von Kirchheim bis Krainburg von der Silur-Devonzone von Eisnern überschoben, diese Linie ist für mich die Deckengrenze“, so wäre hiezu zu bemerken: 1. daß das silurisch-devonische Alter der Zone von Eisnern durchaus unsicher ist, daß vielmehr durch Koßmats Fossilfunde schon 1913<sup>16a)</sup> ein beträchtlicher Teil des ursprünglich allerdings als altpaläozoisch angesehenen Gebietes, als mesozoisch erkannt wurde; 2. daß an der gesamten von Koßmat festgestellten Überschiebungslinie keine Überschiebung der Zone von Eisnern über den Hangendflügel erfolgt ist, sondern umgekehrt die Zone von Eisnern, wie aus Koßmats Karten und Publikationen klar hervorgeht, von dem „Hangendflügel“ (Karbon-Triasgebiet) überschoben wurde (siehe 44, 53, 59).

Zur oberdinarischen Decke Kobers wäre nachstehendes zu bemerken: Keinerlei stratigraphische und tektonische Gründe sprechen dafür, das Altpaläozoikum des Seeberges (zwischen Steiner Alpen und Karawanken) und die Triasschuppen am Nordrand der Steiner Alpen mit den metamorphen Aufbrüchen des Krainski reber (Südrand der Steiner Alpen), mit der Zone von Eisnern und schließlich mit der Bača-Porezenzone (beide letztere am Südfuß der Julischen Alpen) zu einer einzigen Decke zu vereinigen.<sup>17)</sup> (= Untere, oberdinarische Decke Kobers.)

Wenn Kober von dieser von ihm aufgestellten tektonischen Einheit angibt, „sie hat große Ähnlichkeit mit der Hallstätter Decke der Nordalpen, in der Tat sind auch in dieser Zone und in der Wochein von F. Teller echte Hallstätter Kalke entdeckt worden“, so muß denn doch darauf hingewiesen werden, daß in dieser Zone nirgends Hallstätter Kalke nachgewiesen wurden, und daß die Wochein, in der Teller allerdings Hallstätter Kalke namhaft gemacht hat, dieser Zone nicht angehört. Wenn behauptet wird, daß die Grenze zwischen beiden Decken (tieferen und höheren oberdinarischen Decken) die Krn-Überschiebung und zum Teil die Relipotok-Überschiebung sei, so kann der erstgenannten eine gewisse regionale Bedeutung nicht abgesprochen werden,<sup>18)</sup> letztere erscheint aber nach Tellers (124) und Koßmats (59) Feststellungen als eine sekundäre, die

<sup>16a)</sup> Schon zwei Jahre vor dem Erscheinen von Kobers Arbeit an zwei Stellen veröffentlicht.

<sup>17)</sup> Die als Vergleichsmomente hervorgezogenen Silur-Devonkalke von Eisnern fallen weg, da sie eben „triadisch“ sind. Die Triasschuppen am Nordrand der Steiner Alpen sind übrigens sowohl ihrer Stratigraphie als auch ihrer Tektonik nach in keiner Weise mit der Trias am Südrande der Julischen und Steiner Alpen in Vergleich zu setzen.

<sup>18)</sup> Sie trennt tatsächlich zwei tektonische Einheiten (131, 132).

Julische Kalkscholle (Kobers höhere oberdinarische Decke) teilende Bewegungslinie, die durchaus innerhalb ein und derselben tektonischen Einheit verläuft.

Kobers Annahme, daß die „oberdinarische Decke“ im Košuta-Zuge nach Norden in die Tiefe sinke, steht mit den Tatsachen in Widerspruch. Die Košuta erscheint, wie aus Tellers Karten und Mitteilungen hervorgeht, als ein streng gegen Norden gefalteter synkinaler Schichtstreifen, welcher die Tonalit- und Grünschieferzone von Eisenkappel begleitet.<sup>19)</sup> Ein Absinken in die Tiefe findet hier nicht statt. Übrigens besteht die Annahme der alpin-dinarischen Grenzharbe, im Sinne von Kober als einer die Gebirgszonen verschluckenden, andererseits sie herausquetschenden Erdspalte, erfüllt mit vulkanischem Material, tatsächlich nicht zu Recht. Vielmehr ist die Tonalitzone ebenso wie die sie begleitenden kristallinen und mesozoischen Streifen, eine Zone intensiver tektonischer Beanspruchung. Tellers Worte lauten: „Die eigentümliche Tektonik der Tonalitmasse, die in dem scharfen Gegensatz zwischen Nord- und Südrand der Gesteinszone — — — sprechenden Ausdruck findet — — — ist nur ein spezieller Fall in jener großen Reihe von nach Nord gerichteten Überkipplungs- und Überschiebungerscheinungen, — — — welche sowohl den tektonischen Bau der Ostkarawanken, wie auch die Tektonik eines großen Teiles des südlich anschließenden Gebirgslandes beherrschen“ (112, S. 125). Hier die „Wurzel“ für einen südgerichteten Deckenbau suchen zu wollen, ist ein vergebliches Bemühen. Auf die Unhaltbarkeit der die Narbe betreffenden Äußerungen Kober hat schon Schwinner (82) in zutreffender Weise aufmerksam gemacht.

„Nach Osten treten“, wie Kober (38) weiterfährt, „die oberdinarischen Decken in die pannonische Ebene, die Decke der Steiner Alpen macht nicht die dinarischen Einschwenkungen mit, sondern geht ostwärts in die kroatischen Inselberge“ (S. 185). Auf seiner Kartenskizze erscheint dann als Fortsetzung der Steiner Alpen die Ivančića, das Agramergebirge und die Fruškagora mit der Signatur der oberdinarischen Decken bezeichnet.<sup>20)</sup> Hier wird quer über alle tektonischen Zonen hinweg, quer über die so eng zusammenhängenden Züge der Savefalten, der Verlauf einer tektonischen Einheit postuiert!

In der zusammenfassenden Darstellung des Baues der Dinariden und Ostalpen sucht Kober auf der hier kritisierten Grundlage seine Folgerungen zu ziehen, welche darin bestehen, daß Alpen und Dinariden einen großen Fächer bilden, dessen Achse die Narbe darstelle. „Die Flanken sind ungleichen Alters, die Ostalpen voreocän in der Anlage des Gebirgsbaues, die Dinariden zum großen Teil nacheocän“ (38, S. 200).

Eine Bedeutung kommt der Arbeit Kobers darin zu, daß sie den ersten eigentlichen Versuch darstellt, die Südalpen als Deckengebirge dem von ihm angenommenen Schubdecken-

<sup>19)</sup> Wahrscheinlich von Süden her auf letztere aufgeschoben ist.

<sup>20)</sup> Im Texte als Hypothese bezeichnet.

bau der Alpen und Dinariden an, beziehungsweise einzugliedern.

Zusatz während der Korrektur. Eine eingehendere Darstellung der östlichen Südalpen enthält L. Kober's Buch: „Bau und Entstehung der Ostalpen“, Berlin, Gebrüder Bornträger, 1923, das ich erst während der Korrektur berücksichtigen konnte. Die hierin zum Ausdruck gebrachten Auffassungen Kobers schließen sich trotz einiger Abänderungen im allgemeinen an seine älteren Darlegungen (38) an. Meine voranstehende Kritik hat daher im wesentlichen auch für die jüngste Darstellung von Kober Gültigkeit. Kober bemängelt es in diesem Buche, daß ich auf seinen früheren regionalen Gliederungsversuch der Dinariden in meiner 1920 veröffentlichten Lokalstudie „Das mittlere Isonzogebiet“ (131) nicht eingegangen bin. Damals hielt ich dies im Rahmen einer reinen Lokalstudie nicht für nötig, zumal Kober in seiner Synthese auf keinen einzigen Punkt meines speziellen Arbeitsgebietes Bezug genommen hatte. Ich behielt mir meine Stellungnahme zu seinen Auffassungen bis zur Publikation meiner eigenen regionalen Ergebnisse vor, in welchen ich mich denn auch hier eingehend mit den Resultaten dieses Forschers auseinandersetze.

Wie aus den umfangreichen, in dieser Arbeit niedergelegten Beweisen hervorgeht, halte ich die Existenz eines einheitlichen, südalpin-dinarischen Deckenbaues für ungewiesen und auf Grund des bisher beigebrachten Beobachtungsmaterials als nicht verwirklicht. Ebenso wenig ist die Vereinigung der Südalpen mit den Dinariden ohneweiters durchführbar. Kober konnte in seinem neuen Werk kein einziges Argument zugunsten weder der ersten noch der letzteren Auffassung vorbringen. Die Verbindung zwischen dem hypothetischen südalpinen und dem eigentlichen dinarischen Deckenbau bleibt daher in Kobers neuer Arbeit, vage Andeutungen ausgenommen, in mystisches Dunkel gehüllt. Ganz abgesehen von dem Fehlen einer auch nur versuchsweise unternommenen Deutung oder Veranschaulichung des tektonischen Bewegungsmechanismus und abgesehen von zahlreichen ganz subjektiv umgedeuteten Beobachtungstatsachen erscheint auch die Gliederung des Gebirges im großen als eine unannehbare. So vermag Kober die Grenze zwischen seiner unter- und oberdinarischen Decke nur auf einer kürzeren Strecke am Südsaum der Julischen Alpen zu belegen, in welchem Raum durch Kobbmats und meine eigenen Untersuchungen die Existenz einer größeren Überschiebung erwiesen ist. Sowohl über die westliche als auch über die östliche Verlängerung dieser wichtigen Deckengrenze vermag Kober nichts Sichereres anzugeben. Sein Versuch, die Deckenbahn in die Eozänklemmung von Resiutta am Tagliamento nach Westen hin fortzuführen und in die Blegaš-Bischofslacker-Linie nach Osten zu erstrecken, ist unannehmbar. Erstere Verlängerung erscheint auf Grund Marinellis und Kobbmats Aufnahmen, sowie auch nach Dainelli's Darstellung als nicht zu Recht bestehend und würde übrigens ein willkürliches, schräges Durchschneiden gut verfolgbarer Faltenelemente bedeuten. Meine eigenen Begehungen bestätigen dies. Die vermutete Fortsetzung der von Kober angenommenen Deckengrenze nach Osten hin, in einem Raum, in dem übrigens die Bewegungen geradezu nach der entgegengesetzten Richtung erfolgt sind, scheint ihm selbst nicht viel Vertrauen einzuflößen, wenn er sagt (S. 199):

„Die Frage der Abgrenzung im östlichen Teil ist von untergeordneter Bedeutung, nachdem für den Westen die Kirchheimer Linie von gut 40 km... in unzweideutigster Weise eine scharfe Grenze der unterdinarischen Decke gegen die folgende dinarische Schubmasse ist.“

Dieselbe Unsicherheit hält Kober's Grenzführung zwischen dem unterdinarischen Deckensystem und der adriatischen Außenzone an. Ganz undiskutabel ist die angenommene Vereinigung der „Frattura periadriatica“ (= Stolüberschiebung) mit der großen Ternowaner Randüberschiebung zu einer Hauptdeckengrenze. Schon ein einziger Blick auf eine Übersichtskarte zeigt, daß die durch einen weiten Abstand voneinander getrennten Ausstriche beider Bewegungslinien eigentlich gar nichts miteinander zu tun haben. Die tektonische Fortsetzung der mesozoischen Ternowaner Wölbung und seiner Flyschauflagerung zieht, wie aus meinen eigenen, schon 1920 veröffentlichten eingehenden Befunden (131, mit Kartenskizzen 1:25.000) und wie auch aus Dainellis und Kobmats Darstellungen und Übersichtskarten ausdrücklich zu entnehmen ist, in breiter Front im Süden der „Frattura periadriatica“ zu dem Dom des Matajur und zu jenen von Tarcento. Eine Fortsetzung der „Frattura periadriatica“, etwa vermittels eines unter einem rechten Winkel erfolgenden Abbiegens in die zirka 25 km südlich gelegene Ternowaner-Birnbäumer-Überschiebung, ist völlig ausgeschlossen. Ihr Verlauf müßte ein gut aufgeschlossenes, in neuester Zeit studiertes, einfaches Faltengebiet schräg über dessen tektonische Elemente hinweg queren, ohne daß auch nur der geringste Anhaltspunkt für diese Annahme vorhanden ist. Dies scheint Kober selbst zu fühlen und er greift zu einem absonderlichen Ausweg. „Wir stehen“, sagt er, „am Dache der Decke und können die Lage der Überschiebung nicht sehen.“ Dieser Grundsatz, der die Deckentektonik gleichsam mit einer Tarnkappe versieht, eröffnet allerdings für künftige Spekulationen noch weitgehende Perspektiven! Im übrigen zeigen die genau bekannten tektonischen Verhältnisse (Kobmat, 59, Müller, Stache) deutlich, daß ein alhnähliches und stetiges Abflauen der Schubweite nach Westen gegen Görz hin erfolgt. Bei dieser Stadt kommt schließlich durch Erlöschen der Schubbewegung ein einfacher Faltenbau zur Entwicklung, dessen Fortsetzung westwärts bis an den unteren Natisone, also in einem Raum weit südlich der „Frattura periadriatica“, festzustellen ist.

Da der Schubschollenbau der östlichen Südalpen, wie in dieser Arbeit eingehend erwiesen wird, zum guten Teil auf die südalpin-dinarische Grenzregion beschränkt ist, muß jeder Versuch, Südalpen und Dinariden durch ein einheitliches Deckenschema zu vereinigen, zum Scheitern kommen.

Unzulässige Verallgemeinerungen von Lokalscheinungen führen Kober meist zu einer nicht entsprechenden stratigraphischen und tektonischen Charakterisierung der einzelnen von ihm angenommenen Deckeneinheiten. Es fehlt hier der Raum, auf diese zahlreichen Unzulänglichkeiten seiner Darstellung näher einzugehen. Es sei nur hervorgehoben, daß zum Beispiel seine Angaben über die Beteiligung des Paläozoikums und über dessen angeblich bathiale Beschaffenheit in einzelnen Decken, über die Verbreitung und Verteilung der verschiedenen Kreidesfazies (Scaglia, Biancone, Gosau und Flysch) und über ihre angebliche Lokalisierung auf bestimmte Decken,

über die tektonisch-stratigraphischen Merkmale der oberdinarischen Decke der Julischen Alpen, über den Gebirgsbau des Bleas-Gebiets usw., Unrichtigkeiten oder zumindest ungebührliche Verallgemeinerungen enthalten.

Sehr eigentümlich ist die Schlüssefolgerung Kobergs, daß der Deckenbau des dinarischen Systems in den (westlichen) Südalpen bei geringerer Gebirgsbreite sich auflösen, dagegen längs der Adria, mit dem Breiterwerden des Gebirges, zu ganz gewaltigen Dimensionen anwachsen solle; und doch müßte man bei einer Zunahme des tangentialem Zusammenschubes viel eher auf eine stärkere Verengung des ursprünglichen Geosynkinalbereiches und auf ein Schmälerwerden des Gebirges schließen.

Es ist freilich sehr einfach, das Gesamtproblem der Tektonik in der südalpin-dinarischen Grenzregion, dem Kobmat und ich viele Jahre ein gehenden Studiums gewidmet haben und zu dessen Lösung, wie ich glaube, mancherlei Resultate beigebracht zu haben, mit den Worten abzutun: „Die breit vorquellenden Deckfalten des Ternowaner und des Birnbaumer Waldes sind nur lokale Variationen einer unter verschiedenartigen Umständen aus gehenden Überschiebungendecke.“

Aus den hier kurz skizzierten Ansichten, die über den Bau der östlichen Südalpen und über ihre Beziehungen zu den Nachbargebirgen geäußert worden sind, ergibt sich die Mannigfaltigkeit der Probleme, die scheinbare Unzulänglichkeit mancher bisheriger Erklärungsversuche und die Anregung zu weiteren Studien.<sup>21)</sup>

## II. Teil. Die Tektonik der Julischen Alpen.<sup>22)</sup>

### A. Umrisse und Gliederung (Taf. I und IV, und Textfig. 1).

Unter der Bezeichnung Julische Alpen soll hier das Kalkhochgebirge, welches sich vom Fella- und unteren Taglia-

<sup>21)</sup> Die auf reichlicherem Beobachtungsmaterial beruhende Grundlage der eigenen Schlüssefolgerungen wurde vor allem in den Julischen Alpen (und Teilen des Hochkarstes) gewonnen. Der Beginn meiner Studien fällt dort in die Kriegszeit (Herbst 1915). 1917 führte ich eine noch zu publizierende Detailaufnahme des Brückenkopfes von Tolmein durch, 1918 arbeitete ich als Kriegsgeologe an einer geologischen Aufnahme des mittleren Isonzogebietes, 1921 dehnte ich meine Begehungen auf das obere Isonzogebiet und den Birnbaumer Karst aus. Die im Jahre 1922 im Tagliamentogebiet und im Isonzotale durchgeföhrten Aufnahmen sind ebenfalls noch berücksichtigt. Schon 1913 hatte ich in die Savefalten (Tüfferer Bucht, Steinbrück, Gonobitzer Gora und Wotsch) Touren unternommen und auch die Steiner Alpen auf gesucht. Die eigenen Ergebnisse, in vier Arbeiten niedergelegt (131, 132, 133, 135), werden hier nicht besonders hervorgehoben, sondern jeweils an ihrer Stelle Erörterung finden. Die Aufnahmen der Jahre 1921 und 1922 erfolgten im Auftrage des R. Ufficio Idrografico. Magistrato alle aquae, Sez. Geologica, deren Direktor Univ.-Prof. Dr. G. Dal Piaz in Padua ist. Seinem liberalen Entgegenkommen verdanke ich vor allem die Möglichkeit, auch noch nach dem Kriege meine Aufnahmen im Isonzogebiete fortführen und manche Lücken im geologischen Bilde ausfüllen zu können. Die Aufnahmen sollen später in Padua publiziert werden.

<sup>22)</sup> Soweit es der Zusammenhang erfordert, wird gelegentlich schon hier der Bau der Vorlage in die Darstellung mit einbezogen werden.

mentalauf bis zur Saveebene bei Radmannsdorf erstreckt, zusammengefaßt werden. Im Norden bildet die Karbonaufwölbung des obersten Savetales und der Untertriaszug Tarvis—Pontafel die Grenze gegen die tektonische, eng anzuschließende Synklinale der Südkarawanken (Mittagskogelzug, geol. Fortsetzung der Košuta). Der Südrand der Julischen Alpen<sup>23)</sup> ist durch die Störung Kainburg—Kirchheim und durch die Schublinie Kirchheim—Karfreit gegeben. Ihre westliche Verlängerung ist in der Furche des Uceatals und sodann in einer Linie bis zum Tagliamento bei Ospedaletto (nördlich Gemona) anzunehmen.

Der so umrissene Bereich der Julischen Alpen kann also im wesentlichen in drei orotektonische Elemente aufgelöst werden: 1. in die Karbon-Untertrias-Antiklinale des Save- und des Canaltals; 2. in das sehr breite, vorwiegend triadische Faltensystem der zentralen Julischen Alpen; 3. in die tektonisch komplizierte, geschuppte julische Außenzone. 1. und 2. sind mitsamt der Faltenmulde der Südkarawanken, die den Julischen Alpen im Norden vorliegt, eng einander anzunähern; sie gehören einer einzigen, großen tektonischen Einheit an und sind durch keine fortlaufende, bedeutungsvolle Bewegungsfläche geschieden. Eine bedeutende Überschiebung bildet dagegen die Scheide zwischen der Julischen Außenzone und den zentralen Julischen Alpen.

#### B. Sind größere, einheitliche Überschiebungen im Bau der Julischen Alpen anzunehmen?

##### Bisherige Auffassungen vom Gebirgsbau.

Schon D. Stur hatte im Jahre 1858 (95) die tektonisch anormale Auflagerung der Dachsteinkalke der zentralen Julischen Alpen auf die vorgelagerten jüngeren Gesteine beobachtet und richtig gedeutet. Fast ein halbes Jahrhundert später hat F. Koßmat den genauen Verlauf und die weite Erstreckung der schon vor Stur erkannten Krn-Kobla-Überschiebung festgelegt. Koßmat hat weiters eine zweite namhafte Schubbahn nachgewiesen, welche die Außenzone der Julischen Alpen von ihrer Vorlage trennt (= Karfreit-Kirchheimer-Überschiebung Koßmats, 40, 44, 56, 59). In dieser Störung wurde die östlicher Fort-

<sup>23)</sup> Aus tektonischen Gründen: vom geographischen Standpunkte aus nicht zulässig.

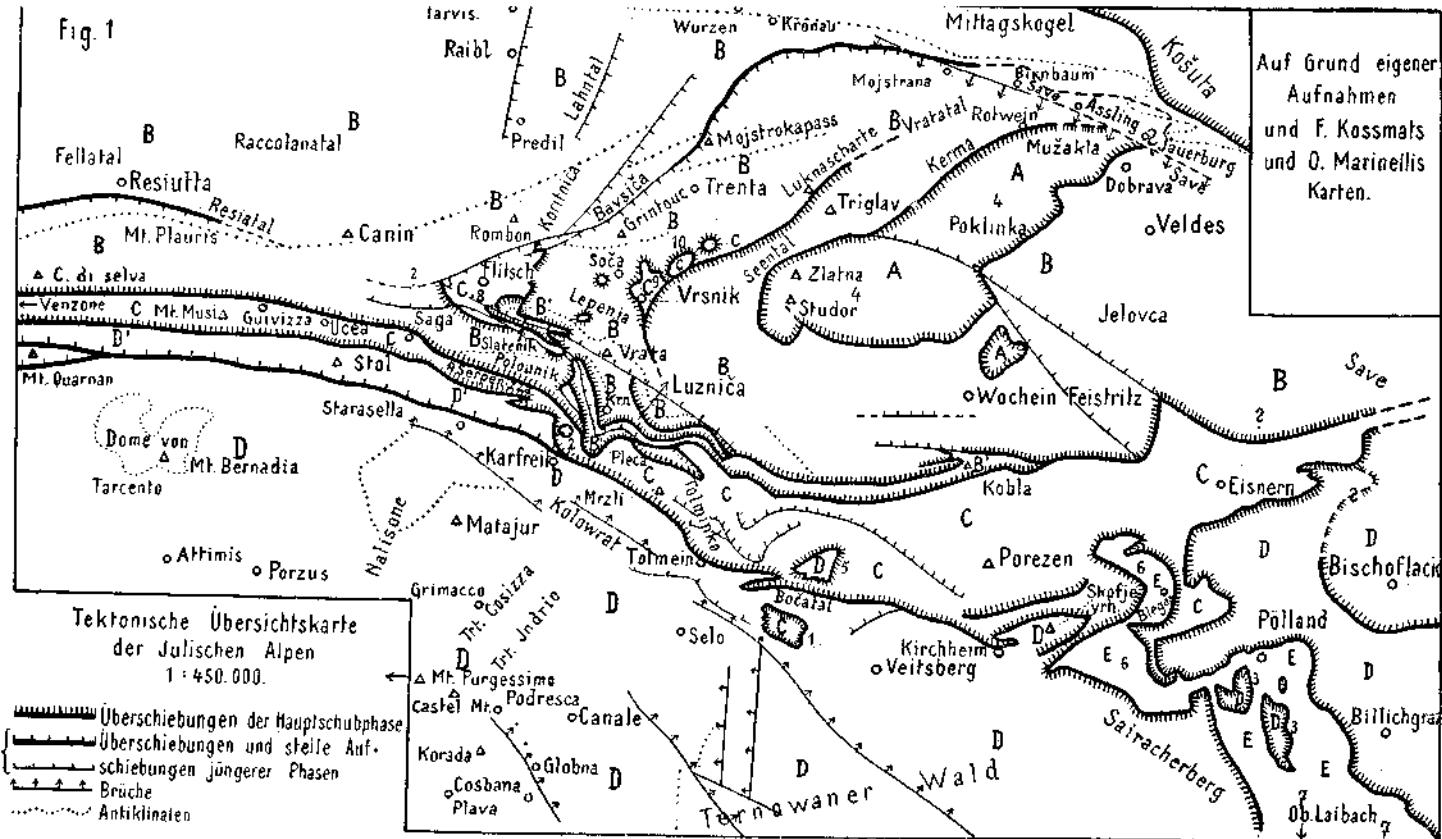
setzung der von Taramelli (102, 101) zuerst beobachteten Dislokation<sup>24)</sup> Barcis-Starasella (= Frattura periadriatica) vermutet. Die Karfreit-Kirchheimer Störung weist nach Koßmat (östlich Tolmein) eine Förderweite von mindestens 8 km auf.

Nach F. Koßmat besteht ein enger Zusammenhang zwischen diesen vorwiegend gegen Süden gerichteten Überschiebungen und den gleichzeitigen transversalen Störungen des Gebirgsbaues. Die Krn-Koblauerschiebung lenke westwärts (im Flitscher Becken) bogenförmig aus ihrem ost-westlichen Verlaufe in die Nord-West- und Nord-Südrichtung ein, wobei der flache Schubkontakt in eine steile Grenzstörung übergehe. Sodann wende sich diese Dislokation sogar gegen Nordosten, in die zunächst steil einschließende, hierauf aber flach ostwärts einfallende Mojstrokalinie (= Tellers Belipotüküberschiebung). Letztere durchschneide die inneren Teile der Julischen Alpen bis in das Savjetal bei Mojstrana. An einer zusammenhängenden, teils als Überschiebung, teils als steile Schuppung entwickelten Störung, haben sich nach Koßmat nicht nur die inneren Teile der (östl.) Julischen Alpen über ihre Außenzone, sondern gleichzeitig auch die östlichen Teile über die westlichen aufgeschoben oder aufgebogen. Dieselben Erscheinungen wiederholen sich seiner Auffassung nach auch noch im Herz der Julischen Alpen, wo eine zentrale Platte (= Zlatna-Studorscholle Koßmats) sowohl gegen Westen und Nordwesten, als auch gegen Südwesten und Süden über die anschließenden Räume vorgepreßt wurde. „Es handelt sich nicht um Faltendecken oder um ortsfremde Schubmassen, sondern um Schollen, welche in der strenge dem adriatischen Bogen eingepaßten Kalk- und Dolomitmasse der Julischen Alpen durch Biegung des harten Materials ausgesprungen sind und sich sowohl an Blättern, als auch an Wechselseiten gegeneinander verschoben.“ (59, S. 108.)

Die italienischen Forscher O. Marinelli und G. Danielli haben sich vorzüglich mit dem Studium der westlichen Teile der Julischen Alpen beschäftigt. O. Marinelli hat in seinem bekannten Werke „Dintorni di Tarcento“ (68), den Gebirgshau zwischen unterem Tagliamento und Isonzo durch die Annahme eines teils gegen Süden, teils gegen Norden umgelegten Faltenbaues gedeutet. Er erscheint durch das Auftreten

<sup>24)</sup> Von O. Marinelli als piega faglia gedeutet (68).

Fig. 1



## Erklärung zu Fig. 1.

- A Mutmaßliche, eingeschobene Zlatna - Studor - Deckscholle. D Vorlage der Julischen Alpen.  
 B Zentrale Julische Alpen  
 C Julische Außenzone.  
 D' Stolzug.  
 E Blegaš - „Fenster“ und „Halbfenster“ der Pölland - Oberlaibacher Falten.

von zwei<sup>25)</sup> pieghe faglie (Bruchfalten) kompliziert. G. Dainelli hat sich in seiner zusammenfassenden Darstellung der Friulaner Voralpen (11) dieser Auffassung angeschlossen.

L. Kober hat, wie schon eingangs erwähnt wurde, zur Erklärung der Julischen Gebirgsstruktur, zwei große, weitreichende, gegen Süden gerichtete Überschiebungsdecken angenommen, deren Wurzeln im Košutazuge, beziehungsweise darunter zu suchen wären. Kobers Seeberg. (= untere, oberdinarische) Decke (38, 39, S. 184) umfaßt etwa den hier als julische Außenzone bezeichneten Raum, seine obere, oberdinarische Decke die „zentralen Julischen Alpen“.

Es wird im Gegensatz zu Koßmats oben skizzierter Auffassung angenommen, daß sich diese beiden postulierten Einheiten sowohl in westlicher, wie auch in östlicher Richtung weithin verfolgen lassen.

Die eigenen Untersuchungen, in den Jahren 1916 bis 1918, im mittleren Isonzogebiet durchgeführt, haben eine noch weitgehendere Zergliederung der Julischen Alpen in Schubschollen kennen gelehrt, und wichtige Anhaltspunkte über die Faziesdifferenzen der einander anormal überlagernden Schichtmassen gezeigt. Sie haben ferner die Existenz namhafter, jüngerer Störungen des Gebirgsbaues ergeben, welche den bereits vollendeten Überschiebungsbau noch kompliziert haben. (Doppelte Knickung der Julischen Außenzone und Vorlage.) (131, 133, 135.)

In den letzten zwei Jahren haben in weiteren Teilen der Julischen Alpen durchgeführte Aufnahmen noch manch neue Ergebnisse hinzugefügt, die, wie ich glaube, das bisher bekannte tektonische Bild der Julischen Alpen in manchen Punkten ergänzen dürften.

### C. Beweise für das Vorhandensein größerer Überschiebungen in den Julischen Alpen.

#### 1. Faziesdifferenzen der tektonischen Zonen der Julischen Alpen. (Fig. 2 und 3.)

Die Julischen Alpen zeigen in der faziellen Ausbildung ihrer einzelnen tektonischen Zonen namhafte Unterschiede. In fazieller Hinsicht sehr abweichend ausgebildete, gleichaltrige Sedimentbildungen treten an wichtigen Störungslinien oft un-

<sup>25)</sup> Hierzu kommt noch am Tagliamento die „Schuppe“ des Mt. Quarza.

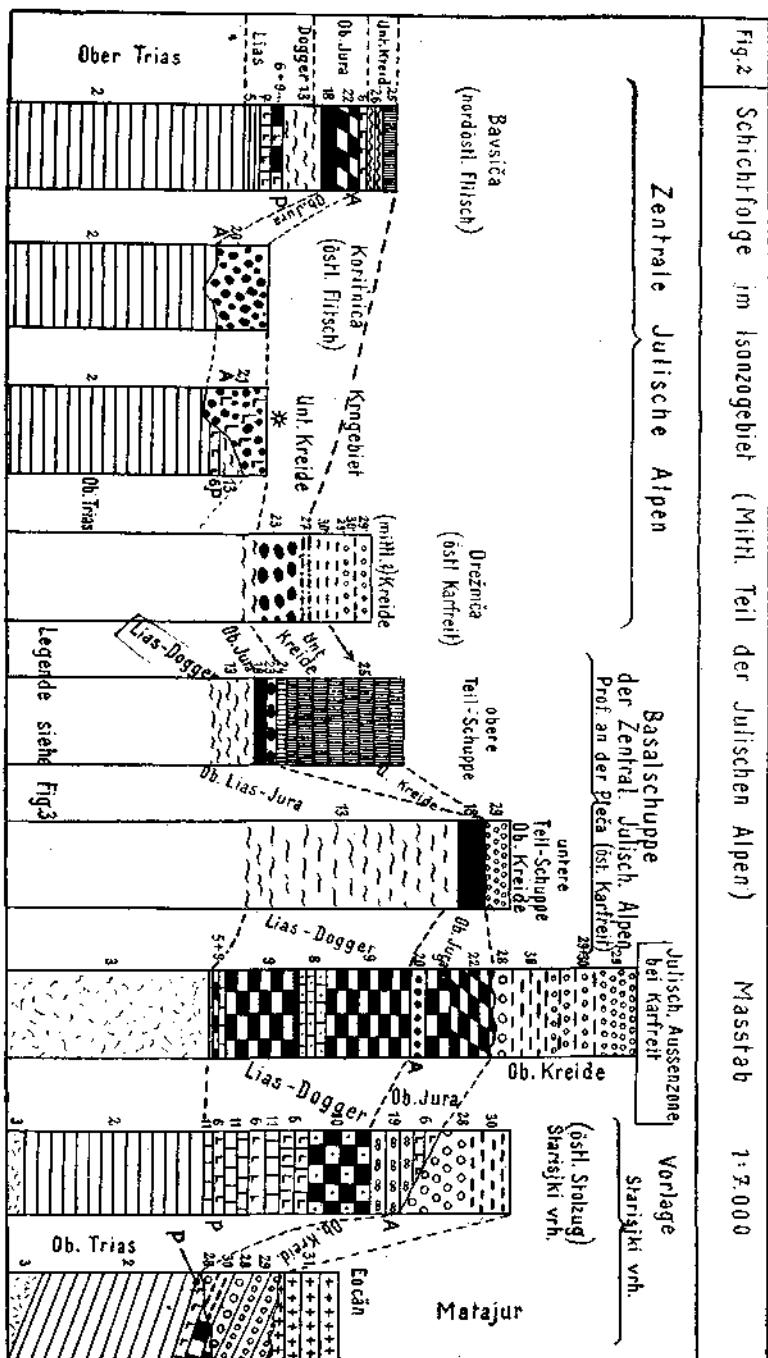
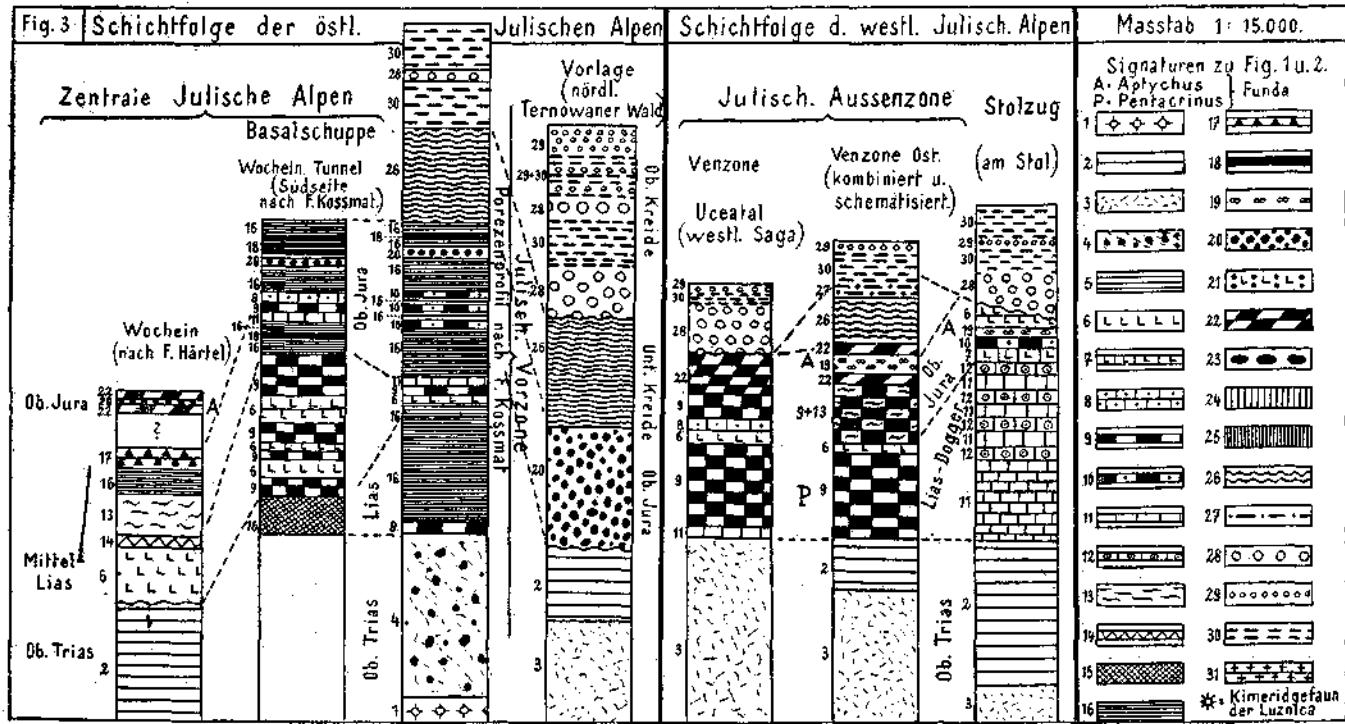


Fig. 3 | Schichtfolge der östl.



Erklärung zu Fig. 2 und Fig. 3.

- |          |     |   |
|----------|-----|---|
| Signatur | 1.  | Ladinische Pseudo-Gailtaler Schiefer (Amphyclinenschichten).  |
| „        | 2.  | Dachsteinkalk, Obertrias.   |
| „        | 3.  | (Haupt-) Dolomit, Obertrias.  |
| „        | 4.  | Hornsteindolomit, Obertrias.  |
| „        | 5.  | Graue Plattenkalke, Lias.   |
| „        | 6.  | Crinoidenkalke, Lias-Jura.  |
| „        | 7.  | Detto, hornsteinführend, Lias-Jura.   |
| „        | 8.  | Breccien und Konglomeratkalke, Lias-Jura.   |
| „        | 9.  | Graue, hornsteinführende Plattenkalke, Lias-Jura.   |
| „        | 10. | Brecciose, hornsteinführende Plattenkalke, Lias-Jura.   |
| „        | 11. | Dickbankige, „grau“ Kalke, Lias-Jura.   |
| „        | 12. | Oolithlagen in 11.  |
| „        | 13. | Rote, foraminiferenreiche Mergelkalke und Kalkmergel, auch hornsteinführend, Lias-Jura.                 |
| „        | 14. | Eisenschüssige Hierlatzkalke der Wochein. Lias.   |
| „        | 15. | Dunkle Crin-prst Schiefer (F. Koßmat) des Lias.   |
| „        | 16. | Fleckenergelfazies des Lias-Jura.   |
| „        | 17. | Sandsteinlagen im Wocheiner Jura.   |
| „        | 18. | Bunte, erzreiche Kiesel-schiefer (auch Radiolarite), Hornsteinkalke und -mergel, Oberjura?              |
| „        | 19. | Rote Knollenkalke (auch hornsteinführend), Oberjura.  |
| „        | 20. | Aptychenführende Trümmerbreccien und Breccienkalke, Oberjura.   |
| „        | 21. | Crinoiden-(Ammoniten-) führende Trümmerbreccien, Oberjura.  |
| „        | 22. | Rote, hornsteinführende Plattenkalke und Mergelkalke, Oberjura.   |
| „        | 23. | Rote und graue Mergel mit Kalklinsen (auch hornsteinführend), zum Teil breccios. Oberjura, Unterkreide? |
| „        | 24. | Älterer (Neokom?) Kreideschl.   |
| „        | 25. | Graugrüne Fleckenmergel. Ältere Kreide.   |
| „        | 26. | Graue, hornsteinführende (Woltschacher-) Plattenkalke (ältere Kreide).                                  |
| „        | 27. | Rote Breccienmergel mit Rudisten (mittlere Kreide).   |
| „        | 28. | Große Breccien und Trümmerbreccien der Oberkreide (speziell aus umgelagerter Mittelkreide). Senon.      |
| „        | 29. | Flyschsandsteine (mit Mergeln) der Mittel- (?) und Oberkreide.  |
| „        | 30. | Mächtigere Mergelkomplexe zwischen 29.  |
| „        | 31. | Eozänflysch.  |

mittelbar aneinander heran. Im folgenden soll auf Grund der nachstehenden Daten und der beigegebenen schematischen Profilschnitte ein Überblick über die Faziesentwicklung der mesozoischen Formationen der Julischen Alpen und ihrer Vorlage geboten werden. (Mit besonderer Berücksichtigung des Isonzogebietes auf Grund der eigenen Ergebnisse.) (Fig. 2 und 3.)

- a) Unter-Mitteltrias.  
a) Zentrale Julische Alpen: Normale, südalpine Entwicklung (Werfener Sch., Muschelkalk, Cassianer Sch., Iadin. Porph., Schlerndolomit usw.).

- β) **Julische Außenzone:** Transgressivierende ladinische Schiefer und Sandsteine, unmittelbar über alten Grauwacken gelagert (speziell in den östlichen Julischen Alpen).
- γ) **Vorlage:** Normale Entwicklung (Werfener Sch., Schlern- [Casianer] Kalk und Dolomit).
- b) **Obertrias** (Fig. 2 und Fig. 3):
- a) **Zentrale Julische Alpen:** Östlich des Isonzodurchbruches bei Saga herrscht in einer gegen 1000 m betragenden Mächtigkeit die reine Entwicklung heller, weißer Dachsteinkalke, reich an Megalodonten und Gastropodenresten, Sinterbildungen, oolith. Lagen usw. vor. Ausgeprägte Bankung. Ein Hauptdolomitniveau (im tieferen Teil der Serie) fehlt.<sup>26)</sup>
- β) **Julische Außenzone:** Im Gegensatz zur Dachsteinkalkentwicklung der zentralen Julischen Alpen ist die Obertrias der Julischen Außenzone (vom Uceatal angefangen ostwärts)<sup>27)</sup> fast ausschließlich in der Fazies mehr oder minder stark dolomitischen Gesteins (vorwiegend sogar als reiner Dolomit) ausgebildet. (In den östlichen Julischen Alpen auch hornsteinführend == Hornsteindolomit F. Kobmats.)
- γ) **Vorlage:** Gliederung des Obertrias in ein tieferes Hauptdolomit- und in ein höheres Dachsteinkalkniveau (Ternowaner Wald, Matajur).
- c) **Lias-Dogger:** (besonders deutliche Faziesunterschiede). (Fig. 2 bis 3.)
- a) **Zentrale Julische Alpen:** Der tiefere Lias dürfte noch zum Teil in den Dachsteinkalkfazies (mit oolith. Lagen und roten Mergeln) entwickelt sein; im Isonzogebiet folgen darüber (konkordant) rote und graue Hierlatzkalke (stellenweise mit Hornsteinplatten). In der Wochein schwellen die Hierlatzkalke, die dort als transgressivierend angegeben werden, zu größerer Mächtigkeit an (= Mittellias F. Härtels, 33, S. 135). Der obere Lias und wohl auch ein Teil des Doggers ist durch rote und violette, Foraminiferenreste bergende Mergel- und Kalkmergel vertreten (mit gelegentlichem Hornsteingehalt).
- β) **Basalschuppe der Zentralen Julischen Alpen im Isonzogebiet:** Hier scheint die Fazies der roten Mergel und Kalkmergel (und Mergelkalke mit Hornsteinen) außer dem Lias auch noch den ganzen Dogger (und einen Teil des Oberjura) zu umfassen.

<sup>26)</sup> Nur an der Basis dieser mächtigen Serie findet meist ein allmählicher Übergang in die tieferen Raibler- und Schlerndolomite statt.

<sup>27)</sup> Erst westlich von Ucea stellen sich über dem obertriadischen Dolomit noch Dachsteinkalkbänke ein, obwohl noch in der Außenzone der westlichen Julischen Alpen (== Zone des Mt. Musi) Dolomite über die Dachsteinkalke vorzuherrschen scheinen. Auch die Analysen, die O. Marinelli (loc. cit. 68, p. 12) mitteilt, zeigen gerade in der Fortsetzung der Julischen Außenzone des Isonzogebietes (Mt. Musizug) das Vorherrschende Mg CO<sub>3</sub> reicherer Gesteine.

- γ) **Julische Außenzone:** Graue, horasteinführende Plattenkalke (= calc. selciferi der ital. Geologen) mit Einschaltung sandig brecciöser Lagen herrschen (im Isonzogebiet) vor. Die häufig recht bedeutende Größe der Einschlüsse deutet auf eine küstennähero Bildungsweise gegenüber den gleichaltrigen Sedimenten der Basalschuppe hin. Von der mächtigen roten Mergelentwicklung der vorgenannten Einheiten ist nichts mehr zu beobachten. Ebenso ist die Crinoidenkalk- (Hierlatz-) Fazies verschwunden.
- δ) **Vorlage:** Stol-Kolowrat, Matajur). Die Fazies grauer, massiger Kalke (dichter Kalke) ist am weitesten verbreitet; daneben sind graue Crinoidenkalke und Konglomeratkalke mit Pentacrinen entwickelt (auch hornsteinführend). Im höheren Teil der Serie (etwa im Doggenniveau) treten zu den dichten Kalken noch Oolithkalke und bituminöse Kalke (Ternowaner Wald, westlicher Teil des Stolzuges) hinzu.
- d) **Oberjura** (T. I und Textfigur 1 bis 3):
- a) **Zentrale Julische Alpen:** In großen Teilen der zentralen Julischen Alpen läßt der Oberjura (speziell die Kimeridge-Stufe) ein Eindringen des Meeres in eine gestörte Schoile von Dachsteinkalk, der vorher eine starke Zertaltung erfahren hatte, erkennen. In einem bestimmten Raum (Krngebiet) konnte sogar eine ausgesprochene Transgression über ein abgetragenes Relief festgestellt werden (131, S. 18 bis 21).
- Die Diskordanz an der Basis der Oberjura ist weit verbreitet. Rote Breccien- und Knollenkalke sind vorherrschend.
- β) **Basalschuppe:** In der „Basalschuppe“ der zentralen Julischen Alpen vervollständigt sich die Schichtfolge, indem die Sedimentation roter Kalkmergel und Mergelkalke auch noch die Dogger-Oberjaragrenze zu überdauern scheint. Die roten Mergel erscheinen hier von einem zwar nicht mächtigen Niveau bunter, erzreicher Kieselsteine (rote, graue, schwarze und grüne Kieselsteine [Radiolarite], rote und schwarze Mergelsteine, Glaukonitmergel) überdeckt.
- γ) **Julische Außenzone:** Die Fazies grauer Hornsteinplattenkalke herrscht im Isonzogebiet vor. Rote Lagen und mergelige Schichten sind zwischengeschaltet.
- δ) **Vorlage:** Crinoiden- und Hydrozoenkalkentwicklung mit Einschaltung von groben Breccienbänken (Stol, nördlicher Ternowaner-Wald). Zurücktreten der Hornsteinplattenkalke gegenüber der Außenzone, Rote Knollenkalke des Oberjura im Stolzuge. . .
- e) **Unter-Kreide** (T. I und Textfig. 1 bis 3):
- a) **Zentrale Julische Alpen:** Graue und graugrüne, mächtige Fleckenmergelgesteine (zum Teil Kalkmergel) bilden in den zentralen Julischen Alpen den Abschluß der konkordanten, mesozoischen Serie. Der Schichtkomplex zeigt besonders in seinem tieferen Teil Sandsteineulagerungen. Er entwickelt sich in der „Basalschuppe“ zu einer Art von älterem Flysch. Da sich

diese Gesteinsserie (grüne Mergel und Flysch) unmittelbar aus den bunten Kieselschiefern des Oberjura entwickelt, und da Fleckenmergelschichten an einer Stelle über oberjurassischen Aptychenkalken angetroffen wurden (Bavsiča, nordwestlich von Flitsch), halte ich sie für unterkretazisch. Ältere Flyschgesteine sind von mir auch mehrfach als Gerölleinschluß im Senonflysch angetroffen worden.

- β) Außenzone: Hier tritt eine von den zentralen Julischen Alpen sehr unterschiedliche, wenn auch durch gelegentliche Übergänge verknüpfte Entwicklung der Unterkreide zutage: Sie entspricht der einförmigen und weitverbreiteten Fazies der hornsteinführenden, grauen Plattenkalke (= Woltschacher Kalke), also einer fast rein kalkigen Ausbildung, welche sowohl in der Außenzone der östlichen Julischen Alpen, wie im Isonzogebiet (und wohl auch in den westlichen Julischen Alpen) verbreitet ist.
- γ) Vorlage: In Teilen der Vorlage ist die Unterkreide analog der julischen Außenzone als grauer Woltschacher-Hornsteiplattenkalk entwickelt (Kolowrat, Nördlicher Ternowaner-Wald), während im südlichen Ternowaner-Wald die Hornsteinausbildung durch die Fazies der Karstkalke (bankige Chamidenkalke der Unterkreide) verdrängt wird (siehe F. Kombat, 60 u. 59, Tabelle).

f) Mittlere Kreide (tieferes Oberkreide):

- α) Zentrale Julische Alpen: Mittelkretazische Ablagerungen sind hier nicht bekannt, vielleicht gar nicht abgelagert worden, oder aber noch in der Fazies grauer Mergel vertreten.
- β) Julische Außenzone: Es liegen Anzeichen dafür vor, daß die Ablagerung hornsteinführender Plattenkalke auch noch in der Mittelkreide fortgedauert hat, und erst allmählich durch brecciös-mergelige Einschaltungen verdrängt wurde.
- γ) Vorlage: Rudistenkalke und brecciose Kalke (auch Korallenkalke) herrschen vor.

g) Oberste Kreide (Senon):

- α) Zentrale Julische Alpen: Das Senon tritt hier transgressierend, in grober Flyschfazies auf (Blocksichten aus Dachsteinkalk und Deltakonglomerate).
- β) Julische Außenzone: Vorherrschender feinkörniger Flyschsandsteine (Übergänge in das Deltakonglomerat im Flitscher Becken). Abnahme der Schichtlücke unter dem transgressierenden Senon. In gewissen Fällen kann sogar ein Übergreifen auf ältere Kreidehorizonte oder auf Oberjura (lokal Konkordanz mit der Mittelkreide) angenommen werden.
- γ) Vorlage: Meist eine Schichtlücke (von geringem Umfang) unter der transgressierenden Oberkreide (Fehlen der mittleren Kreide), Mergel- und Flyschentwicklung des Senon. Schuttzonen entlang von Landaufragungen.

h) Eocän:

Das Eocän erscheint fast ausschließlich auf die Vorlage der Julischen Alpen beschränkt. Nur im Tagliamentogebiet muß ein Eindringen des Eocänmeeres, vermutlich entlang einer tektonisch vorgezeichneten Depression, bis in die zentralen Teile der westlichen Julischen Alpen erfolgt sein. (Über Dachsteinkalk transgressierende Nummulitenenschichten von Resiutta nahe der Fella-mündung, 68, 73.) Siehe auch Taf. II, Fig. 1.

Die Betrachtung der Faziesverhältnisse der Julischen Alpen lehrt eine große Mannigfaltigkeit gleichaltriger Schichtbildungen und zeigt, daß die einzelnen tektonischen Zonen oft durch spezielle Sedimentmerkmale charakterisiert sind.

## 2. Faziesänderungen im Streichen der Hauptzonen.

Neben den bisher beobachteten Faziesverschiedenheiten, die in Schnitten senkrecht zum Streichen der Gebirgszonen (speziell im Isonzogebiet) zur Beobachtung gelangen, müssen nunmehr auch jene berücksichtigt werden, die in der Längsrichtung der tektonischen Elemente, in dem Streichen der festgestellten Einheiten erkennbar sind. Bezeichnenderweise stellen sich hier die Veränderungen in der Schichtentwicklung meist allmäßlicher, unmerklicher und unregelmäßiger ein. (Fig. 2 bis 3.)

- a) Zentrale Julische Alpen: Hier wäre die Zunahme der Crinoidenkalkentwicklung (des mittleren Lias) aus dem Isonzogebiet gegen die östlichen Julischen Alpen hin hervorzuheben. Dies gilt auch für die Basalschuppe.
- b) Julische Außenzone: Zunahme der Dolomitentwicklung der Obertrias vom Tagliamento zum Isonzo. Herausbildung hornsteinführender Dolomite in den östlichen Julischen Alpen.

Während des ganzen Jura, zum Teil auch der Kreide, macht sich eine Zunahme terrigener (schiefriger) Einschlüsse im Sediment von den westlichen Julischen Alpen bis gegen die Save hin geltend. Auch die Sedimentmächtigkeiten zeigen hier eine ausgesprochene Zunahme gegen Osten. So lassen die jurassischen Ablagerungen der östlichen Julischen Alpen (Porezenzone F. Koflams) bei größerer Schichtmächtigkeit bedeutende Einschlüsse von Fleckenmergelkomplexen erkennen, während im Isonzogebiet und in den westlichen Julischen Alpen die Fazies der Hornsteinplattenkalke (calcare sciciferi) fast ausschließlich vorherrscht. Die roten Knollenkalke des Oberjura, ein sehr charakteristisches Gestein, fand ich nur in den westlichen Julischen Alpen entwickelt vor.

Die mächtige oberkretazische Flyschentwicklung der Julischen Außenzone im Isonzogebiet geht westwärts (gegen den Tagliamento) in der „Synklinale“ von Venzone (= Fortsetzung der

Julischen Außenzone) in eine geringmächtige, feinkörnige Mergel- ausbildung über, die schon den Übergang in die Scagliafazies der westlichen Südalpen vermittelt. Die Oberkreideschichten fand ich hier in Konkordanz und ohne Schichtfläche, deren Unterlage aufgeschichtet vor.

γ) Vorlage der Julischen Alpen: Auch hier treten Fazies- änderungen in ostwestlicher Richtung ein. Zum Beispiel: Am Kolozrat und dessen angenommener tektonischer Fortsetzung, dem östlichen Teil des Stolzuges, herrscht die konglomeratische, horn- steinführende Entwicklung des Lias-Dogger vor.<sup>28)</sup> Weiter nach Westen treten dichte Kalke und oolithische Kalke in den Vordergrund.

Aus diesen Angaben erhellt, daß die tektonischen Haupt- zonen der Julischen Alpen (zentrale Julische Alpen, Vorzone und Vorlage) zwar das Merkmal einer vollständigen Konstanz der Fazies innerhalb jeder Einheit vermissen lassen, daß sie aber doch in großen Zügen und oft auf weitere Erstreckungen hin ihren Schichtcharakter beibehalten. Während Änderungen in der Faziesentwicklung innerhalb ein- und derselben tektonischen Zone nur unmerklich und meist nur in geringerem Umfange sich einstellen, zeigen die Schnitte senkrecht zum Streichen der tektonischen Hauptzüge entlang der großen Störungslinien sehr häufig ein unvermitteltes Abstoßen von Gesteinskomplexen mit scharf geschiedener Schichtausbildung. Diese Umstände weisen unbedingt auf die Existenz größerer, einheitlicher Überschiebungen hin, welche die einst gewiß vorhandenen Übergangsfazies verdeckt haben. Anderseits deuten aber doch die engen Beziehungen der einzelnen gleichaltrigen Sedimentbezirke zueinander auf die Entstehung der Julischen Ablagerungen in einer einheitlichen, südalpinen Geosynklinale hin. Es liegen keine Gründe vor, zur Erklärung der bestehenden Faziesbilder Fernüberschiebungen (von etwa 100 km oder mehr Schubweite) heranziehen zu müssen, was übrigens schon F. Koßmat mehrfach hervorgehoben und begründet hat. (Besonders in 59.)

### 3. Tektonische Fenster in den Julischen Alpen.

Das eben gewonnene Resultat von der Bedeutung einheitlicher, größerer Überschiebungen im Bau der Julischen Alpen erfährt eine wesentliche Stütze durch die zum Teil schon be-

<sup>28)</sup> So hat F. Koßmat auf das Auftreten der Hornsteinplattenkalk- Fazies der Julischen Alpen auch im Raume südlich der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung (= in der Vorlage meiner Gliederung) Gewicht gelegt. (40 S. 16, 59.)

kannten, zum Teil aber neu aufgefundenen oder als solche gedeuteten „Fenster“ jurassisch-kretazischer Schichten innerhalb der aufgeschobenen Massen des triadischen Gebirges.

a) Die Fenster von Vrsnik und Na Skale im oberen Isonzogebiet. (T. I, T. II, Fig. 8, T. III, Fig. 1, Fig. 3 bis 6). In dem zentralen Teile der Julischen Alpen taucht im oberen Isonzotalle (oberhalb Soča) innerhalb der Massen des triadischen Gebirges in der Tiefe der Talsohle von Vrsnik ein Komplex jüngerer Gesteine (rote Jurakalke und Mergel, graue Mergel der Unterkreide mit Flysch) auf. (59, S. 97; 132.)<sup>29)</sup>

Zwei weitere Vorkommnisse jüngerer Schichten reihen sich, meiner Aufnahme zufolge, im Gebiete von Na Skale in der Richtung zum Triglavgipfel an. Alle genannten Vorkommnisse jurassisch-kretazischer Schichten tauchen, wie die Aufschlüsse klar erkennen lassen, allseits unter die Dachsteinkalke der Beckenumrahmung hinunter. Sie sind daher als Fenster innerhalb einer aufgeschobenen triadischen Decke anzusprechen. (Siehe Fig. 1 und T. I.)

a) Fenster von Vrsnik. Unmittelbar südlich der Häuser von Vrsnik ist der flachgelagerte Schubkontakt der Dachsteinkalke über dem Jura klar erschlossen. Die steil aufgerichteten Dachsteinkalke stoßen hier unvermittelt an den sie unterlagernden, stark gequetschten und gepreßten Jura-gesteinen ab. Partien des Juramerde erscheinen in die Schichtlagen der sie anormal überlagernden Dachsteinkalke randlich eingepreßt und eingequetscht. Ganz analoge Kontaktverhältnisse zeigen sich zwischen den hangenden Trias-kalken und den liegenden Juragesteinen an dem aufgeschlossenen Fensterkontakt an der Isonzotalstraße oberhalb Soča (T. III, Fig. 4 bis 6).

Am Ostrand des Beckens von Vrsnik sinken die weichen Unterkreidemergel flach unter die unmittelbar im Hangenden erschlossenen Dachsteinkalke ein. (T. III, Fig. 4).

b) Fenster von Na Skale. Besonders klar gestalten sich die Aufschlußverhältnisse in jener Zone jüngerer Schichten, die sich vom Becken von Vrsnik in den Raum von Na Skale auf etwa 5 km gegen Nordosten hin erstreckt. Eine schmale Brücke von Dachsteinkalk (und von über diesem transgredierendem Oberjura) trennt hier die letztgenannten Fenster von jenem von Vrsnik ab. Deutlich sinken hier die in zwei Teifenstern hervortauenden Jura- und Unterkreidebildungen unter die in ihrem Hangenden erschlossenen Dachsteinkalke hinab, die sich an den Rändern des Fensters allseitig, gleich einem Mantel, über den jungen Schichgebilden zusammenschließen. Die Lagerung der Dachsteinkalkmassen über der jüngeren Schichtserie ist unverkennbar (T. III, Fig. 3).

Ihrer faziellen Beschaffenheit nach entsprechen die in den Fenstern hervortretenden Jura-Kreidegesteine vollkommen (auch

<sup>29)</sup> Schon D. Stur erwähnte bei Vrsnik Juragesteine. (95, S. 20.)

in allen Details ihrer Schichtausbildung) jener jungmesozoischen Schichtserie, die als selbständige Schuppe an der Basis der zentralen Julischen Alpen, an deren Südsäume hervortritt (= Basalschuppe der zentralen Julischen Alpen). Es liegen in den Gesteinen des Fensters von Vrsnik und Na Skale meiner Ansicht nach die „Wurzeln“ für die beim Überschiebungsvorgang weiter vorgetragene „Basalschuppe“ vor, worauf ich noch später zurückkommen werde.

Im Gegensatz dazu zeigen die aufgeschobenen Massen (der zentralen Julischen Alpen) eine abweichende Schichtenentwicklung, in dem hier (meist konglomeratischer) Oberjura unmittelbar über den Dachsteinkalken transgrediert.

Auf Grund dieser Indizien ergibt sich eine Schubweite von mindestens 15 km für die Vorwärtsbewegung der Basalschuppe unter der Last der sie noch einige weitere Kilometer überdeckenden und sich darüber vorwälzenden Kalkmasse der zentralen Julischen Alpen.

b) Fenster von Flitsch. (T. I., T. II, Fig. 6, 7, T. III, Fig. 2, Textfig. 1.) Das mit jungen Schichten (Flysch) erfüllte Becken von Flitsch wurde bisher als einfache, synklinale Einfaltung aufgefaßt. (Hauer, 34, S. 80, Diener, 15, S. 146, Koßmat 46, 59, S. 94.) Bei den eigenen geologischen Aufnahmen in den an das Flitscher Gebiet im Osten angrenzenden Räumen (1918) ergaben sich gewisse Bedenken gegen diese Annahme, denen ich in der Arbeit „Das mittlere Isonzogebiet“ Ausdruck verliehen habe (131, S. 89 und 90.) Sehr eingehende, mit möglichster Genauigkeit durchgeföhrte Begehungen in den Jahren 1921 und 1922 haben mir trotz des Gewichtes der von F. Koßmat vorgebrachten Gegengründe (61), die Deutung des Flitscher Kreidekomplexes<sup>30)</sup> als Fenster nahegelegt.

Einige Beweisgründe. Am Südwestrand des Beckens (südwestlich von Flitsch) sind am Fuße des Polounik im unmittelbaren Liegenden der aufgerichteten Dachsteinkalke Gesteine des Jura (rote hornsteinführende Kalkmergel, Kieselschiefer usw.) erschlossen. Der Jura fällt hier mit seinen höheren Lagen unter die mit steilen Schichten übergreifenden Triasbänke ein.

Am Ostrand des Beckens lagern steil aufgerichtete Dachsteinkalke mit scharfer, tektonischer Diskordanz unmittelbar dem kretazischen Flyschgestein der „Mulde“ an einer, wohl steiler geneigten Grenzfläche auf (T. III, Fig. 2).

---

<sup>30)</sup> Nur zum Teil rechne ich auch die Juraschichten des Flitscher Beckens dem Fenster zu.

Auch der Südostrand des Beckens entspricht einer ausgesprochenen Schubstörung.<sup>31)</sup> Hier schaltet sich die basale Schuppe (Juragesteine) zwischen die überschobenen Dachsteinkalke und die Flyschgesteine des Fensters ein. Aber auch am Westrand des Beckens findet kein einfaches Absinken der Dachsteinkalke unter den Kreidesflysch der „Mulde“ statt, wie es bei Vorhandensein einer Synklinale erwartet werden sollte. Vor allem aber schließen sich die Dachsteinkalke, die das Becken im Osten und Süden umrahmen (Krnzug, beziehungsweise Polounik) über einer (gegen Osten gerichteten) Ausstülpung der „Flyschmulde“ zusammen, wodurch die Einheitlichkeit des Fensterrahmens und damit auch die Einheitlichkeit des Überschiebungsvorganges der einschließenden Massen festgelegt ist (Winkler, 131, S. 90).

Weiters fehlen sichere Anzeichen für die Existenz einer Transgression der Kreideschichten, die das Becken an dessen Rändern erfüllen, ein Umstand, der auch Koßmat (59, S. 46) aufgefallen ist. Schließlich erweist sich die Tektonik der Dachsteinkalkmassen, die das Becken umrahmen, oft unabhängig von jener der angeblichen Muldenfüllung<sup>32)</sup>, eine Erscheinung, die nicht durch die Annahme einer einfachen, einheitlichen Faltung der Kreide mit den Dachsteinkalken gedeutet werden, wohl aber durch Bewegungsvorgänge, die sich in zwei separaten tektonischen Stockwerken übereinander abgespielt haben, eine Erklärung finden kann.

Diese Gründe (im Zusammenhang mit noch einigen anderen) bestimmen mich dazu, mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit in der Nische von Flitsch (F. Koßmat, 59) das fensterartige Auftauchen der Julischen Außenzone (Kreidesflysch) zu sehen, die von den Dachsteinkalken der zentralen Julischen Alpen einheitlich überschoben wurde. Ich möchte aber eine andere Lösung derzeit nicht ausschließen.

c) Fenster von Kneža (F. Koßmat, 40, S. 92, 44, Tafel I und Textfigur 1). Das Fenster von Kneža im unteren Bacatale (rechter Seitenfluß der Idrica), dessen Nachweis von F. Koßmat stammt, gibt einen Hinweis auf die mindeste Überschiebungsweite der Julischen Außenzone über ihre Vorlage. Die Kreidegesteine der letzteren erscheinen im Fenster noch 6 km vom Stirnrande der Decke entfernt aufgeschlossen. (F. Koßmat, 40, S. 92.)<sup>33)</sup>

d) Blegaš-Fenster (F. Koßmat, 44, S. 78, 59, S. 77) (Textfig. 1). Im östlichen Teile der Julischen Alpen tauchen unter den die Basis der Vorzone bildenden älteren Grauwacken

<sup>31)</sup> Auch Koßmat nahm hier die Fortsetzung seiner Krn.-Überschiebung an.

<sup>32)</sup> Dies gilt besonders für den Ost- und Westrand des Beckens.

<sup>33)</sup> Der Umriß des Knežafensters erscheint durch jüngere, die Schubfläche verbiegende Störungen vorgezeichnet (40, S. 93). Die Schubweite ist jedenfalls noch größer als 6 km.

(unbestimmten Alters, Altpaläozoikum oder Karbon??) Raiblerschichten und Hauptdolomit hervor. Sie gehören schon der Vorlage der Julischen Alpen (den Pölland—Oberlaibacher Falten) an und bilden nach Koßmats Untersuchungen eine zusammengestaute, kuppelartige Aufwölbung innerhalb der sie umrahmenden, aufgeschobenen älteren Gesteinskoplexe. Noch an die 8 km vom Rande des zusammenhängenden aufgeschobenen Grauwackenterrains entfernt erscheinen die obertriadischen Gesteine im Blegašfenster verschlossen.

Die von Koßmat so anschaulich geschilderten Aufschlüsse des Kneža- und Begašfensters liefern meiner Auffassung nach den Beweis, daß einheitliche nicht unbeträchtliche Überschiebungen (von wenigstens 10 km Schubweite) auch den Südsaum der Julischen Alpen (im Isonzogebiet und auch östlich davon) kennzeichnen. (Siehe Fig. 13 in 40.)

#### 4. Deckschollen.

a) Deckschollen von Drežnica (T. I und II, Fig. 9; Textfig. 1) (131, S. 32). Bei Drežnica (nordöstlich Karfreit) lagert den Flyschgesteinen der Oberkreide, die den Abschluß der normalen Profile der Julischen Außenzone bilden, eine Scholle von vermutlich liassischem Echinodermenkalk auf. Sie ist etwa 1 km vom (gegenwärtigen) Denudationsrand der aufgeschobenen zentralen Julischen Alpen (und zwar deren Basalschuppe) entfernt. Die Schubbahn ist hier durch Schollen von Crinoiden-Hornsteinkalken (131, S. 32) und durch ein gewaltiges von mir neu aufgefundenes Trümmer von Dachsteinkalk gekennzeichnet. Die Deckscholle von Drežnica weist im Verein mit den an dem Überschiebungsrande hervortretenden triadisch-jurassischen Blöcken auf ein größeres Bewegungsausmaß der zentralen Julischen Alpen (Basalschuppe) und Außenzone trennenden Störungslinie hin.

b) Deckscholle von Ponikve. F. Koßmat (44, S. 88, 40, S. 88 bis 90) hat östlich des Tolmeiner Beckens über den Kreidigesteinen der „Vorlage“ eine ausgedehnte Scholle, hauptsächlich von triadischem Hornsteindolomit gebildet, angetroffen, die einen durch die Erosion abgetrennten Deckschollenrest der Julischen Außenzone darstellt. Diese „Deckscholle von Ponikve“ zeigt den bedeutenden Vorschub der Juli-

schen Außenzone an. (Siehe auch das oben bei Besprechung des Knežafensters Gesagte.)

Die Frage, ob nicht dem tektonisch höchst gelegenen Teil der Julischen Alpen (Zlatna-Studoreinheit F. Košmats) (59, S. 101) Deckschollencharakter zukommt, wird später (S. 00) eingehender erörtert werden.

Diese erwiesenen oder doch mit Wahrscheinlichkeit anzunehmenden Fenster und Deckschollen bestätigen die aus der Betrachtung der Faziesverhältnisse gewonnene Anschauung von der Existenz einheitlicher und größerer Schubbewegungen in den Julischen Alpen. So müssen die zentralen Julischen Alpen (in einem Querschnitt durch das Isonzogebiet) auch noch in ihrer Mitte ihrer jungmesozoischen Vorlage (wohl 10 bis 15 km) aufgeschoben aufruhen. Ähnlich große Bewegungen dürften die gesamten Julischen Alpen des Isonzogebietes betroffen haben und überall müssen die inneren Gebirgsteile mehr oder minder weit über die äußeren Zonen vorgeglitten sein.

##### 5. Unabhängigkeit im inneren Bau der über einander geschobenen Zonen.

Ein Umstand, dem für die Erklärung der tektonischen Verhältnisse der Julischen Alpen eine nicht geringe Bedeutung zu kommt, ist die Tatsache, daß die einander überdeckenden tektonischen Einheiten selbständige, voneinander unabhängige Strukturen aufweisen. Läge hier ein einfacher, aus zerrissenen, über-schobenen Falten bestehender tektonischer Bau vor, so müßte die enge, ursprüngliche Zusammengehörigkeit von Mulden und Sätteln überall noch deutlich erkennbar sein.

Die Beobachtungstatsachen weisen aber nach einer anderen Richtung.

a) Die Polounik-Antiklinale (T. II, Fig. 6, T. III, Fig. 2). Der Polounik bildet am Südrande des Flitscher Beckens ein prachtvolles Gewölbe aus Dachsteinkalk, von ost-westlicher Streichrichtung, welches an einer Überschiebungsfäche der Julischen Außenzone aufruht. Während im Meridian von Karfreit noch beide Gewölbeflügel schön ausgebildet sind, reduziert sich gegen Westen hin der Südschenkel der Antiklinale. Beim Orte Serpenizza grenzt sich der aus etwas dolomitischen Gestein bestehende Kern der Wölbung an einer Randstörung unmittelbar am Flysch der Außenzone ab. Am Isonzoknie bei Saga streichen sogar die Nord fallenden Schichtbänke des Gegenflügels (Nordflügel des Gewölbes) bis an den Schubrand heran. Die westlich des Isonzoknies (bei Saga) den Saum der zentralen Julischen Alpen bildenden Dachsteinkalkmauern (Caningewölbe) bilden daher

nicht die tektonische Fortsetzung der Polounik-Antiklinale (siehe F. 1 u. T. I). Bei dieser Sachlage kann die dem Saume der zentralen Julischen Alpen unmittelbar vorgelagerte Julische Außenzone (mit ihrer jugendlichen Schichtfüllung) keineswegs als einfacher synkinaler Gegenflügel der Polounik- oder Caninwölbung angesehen werden. Die Erscheinungen sprechen nicht so sehr für eine unmittelbare nachbarliche Entstehung, sondern vielmehr für eine an getrennten Orten erfolgte Faltung beider Einheiten und für eine erst nachträglich entstandene Annäherung der zentralen Julischen Alpen und ihrer Außenzone, im Gefolge größerer Schubbewegungen.

b) Die Krnwölbung (Textfig. 1, T. II, F. 9—10, T. III, Fig. 1, T. I). Das Polounikgewölbe setzt sich meiner Auffassung nach in der damit noch örtlich zusammenhängenden Wölbung des Krn (Mt. Nero) fort, von welchem am Krn selbst nur mehr der flach gelagerte Scheitel und der Nordflügel erhalten ist. Gegen Osten hin (an der Tolminka) geht auch ersterer verloren. Östlich der Tolminka am Hruševce vrh (1569 m) tritt schon die im Norden an die Krnwölbung anschließende, hier zu einer steilen, gegen Süden überkippten Dachsteinkalkmulde zusammengepreßte Synklinale an den Schubrand heran, der die zentralen Julischen Alpen von ihrer Basalschuppe trennt. Weiterhin streichen die Dolomitgesteine des nächsten im Norden folgenden Gewölkerns (= Schlerndolomitantiklinale der Lužnica) an der Grenzstörung aus. Auch hier spricht aber die Unabhängigkeit der tektonischen Detailelemente der Schubmasse von jener der Unterlage für die Existenz größerer Schubbewegungen.

c) Es wurde schon die Tatsache hervorgehoben, daß sich sowohl in der Umrandung des Flitscher „Fensters“, als insbesondere in jenem von Vrsnik die Tektonik der die Becken umrahmenden Dachsteinkalkmassen unabhängig von jener der mesozoischen Füllung erweist. So streichen am Ostrand der Flitscher Senke die steil aufgerichteten Dachsteinkalke ebenso wie die über diesen transgredierenden Oberjurabreccien mit tektonischer Diskordanz über dem abweichend orientierten Flyschuntergrund aus (T. III, Fig. 2). In der Umrandung des Beckens von Vrsnik enden sowohl die steil gelagerten dolomitischen Schichten der tieferen Obertrias, als auch die Dachsteinkalke, und transgredierenden Oberjurakalke an der Schubbahn über der jurassisch-kretazischen Beckenfüllung. (T. III, Fig. 4.)

Diese Umstände sprechen ebenfalls für die Existenz größerer, einheitlicher Bewegungsvorgänge, die zwei bereits selbstständig gefaltete Massen übereinander geschoben haben.

## 6. Gegengründe gegen die Annahme einer einheitlichen Überschiebung der Julischen Alpen über ihre Außenzone; ihr Widerlegungsversuch.

F. Košmat, der selbst eine Anzahl bedeutender Überschiebungen in den Julischen Alpen nachgewiesen hat (zum

Beispiel Karfreit-Kirchheimer Überschiebung, Koblaüberschiebung usw.), machte einige sehr ernste Gegengründe gegen die von ihm erwogene, aber nicht gebilligte Annahme eines einheitlichen Aufschubs der zentralen Julischen Alpenteile über ihre Vorzone geltend.

Nach Koßmat stellen die mit Jura und Kreideschichten erfüllten Becken von Flitsch und Vrsnik nicht „Fenster“ dar, sondern entsprechen nischenartigen Einfaltungen der sedimentären Hangendecke, unter dem Einfluß von Osten her vordringender, transversaler Teilschuppungen. Nach Koßmats Annahme erscheinen die einzelnen Schollen der Julischen Alpen zwar sowohl longitudinal als auch insbesondere transversal ineinander geschoben, stünden aber im allgemeinen mit ihrer Unterlage noch durchaus in wesentlich autochthonem Verbande. (59.)

Für diese Auffassung spricht vor allem die Tatsache, daß am Nordrande und zum Teil auch am Südrande des Flitscher Beckens die Dachsteinkalke der zentralen Julischen Alpen (Polounik, Canin-Rombon) unter die kretazische Muldenfüllung absinken, so daß man zunächst durchaus den Eindruck eines normalen Verbandes zwischen Trias und Kreide gewinnt. Bei genauerem Studium verloren aber diese Beobachtungstatsachen an Beweiskraft, als es sich zeigte, daß die angeblichen Muldenfüllungen mit den Dachsteinkalken der Beckenumrahmung (sowohl bei Flitsch als bei Vrsnik und Na Skale) nicht durch einen normalen Schichtverband (oder Transgressionskontakt) verknüpft erscheinen, sondern an steilen oder flachen Störungsflächen von letzteren abgelöst werden können, ferner, als es sich ergab, daß am Ostrand des Flitscher Beckens (zum Teil auch am Südrande und vielleicht am Westrande) ein Unterteufen der triadischen Umwallung durch die kretazisch-jurassische Sedimentfüllung stattfinde, und schließlich, als es deutlich wurde, daß der jurassische Anteil der „Muldenfüllung“ (= Juraschappen am Südostrande des Beckens und im Slatenktale, Juraschollen unter den Dachsteinkalken des Polounik) zum Teil enge tektonische und auch stratigraphische Beziehungen zur „Basalschuppe“ der zentralen Julischen Alpen im Krngebiet aufweist, als deren Fortsetzung die genannten Schollen auch anzusehen sind. Die „Basalschuppe“ ist aber zweifellos um eine bedeutende Distanz der Julischen Außenzone aufgeschoben worden. An einer Stelle (am Sattel zwischen dem Polounik- und Krnzug) konnte sogar der Anschluß des Polounikgewölbes an die übrigen Teile der zentralen Julischen Alpen über die Jura-Kreidezone, die von der Flitscher Mulde herbeistreicht, hinweg beobachtet werden. (Siehe T. II, Fig. 8, T. III, Fig. 2.)

Es wird später dargelegt werden, daß trotz der von F. Koßmat mit Recht betonten Einwände, die Deutung der „Nische von Flitsch“ als Fenster unter der Voraussetzung sich bestimmen läßt, daß jüngere, steilere Aufschiebungen den älteren Überschiebungsbau betroffen und die Triasdecke und ihre jungmesozoische Unterlage miteinander noch verschuppt haben. Das

tektonische Bild erscheint hiedurch zwar komplizierter, aber die Beobachtungstatsachen fügen sich, wie mir scheint, dieser Auffassung ungezwungener ein.

Die italienischen Forscher (speziell O. Marinelli, 68, und G. Dainelli, 9), ferner jüngst mein sehr geschätzter Kollege E. Feruglio (4) haben bei ihren Darstellungen über die Tektonik der Friulaner Alpen sehr enge und normale Beziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Elementen angenommen. Ihr gegenseitiges Verhältnis wurde als einfacher Synkinal- und Antikinalverband, nur gelegentlich durch pieghe saglie kompliziert, gedeutet. Feruglio betont den Einfluß der letztgenannten stärker. Dieser letzteren Auffassung möchte ich durchaus beipflichten. Es scheinen nach Feruglio<sup>35a)</sup> einige Umstände dafür zu sprechen, daß auch in den westlichen Julischen Alpen (= östliche Friauler Alpen) häufiger Überschiebungskontakte vorkommen als bisher angenommen. Auch hier dürften sich bei der Erkenntnis der älteren Tektonik die Einflüsse jüngerer Bewegungsstörungen geltend machen, welche letztere die Schubflächen steil gestellt und Scheinkonkordanzen erzeugt haben. Dabei darf aber die Möglichkeit, ja sogar die große Wahrscheinlichkeit nicht außeracht gelassen werden, daß die im Isonzogebiet so deutlich erkennbaren Überschiebungen in den Friulaner Alpen (gegen die Piave) allmählich an Intensität einbüßen<sup>34)</sup> und sich die Gebirgsstruktur einem zerrissenen Faltenbau annähern wird.<sup>35)</sup>

Angesichts der klaren und einfachen tektonischen Verhältnisse, die besonders G. Dal Piz aus den Belluneser Alpen (Feltriner Alpen) beschrieben hat, kann es nicht wundernehmen, daß manche italienische Forscher, besonders in diesen regelmäßiger gebauten Gebieten arbeitend, der Überschiebungstektonik nicht jene Bedeutung beimesse, welche sich dem Geologen aufdrängt, der die prächtig erschlossenen, flachen Schub-schollenbaue der mittleren und östlichen Julischen Alpen studiert hat.

<sup>34)</sup> Bei gleichzeitiger Vergrößerung ihrer Zahl (Auflösung der Überschiebungen in Teilschuppen und Falten). (Siehe Zusammenfassung.)

<sup>35)</sup> Vgl. hiezu die Profile, die R. A. Boyer aus dem Piavegebiet mitgeteilt hat. (8 b.)

<sup>35a)</sup> Nach lichenswürdiger brieflicher Mitteilung. Dr. E. Feruglio wird demnächst in den Verh. d. geol. B.-A. Wien kurz über seine Ergebnisse berichten.

## D. Die mesozoische Geosynklinale der Julischen Alpen und die vorbereitenden Akte der Gebirgsbildung.<sup>36)</sup>

### 1. Allgemeine Bemerkungen.

Es ist eine für die geologische Geschichte der Julischen Alpen wichtige Frage, ihrem Entwicklungsgange in der Geosynklinalepoche nachzugehen und zu prüfen, ob und inwieweit sich der spätere tektonische Bau des Gebirges (speziell seine Schubschollenstruktur) schon in der Gliederung der geosynklinalen Teilgebiete vorgezeichnet findet. Es kann erwartet werden, daß sich die vorbereitenden Akte der Gebirgsbildung, gleichsam als Embryonalstadien des Gebirges, schon in der Sedimentation der Julischen Meeresmulde wiederspiegeln werden.

Es knüpft sich aber auch noch eine Frage allgemeinerer Bedeutung an die Betrachtung der Julischen Geosynklinale: Es gilt festzustellen, ob sich die südalpine Meeresmulde des Julischen Gebietes als Tiefenrinne in die angrenzenden Dinarischen Alpen fortgesetzt hat; ob also Südalpen und Dinariden (im engeren Sinne des Wortes) durch ein einheitliches Geosynkinalband verknüpft erscheinen und einem einzigen, zusammenhängenden Bildungsraum angehören, oder ob vielmehr ein ganzer oder teilweiser Abschluß des südalpinen Ablagerungsbereiches vom Dinarischen Becken angenommen werden kann. Von der Beantwortung dieser Frage im bejahenden oder verneinenden Sinne hängt zu nicht unwesentlichem Teile die Beziehung des alpinen zum dinarischen System ab.

### 2. Anzeichen einer Ost-West verlaufenden Festlandsschwelle (beziehungsweise submarinen Erhebung) am Südsaum der Julischen Meeresmulde.

a) Trias. In der älteren (unteren-mittleren) Triaszeit befand sich, wie F. Koßmat erwiesen hat, am Südfuße des östlichen Teiles der Julischen Alpen, im Bereich ihrer Außenzone ein aus älteren Gesteinen (metamorphen Schiefern und Grauwacken) gebildeter Festlandswall. Er wurde erst zur Zeit der ladinischen Stufe, vermutlich besonders von Norden her

<sup>36)</sup> Hier sollen nur einige wesentliche Ergebnisse bekanntgegeben werden. Eine genaue Darstellung der paläogeographischen Verhältnisse der mesozoischen Geosynklinale ist an a. O. geplant.

überflutet und versank erst in der Obertrias mehr oder minder unter dem Meeresspiegel. Er stellt vielleicht ein Rudiment eines älteren Gebirgsbaues dar.<sup>37)</sup>

Dieser Wall zieht sich vom Außenraum der Steiner Alpen (Serizitschiefergewölbe des Krainski reber) in die Außenzone der östlichen Julischen Alpen (Schiefergebiet des Blegaš und von Eisnern). Der ältere Gesteinskomplex wird nach Kōbmats Studien (40, S. 7, 44, S. 8—9) von einer weitverbreiteten Serie sandig-schiefriger Gesteine begleitet, deren ladinisches (unterkarnisches?) Alter sichergestellt ist. Letztere lagern dem Grundgebirge transgredierend auf und bestehen aus dessen Zerstörungsprodukten. Diese Gesteinsserie erweckte mir im Bačagebiete, wo ich sie zu studieren Gelegenheit hatte, geradezu den Eindruck einer triadischen Flyschfazies. Sie zieht am Außenraum der östlichen Julischen Alpen bis zum Tolmeiner Becken am Isonzo. Wenn auch im Isonzogebiet die Aufschlüsse nicht mehr so tief hinabreichen, um (im Bereich der Außenzone) tiefere als obertriadische Schichtglieder hervortreten zu lassen, so kann man doch auch hier das Fortstreichen der klastischen Mitteltrias wenigstens noch auf eine gewisse Erstreckung hin annehmen.

Es ist von Interesse, daß gerade im Bereich dieser, alte Grauwacken und transgredierendes Ladinikum umfassenden Zone (== Außenzone der Julischen Alpen) auch die Obertrias in einer von den im Norden und im Süden angrenzenden Räumen abweichenden Fazies entwickelt ist. Es herrscht hier in ganz prominenter Weise die Dolomitfazies vor (zum Teile Hornsteindolomite), gegenüber der im Norden (zentrale Julische Alpen) und im Süden (Vorlage [Stol-Matajur, Ternowaner Wald]) maßgeblichen Dachsteinkalkentwicklung.<sup>38)</sup> Dieser Befund scheint nun die Existenz einer in der Obertrias vorhandenen, submarinen Schwelle anzudeuten, welche bei ostwestlichem Verlaufe dem Zuge der Julischen Alpen vorgelagert war und an welcher die Existenzbedingungen für die Bildung von Dolomitbänken gegeben waren. Vergleiche hierzu die Mitteilungen von C. Götz in „Geol. Rundschau“, Bd. XII, 1921, Heft 3—5, über die Entstehung dolomitischer Gesteine in küstennahen Teilen des Meeres, unter dem Einfluß von Schutzkolloiden. In der Tat sind gerade die Dolomite der Julischen Außenzone und des Stols reich an bituminöser Beimengung (Boghead Lager des Mt. Musi, Starasella, Mt. Ciampone usw., 72, S. 7).<sup>39)</sup>

Die Julische Außenzone, in deren östlichem Teile die transgredierenden Mitteltriasbildung auftreten, trennt somit wenigstens auf größere Erstreckung hin den breiten Ablagerungsraum der Julischen (und Steiner Alpen) im Norden, von jenem der im Süden anschließenden Karstgebiete (Ternowaner Wald,

<sup>37)</sup> Das Alter der vermutlich paläozoischen Grauwackenserie ist unsicher.

<sup>38)</sup> Der scharfe Kontrast reicht westwärts bis ins Učatal hinein, scheint aber andeutungsweise noch bis zum Tagliamento hin erkennbar zu sein.

<sup>39)</sup> Dagegen sind die meiner Auffassung nach etwas strandferner (aber auch unter seichtem Spiegel) gebildeten Dachsteinkalke meist frei von solcher Beimengung und von hellweißer Färbung.

Bischofslack-Billichgrazer Karbon-Triasgebiet), in welch beiden eine vom Karbon bis in die oberste Trias reichende, lückenlose Schichtfolge vorliegt. Es kommt so der Julischen Außenzone in der Triaszeit in gewissem Sinne die Rolle einer Scheide zwischen dem echt südalpinen Ablagerungsgebiet und der aus dem Südosten heraufziehenden dinarischen Sedimentmulde zu. Da sich eine analoge Fasziesscheide (mit mächtig entwickelter ladinischer Schiefer-Sandsteinentwicklung) auch noch am Außenraum der Steiner Alpen und östlich davon (bis über Cilli hinaus) annehmen läßt, so kann vorausgesetzt werden, daß schon während der Triaszeit der Ablagerungsraum der Südalpen von jenem der Dinarischen Alpen zeitweise ganz oder teilweise durch eine Ost-West orientierte Festlandsschwelle unterbrochen war. Eine weitere Ausgestaltung dieser Landschwelle ist vermutlich im Verlaufe der Triaszeit vor sich gegangen, worauf schon das Auftreten mächtiger ladinischer Eruptionen hinweist. Der Festlandsrücken scheint sich während der Trias, wie die Transgressionen an seiner Nordseite, die Diskordanzen und groben Sedimente (Raiblerstufe!) an seiner Südseite (im Idricegebiet) erweisen, in südlicher Richtung erweitert zu haben; beziehungsweise sich dorthin verschoben zu haben. (Trockenlegungen und Abtragungen in ladinisch-karnischer, auch norischer Zeit<sup>40)</sup>, in einer an die Schwelle sich im Süden angliedernden Randzone, über welche zeitweise Überflutungen hinübergegriffen haben!)

b) Lias-Jura. Noch deutlichere und sichere Anzeichen für das Vorhandensein einer den Ablagerungsraum der Julischen Alpen im Süden begrenzenden Festlandsschwelle liegen aus der Jurazeit vor. Der Verlauf der Landschwelle (beziehungsweise der submarinen Aufwölbung) erscheint aber gegenüber dem triadischen Erhebungsgürtel, der in der Julischen Außenzone festgestellt wurde, weiter gegen Süden gerückt. Die liasisch-jurassische Aufragungszone findet sich bereits in der Vorlage der Julischen Alpen, im Ternowaner Hochkarst und seiner östlichen Fortsetzung (Matajur, Dome von Tarcento) angedeutet. Es gebührt O. Marinelli das Verdienst, auf Grund der vergleichenden Betrachtung der jurassisch-kretazischen Faziesbildungen zuerst auf die Existenz einer dem Ablagerungsraum der Julischen Alpen vorgelagerten Schwelle, die er sich als eine submarine vor-

---

<sup>40)</sup> Vgl. hiezu 44, S. 43, 49, S. 74 und 54.

stellte, hingewiesen zu haben (68, S. 48 bis 52). Sie wäre in der Jurazeit von einem Korallriffgürtel gekrönt gewesen, und an ihr wären in der Kreide mächtige Rudistenkalke (Facies  $\alpha$  Camaceæ Marinellis) entstanden, während in dem nördlich davon gelegenen, tieferen „jurischen“ Becken die calcari selciferi (= Hornsteinkalke) des Jura und der Kreide sich gebildet hätten.

F. Koßmat wies, dieser Meinung zustimmend, auf lokale Unterbrechungen in der jurasischen Sedimentation an dieser Landschwelle (Transgression des Oberjura) im nördlichen Ternowaner Wald hin (40, S. 16, 60, 92).

Meine eigenen Studien ergaben den Nachweis für das Vorhandensein sehr ausgedehnter Landaufragungen (nicht nur submariner Schwellen) am Südsaum der julischen Meeresmulde der Jurazeit. Ihre Existenz wird durch die klastische Beschaffenheit der Formation und durch ihre Zusammensetzung aus einem triadischen Ablagerungsschutt besonders erwiesen (131, S. 52, 132). (Siehe T. III, Fig. 7a und b.)

F. Härtel (33 c) hat in einer fast gleichzeitig mit meiner Isonzoarbeit erschienenen Mitteilung die Resultate seiner, die Entwicklung der Julischen Alpen im Jura betreffenden Studien kurz mitgeteilt. Er kommt in Übereinstimmung und Erweiterung der bisher geäußerten Meinungen zur Anschauung, daß die julische Meeresmulde im Lias und Dogger durch eine Erhebungswelle gegen Süden hin vollkommen abgeschlossen war und daß nur während des Oberjura eine unvollkommene, teilweise Kommunikation mit dem dinarischen Ablagerungsraum bestanden hat, eine Auffassung, die sich auch mit meinen Aufnahmsergebnissen gut vereinbaren läßt.

Über den genaueren Verlauf der Landschwelle können (meiner Auffassung nach) folgende Angaben gemacht werden: Im Ternowaner Wald hat Koßmat (60, S. 92, 60 b) das Übergreifen des Oberjura bis auf Dachsteinkalk beschrieben, wobei auf kurze Distanz hin der konkordante Verband mit dem Dogger aufhört. Dies zeigt an, daß hier eine aus dem Jurasammende (vor-oberjurassische) breite Wellung vorliegt, welche die Schichten des Tithon schon transgredierend überdeckt haben. Die Achse der Aufwölbung lag im südlichen Teil des Ternowaner Waldes und setzte sich westwärts wohl in das Gebiet des Matajur fort. Denn die Züge des östlichen Stol und des Kolowrat, die unmittelbar nördlich der vorausgesetzten Schwelle liegen, zeigen in ihren Juraschichten die mächtigste Anhäufung konglomeratischer Bildungen (131, S. 57). Im nördlichen Ternowaner Wald ist die Schichtlücke am größten (zwischen Obertrias und Tithon). Sie ist auch am Matajur in der Diskordanz zwischen Dachsteinkalk (beziehungsweise Lias) und transgredieren-

dem Senon<sup>41)</sup> erkennbar. Die ost-westliche Erhebungszone dürfte indessen nicht als geschlossener Wall zu betrachten sein. Am Stolzuge tritt gegen Westen hin — am Stol selbst — die konglomeratische Juraentwicklung aufällig zurück. Es wird hier eine an die Fazies der „grauen Kalke von Südtirol“ und an die Südtiroler „Oolithe“ erinnernde Ausbildung in Lias und Dogger vorherrschend, wie sie auch im Südteil des Ternowaner Waldes bekannt ist (60, S. 89, 60 b). (Dichte Liegendkalke F. Koßmats, Juraoolithe.) Vielleicht liegt hier (im Stolzuge) eine Stelle vor, an welcher das südalpine Jurameer mit dem dinarischen in offener, wenn auch seichter, Verbindung gestanden war.

Wahrscheinlich war der jurassischen Meeresmulde des juli-schen Gebietes eine Reihe domartiger, langgestreckter Aufwölbungen vorgelagert, in welchen die ersten Ansätze zu den später in der Oberkreide so deutlich in Erscheinung tretenden Ellip-soiden (Dome des Matajur, von Tarcento usw.) zu erblicken sind. In der Jurazeit war also der südalpine Ablagerungsbereich der Julischen Alpen in sehr vollkommener Weise von jenem der angrenzenden Dinariden ge-schieden. Eine Ost-West verlaufende Land- oder Inselschwelle bildete eine scharfe Scheide, eine Anschauung, die schon Härtel (33 c) zum Ausdruck gebracht hat.

c) Unterkreide. F. Koßmat und F. Härtel haben darauf hingewiesen, daß die den Julischen Alpen eigentümliche (jurassische) Fazies hornsteinführender Plattenkalke in der Unterkreide weiter nach Süden ausgegriffen hat und auch noch in jenem Raum zum Teil zur Herrschaft gelangt ist, in welchem der Jura als Strandbildung (oder überhaupt nicht) zur Ablage-rung gekommen war. Der Ablagerungsbereich der julischen Meeresmulde hat sich also in der Unterkreide nach Süden hin erweitert.

Erst im Bereich des Ternowaner Waldes deutet sich am Südrande (im Zuge des Mt. Santo-San Valentino) ein Seichterwerden durch das Auftreten mächtiger, unterkretazischer Karstkalke und Dolomite (mit Fisch-schiefern) an (88 und 60, S. 94).

Im Bereiche der westlichen Julischen Alpen besteht nach Marinielli ein analoger Unterschied zwischen den in der Vorlage (= Dome von Tarcento) auftretenden (unterkretazischen) Camaceen-Fazies einerseits und der auf die Julischen Alpen beschränkten Hornsteinplattenkalkentwicklung anderseits (68, S. 48—50). Ähnliche Faziesgegensätze (Hornsteinplattenkalke in der julischen Mulde, Rudistenkalke in der Vorlage) scheinen auch noch zum Teil bis in die Mittelkreide hineinzureichen, wenngleich damals die Rudistenkalkentwicklung auch im Bereiche der Julischen Alpen größere Ausbreitung gefunden hat.

---

<sup>41)</sup> Vermutlich transgrediert auch hier der Oberjura (131, S. 56).

In der Oberkreide verliert sich mit der teilweisen Auffaltung der Julischen Meeresmulde und ihrer Landwerdung mehr und mehr der Kontrast zwischen dieser inneren, marinen Depression und der südlich vorgelagerten Aufwölbungszone. (Siehe die folgenden Seiten.)

Fast während des ganzen Mesozoikums war der Ablagerungsraum der Julischen Alpen (zentrale Julische Alpen, Vorzone, zum Teil auch der Nordrand der Vorlage) von jenem der angrenzenden dinarischen Gebiete durch eine Festlandschwelle und einen Riffgürtel geschieden. Dieser Umstand spricht zugunsten der Abtrennung der südalpinen Geosynklinale von dem dinarischen Sedimentationsgebiet.

3. Nachweise einer Ost-West verlaufenden, südalpinen Geosynklinale im Bereich der Julischen Alpen und Anzeichen gebirgsbildender Vorgänge in derselben.

a) Trias. Die zentralen Julischen Alpen zeigen ebenso wie die als ihre Fortsetzung aufgefaßten Steiner Alpen, Menina-Ravna gora im allgemeinen eine sehr mächtige, durch keine klastischen Einschaltungen unterbrochene, kalkig-dolomitische Entwicklung der höheren Trias.

Diese einheitliche Kaik-(Dolomit-)Fazies, welche stellenweise schon in der mittleren Trias (in der ladinischen Stufe oder sogar im alpinen Muschelkalk) einsetzte, umfaßt überall die gesamte Obertrias und reicht, wie vermutet werden kann, auch noch in den älteren Lias hinauf. Hornsteinführende Plattenkalke (Pokluka, Steiner Alpen) und Hallstätter Kalke (Wocheiner Tunnel, Wocheiner Feistritz) schalten sich gelegentlich in die normale Dachsteinkalk-Fazies ein.

Der in ost-westlicher Richtung orientierte Bereich der zentralen Julischen Alpen (und ihrer Fortsetzung) entsprach in der Triaszeit einer stetigen, marinen Depression, in welcher entfernter von den Mündungen der Küstenflüsse vorwiegend organogene Sedimente, unter kontinuierlicher, aber keineswegs mächtiger<sup>42)</sup> Wasserbedeckung, sich bilden konnten.

Sowohl mit Annäherung an den Nordrand der Julischen Alpen (und Steiner Alpen), als auch an den Südrand, treten die Anzeichen terrigener Einschaltungen in der Sedimentfolge, besonders im Raibler Niveau, aber auch in tieferen Etagen, hervor. (Zum Beispiel klastische karnische Schichten am Nordwestrande der Julischen Alpen im Raibler und Fellatalprofil, die gegen Süden auskeilen; klastische Raibler Einschaltungen in der Košuta [= nördlicher Randwall der Julischen Alpen], die weiter südlich fehlen, wie die rein kalkigen, mittel-obertriadischen Profile der anschließenden Julischen Alpen-

<sup>42)</sup> Vgl. hiezu die grundlegenden Bemerkungen in C. Dieners Werk: Die marinen Reiche der Triasperiode (16 b, S. 118 bis 119).

teile erweisen; Transgression klastischer-grobklastischer, ladinisch- (karnischer?) Pseudo-Gailtaler Schichten am Südsaume der Julischen und Steiner Alpen usw.)

Aus diesen hier nur angedeuteten Beziehungen kann geschlossen werden, daß der Ablagerungsbereich der Julischen Alpen in der höheren Triaszeit einer im wesentlichen ost-westlich orientierten, südalpinen Meeresmulde entsprochen hat, die sowohl gegen Norden als auch gegen Süden von steichten Meeres-teilen und Landschwellen begrenzt war.

b) Lias-Jura. (Siehe Taf. III, Fig. 7a, b, Textfig. 2 und 3.) Interessanter und vielgestaltiger sind die Faziesverhältnisse der jurassischen Meeresmulde des Julischen Gebirges. Während größerer Abschnitte der Lias-Jurazeit standen die gesamten Julischen Alpen (Košuta, zentrale Julische Alpen und Außenzone) unter einer einheitlichen Meeresbedeckung (besonders im Lias und Oberjura). Es bildete sich eine in fortschreitender Senkung begriffene Tiefenrinne aus, in welcher, ihrem Südrand genäbert, sehr mächtige, zum Teil überaus foraminiferenreiche (Globigerinen-) Kalkmergel und Kalke zum Absatz kamen (131, S. 118, 132, 33 b). Ihr Verlauf fällt im allgemeinen mit der julischen Außenzone und den anschließenden Teilen der zentralen Julischen Alpen (Basalschuppe) zusammen (131, S. 118).

Im Randteil dieser Sedimentmulde spiegelt sich die andauernde Aufwölbung der sie im Süden begrenzenden Landschwelle deutlich wider. Die hier bis zu und über 1000 Meter Mächtigkeit erschlossenen Jurabildungen, die in manchen Profilen immer wieder grobklastische Einschaltungen erkennen lassen, finden nur durch die Annahme eine plausible Deutung, daß sie entlang einer in Aufbiegung und Abtragung befindlichen Zone entstanden sind. Von dort her wurde eben ständig grober Schutt der Senkungsmulde zugeführt (131, S. 117, 118, 132).

Bei meinen Aufnahmen im Isonzogebiet hat sich in deutlicher Weise der Übergang jurassischer Strandbildungen in solche tieferen Wassers (bathyaler Entstehung?) in der Richtung von Süden gegen Norden hin ergeben. Im Matajur- (und Ternowaner Wald z. T.) steht man noch vielfach im Bereich einer jurassischen Landschwelle. Im östlichen Stolzuge und in Kolowrat erscheinen in der hier mächtig entwickelten jurassischen Sedimentfolge bedeckende, zum Teil auch grobklastische Schutt Mengen (große Breccien und Kri-noidenbreccien) eingeschaltet; in der Julischen Außenzone des Isonzogebietes

sind die Breccienlagen spärlicher und vorwiegend feinkörniger. Krinoiden und Strandkorallen sind nicht mehr anzutreffen; dagegen sind Hornsteinlagen charakteristisch (*calcari scleriferi*). In der Basalschuppe (der zentralen Julischen Alpen) herrscht eine vermutlich vom Lias bis fast an die Kreidegrenze reichende, lückenlose Schichtentwicklung von mehr dünnbankigen, auffallend rot und rosarot gefärbten, feinkörnigen Mergelkalken und Kalkmergeln vor. Sie erweisen sich bei mikroskopischer Untersuchung sehr reich an Foraminiferenschalen (*Globigerinen*) und enthalten Hornsteinbänke. In manchen Schliffen entspricht das Gestein direkt einem Globigerinenkalk. Außerdem finden sich zahlreiche Textularien und Discorbinen. Diese Schritte zeigen ein ganz analoges Bild wie jene der *Couches rouges*. Dieselbe Foraminiferenfauna führen am Isonzo auch fossilführende (Aptychen, Ammoniten enthaltende) Lias-Jurabänke. Es ist hier also eine alpine Globigerinenfazies des Jura erwiesen. Grobe, klastische Einschaltungen (Breccien) fehlen nahezu vollständig. Fossilien (außer Mikroorganismen) sind leider bisher nicht bekannt geworden. Radiolarienreiche bunte Kieselschiefer erscheinen mit den Mergelkalken eng verknüpft.

In den zentralen Julischen Alpen machen sich wieder Diskordanzen in der Schichtfolge geltend (transgressiv-diskordantes Übergreifen des Oberjura auf Dachsteinkalk; zum Teil grobklastische Oberjuraschichten). Hier ist also die Achse der jurassischen, tieferen Meeresrinne schon überschritten (siehe Fig. 2, 3).

Eine ähnliche Faziesverteilung, wenn auch nicht mehr so scharf ausgeprägt, scheint auch noch in den westlichsten Teilen der Julischen Alpen herrschend zu sein, worauf zum Teil schon O. Marinelli (68, S. 48) aufmerksam gemacht hat. In den Domänen von Tarcento liegen jurassische (tilho-nische) Seichtwasserbildungen vor. In der Synklinale von Venzone (Südflügel), die der streichenden Fortsetzung der julischen Außenzone entspricht, ist der Lias-Jura in der auf eine etwas strandfernere Bildungsweise deutenden Horsteinplattenkalk- (und Mergelkalk-) Entwicklung erkennbar. Im überkippten Nordflügel dieser Mulde, der sich enge an die Fortsetzung der zentralen Julischen Alpen des Isouzogebietes anschließt, erscheinen hinwiederum (auf Grund meiner kurisorischen Begehungen) Krinoidenkalke vom Hierlatztypus unmittelbar von oberjurassischen Breccien und Mergelkalken überdeckt.

Ein Querschnitt durch die östlichen Julischen Alpen zeigt nach Koßmats (40, 59 usw.) und Härtels (33 c, 33 b) Angaben eine Zone stetiger jurassischer Sedimentation in der Julischen Außenzone und eine lückenhafte, vorwiegend auf ein seichteres Bildungsmedium (zum Teil Festland) deutende Schichtfolge in den südlich (Ternowaner Karst) und nördlich (Wohheimer Gebiet) auschließenden Räumen.

Die Julischen Alpen ergeben für die Lias-Jurazeit das Bild einer im Norden und Süden von seichteren Räumen begrenzten, südalpin verlaufenden Meeresmulde, deren stetig tiefere, (aber kaum abyssale) Teile in der Julischen Außenzone und der Basalschuppe (der zentralen Alpen) gelegen waren.

Faziesdifferenzen der jurassischen, julischen Meeresmulde in der Ost-Westrichtung (siehe Textfig. 2 bis 3). Nicht nur in einem von Norden nach Süden gezogenen Profilschnitt, sondern auch in einem Ost-West-Profil durch die Julischen Alpen zeigen sich Änderungen in der Schichtentwicklung (in Streichen), auf die schon F. Härtel (33c) hingewiesen hat. Im allgemeinen nimmt die Bildungstiefe der Sedimente gegen Westen hin ebenso wie ihre Feinkörnigkeit zu.

In den östlichen Teilen der zentralen Julischen Alpen (Poklukaplateau) befindet sich nach Diener und Härtel der (Mittel-) Lias in transgressiver Lagerung über (unternorischen) Dachsteinkalken (15, S. 697, 36, S. 183). Die Mergelserie, welche die strandnah gebildete Hierlatz-Liasausbildung bedeckt, enthält grobklastische Lagen (kohlige Sandsteine) eingeschaltet. In der Basalschuppe der östlichen Julischen Alpen (= überkippte Jurazone F. Kobmats) herrscht noch die mächtige Krinoidenkalkentwicklung des Lias (wie in der Wochein) vor.

In den weiter westlich durch die Julischen Alpen gelegten Querschnitten (Isonzogebiet) folgt der Lias konkordant über dem Dachsteinkalk und ist in der zum Teil noch in den Oberjura hinaufreichenden Fazies roter (hornsteinführender) Mergelkalke ausgebildet. Die Hierlatzentwicklung fehlt oder tritt ganz zurück.

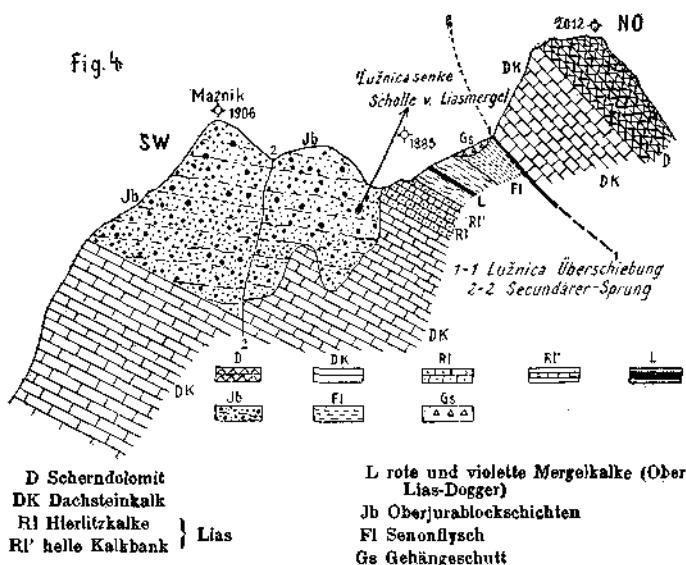
Auch im Bereich der Julischen Außenzone läßt sich eine Vertiefung des Meeres, beziehungsweise eine küstenfernere Bildungsweise seiner Sedimente von Osten nach Westen hin erkennen.

In der Porezenzone F. Kobmats (= Außenzone der östlichen Julischen Alpen) ist die jurassische Schichtfolge bis zu einer Mächtigkeit von etwa 1100 m (40, S. 14) entwickelt. Sie ist hier fast vorwiegend aus mergelschiefrigen Sedimenten (Fleckenmergelkazies, Dachschiefer des oberen Jura) zusammengesetzt. Dagegen tritt gegen Westen hin (im Isonzogebiet) die schiefrig-mergelige Ausbildung zurück; foraminiferenreiche Hornsteinplattenkalke mit Breccien gewinnen die Oberhand. Noch weiter westlich (im Raum zwischen Isonzo und Tagliamento) verlieren sich auch die Breccienlagen mehr und mehr, und die Mächtigkeit der (jurassischen) Fazies der calcari selciferi, die in gleicher Ausbildung noch bis in die mittlere Kreide hinaufzureichen scheint, nimmt ab. (Vorherrschend mittel-, dünnplattige, oft rötlich verfärbte Hornsteinplattenkalke.)

Aus diesen Angaben erhellit, daß die Julische Meeresmulde in der Richtung von Osten nach Westen an Tiefe und Landferne zugenommen hat. Am Tagliamento herrschen, soweit erkennbar, vollständigere Profile, feinkörnige Kalksedimente und geringere Schichtmächtigkeiten vor, in den östlichen Julischen Alpen sind größere Sedimentdicken und stärkere klastische Beimengungen (Mergelschiefer und Kalkbreccien) zu erkennen.

Für die jurassische Geschichte der Julischen Alpen ist somit die Existenz einer südalpin (Ost-West) verlaufenden, gegen Osten ausflachenden<sup>43)</sup> Meeresdepression kennzeichnend, welche den julischen Ablagerungsbereich der Jurazeit als unmittelbare Fortsetzung jenes der Südtiroler Dolomiten und der Karnischen Alpen erscheinen läßt (M. Gortani, 31 b, G. Dainelli, 9, G. Geyer, 24 c); ein weiterer Hinweis auf die Selbständigkeit der südalpinen Geosynklinalen von jener der angrenzenden dinarischen Gebiete.

Anzeichen mitteljurassischer Gebirgsbewegungen (Textfigur 4). Aus der Verbreitung und den



verschiedenen Mächtigkeiten der triadischen und vor allem der jurassischen Sedimente kann auch geschlossen werden, daß ihr Ablagerungsraum durch tektonische Bewegungen (Aufwölbungen und Muldensenkungen von langer Dauer) vorgezeichnet war. Meine geologischen Aufnahmen in den zentralen Julischen Alpen des Isonzogebietes haben den exakten

<sup>43)</sup> Ich möchte es aber nicht für ausgeschlossen halten, daß sich die jurassischen Meere wenigstens zeitweise auch noch in die Außenzone der Steiner Alpen fortgesetzt haben. Unsichere Anzeichen bestehen (Siehe später).

Beweis für die Existenz auch echter gebirgsbildender Bewegungen innerhalb des Jura (Doggers?) ergeben, welche in der diskordanten Auflagerung der oberjurassischen (ammoniten- und krioidenreichen) Bockschichten über geeignete Dachsteinkalk- und Liasbänke ihren Ausdruck finden (131, S. 18 bis 22, mit Profilen). Es ist wohl eines der großartigsten und interessantesten geologischen Bilder, das sich hier im Herzen der Julischen Alpen, im Krn-(Mt. Nero-)gebiet erkennen lässt: In die tief erodierten Schluchten und Furchen des Dachsteinkalk-(Lias-)gebirges legen sich aus Trümmerwerk zusammengefügte, gewaltige oberjurassische Blockbildung ein, in ihrem roten Zement von Crinoiden- und Ammonitenschalen (auch Aptychen) erfüllt. (Kimmeridge-Transgression.) Die Aufnahmen der letzten zwei Jahre haben die weitere Verbreitung der oberjurassischen, transgredierenden Blockschichten kennengelernt und gezeigt, daß sie bei ostwestlicher Haupterstreckung im Südteil der zentralen Julischen Alpen (zwischen dem Flitscher Becken und der Tolminka) auftreten.<sup>44)</sup> Es muß sich hier in mitteljurassischer Zeit eine Art antiklinaler Aufbiegung vollzogen haben, über welche der ältere Jura schon vor der Transgression der Oberjura zum großen Teil abgetragen war.<sup>45)</sup>

Es liegen hier wohl die Ausläufer jener Gebirgsbewegungen vor, welche in kretazischer und altertiärer Zeit die Julischen Alpen gerade am Rande der zentralen Gebietsteile und in der Außenzone zu Falten zusammengepreßt und überschoben haben.

c) Unterkreide: Auftreten einer unterkretazischen Fleckenmergel- und Flyschfazies im Bereich der zentralen Julischen Alpen (speziell in der Basalschuppe). (Siehe Fig. 2 und Fig. 3.)

An den Profilen durch die Basalschuppe der zentralen Julischen Alpen (aber auch im Profil der Bavšiča) zeigt sich über den roten Kalken ein sehr markant ausgebildetes Niveau schwarzer, gelber und graugrüner Kieselschiefer, Kieselmergel (Radiolarite), von dunklen erzreichen Mergelschiefern, schwarzen Schiefern und grauen und roten Mergeln begleitet<sup>46)</sup>, das zweifelsohne einen höheren Abschnitt der Juraformation, und zwar, wie

<sup>44)</sup> Diese strandnahen Aptychenkalke (transgredierende Seichtwasserbildungen) enthalten, wie ein Schliff zeigte, die typische *Calpionella alpina* (eine Tithonform).

<sup>45)</sup> Das weiter nördlich folgende Profil der Bavšiča (nordöstlich Flitsch) zeigt wieder eine Vervollkommenung der jurassischen Schichtfolge an.

<sup>46)</sup> In meiner Isonzoarbeit (131, S. 29) habe ich in diesen und den nächstgenannten Schichten mittleren oder oberen Jura vermutet.

ich jetzt glaube, dem „Oberjura“ angehört. Es wird konkordant von über 200 m mächtigen, graugrünen und auch rötlich gefärbten Mergeln überdeckt, die dem Aussehen nach ganz an die nordalpinen Neokomfleckenmergel erinnern. Ich glaube kaum fehlzugehen, wenn ich in diesen letzteren Schichtserie ein Äquivalent der Unterkreide (älteren Kreide) erblicke. Das Auftreten dieser ausgesprochen klastischen Fazies über der stark organogenen (Foraminiferen!) Kalkfazies des Jura deutet auf eine vermehrte Zufuhr terrigenen Materials und auf namhafte Abtrags- und Gebirgsbewegungen im Rücklande (innere Teile der zentralen Julischen Alpen) hin.

In einzelnen Schollen am Südgehänge des Krnrückens, konnte sogar ein Übergang der Fleckenmergelentwicklung der Unterkreide in eine Flyschausbildung beobachtet werden (siehe Figur 2). Hier entwickeln sich bei völliger Konkordanz aus den erwähnten bunten Kieselschiefern rote und graue, noch hornsteinführende Kalk- und Kalkmergel (wenige Meter), die durch eine Wechsellagerung grüner Mergel und Sandsteine vom Flyschtypus verdrängt werden. Fleckenmergel lagern ihnen auf. Für das altkretazische Alter dieser Flyschbildungen<sup>47)</sup> spricht nicht nur ihre allmäßliche Entwicklung aus dem Komplex oberjurassischer, harter Kieselschiefer, sondern auch die Tatsache, daß sich Gerölle gleichartiger Flyschgesteine sehr häufig in den übergreifenden Oberkreide-Flyschbildungen auffinden ließen.<sup>48)</sup>

In der Außenzone der Julischen Alpen und auch noch im Nordteil der Vorlage herrscht zum Teil bis in die Mittelkreide hinein die Fazies Foraminiferenreicher, hornsteinführender Plattenkalke vor.

Das Bild der unterkretazischen Geosynklinale der Julischen Alpen läßt in einem Schnitte durch das Isonzogebiet folgendes hervortreten: In den innersten Teilen der Julischen Alpen befand sich ein Abtrags- und Erosionsgebiet, an dessen Südsaum zunächst bunte, auch geröllführende Mergel und Kalkmergel und Flyschgesteine (älterer Kreidesflysch) zur Ablagerung gelangt sind. Sie gehen südwärts in eine Fleckenmergelfazies über. Letztere zeigt gegen die Julische Außenzone hin eine Wechsellagerung mit Hornsteinplattenkalken und einen Übergang in die reine Hornsteinplattenkalkausbildung der Woltschscher Kalke (Julische Außenzone und Nordteil der Vorlage), welche schließlich bis zu den wohl schon auf einer submarinen Schwelle gebildeten, unterkretazischen Chamidenkalke des Mt. Santo (im Südteil des Ternowaner Waldes), beziehungsweise bis an die altkretazische Camaceenfazies der Dome von Tarcento heranreichte.

Auch in der Unter-Kreidezeit deutet sich also die im allgemeinen ostwestliche Erstreckung des julischen Ablagerungs-

<sup>47)</sup> K o ß m a t hatte diese Schichten samt den mächtigen roten Mergelkalken zur Oberkreide gezogen.

<sup>48)</sup> Sowohl im Flitscher Becken als im Plečagebiete (Krngehänge).

bereiches und seiner Faziesbezirke (aus den östlichen Julischen Alpen bis über den Tagliamento hinaus) an. Die Achse der marinen Depression ist aber gegenüber jener der Jurazeit weiter nach Süden gerückt.

Von Wichtigkeit erscheint mir die Auffindung eines mutmaßlichen Neokomflysches im Bereich der Julischen Alpen. Hierdurch ist die Analogie mit der nordalpinen Faziesentwicklung, die schon durch die Hallstätterkalke der Trias, durch Hierlatzkalke im Lias, durch die bunten Kieselschiefer des oberen Jura gegeben war, um ein weiteres Merkmal vermehrt. Sie ist aber auch ein sicherer Hinweis auf die Existenz namhafter Gebirgsbewegungen im Rücklande (innere Teile der Julischen Alpen). Es kann vermutet werden, daß die schon in der Mitteljura-zeit nachweisbaren Aufwölbungen weitere Fortschritte gemacht, und größere Teile über den Meeresspiegel aufgefaltet und der Abtragung unterworfen haben.

d) Mittelkreide: Sehr interessante, aber nicht hinreichend geklärte Verhältnisse, zeigt die Ausbreitung der zum großen Teil nur auf sekundärer Lagerstätte (als Geröllmassen) in den Julischen Alpen bekannt gewordenen mittelkretazischen (etwa cenomanen-turonen) Ablagerungen.

In bestimmten Räumen (speziell im mittleren Isonzogebiet) sind ganz gewaltige Massen von Rudistenkalk (auch Korallenkalke und Oolithe) schon in einer der Oberkreide (Senon) vorangehenden Festlandsperiode (im Turon?) der Abtragung zum Opfer gefallen. Auf die Bedeutung und Ausdehnung dieser vorsenenonischen Festlandsperiode im Isonzogebiet habe ich a. a. O. eingehender hingewiesen (131). (Erosionsdiskordanz zwischen Senon und Unterkreide im Kolowrat-Zug und nördlichen Ternowauer Wald, zwischen Oberjura und Senon in der Außenzone [von Karfreit bis Sagaj], zwischen Trias [Lias] und Senon am Matajur und in der Uceamulde bei Gnivizza.)<sup>48a)</sup>

Andererseits scheint nach meinen Beobachtungen der letzten Jahre in gewissen Zonen (speziell in Teilen der Julischen Außenzone) die Meeresbedeckung auch die Grenze zwischen Mittel- und Oberkreide (Senon) überdauert und gerade hier die Ablagerung hornsteinführender Plattenkalke (calcare sciciferi) auch noch in der Mittelkreide fortgedauert zu haben. Der Eintritt des Senons prägt sich in diesem Raum dann nicht durch ein transgressives Übergreifen der Senonbänke, sondern durch eine allerdings auffällige Änderung im Faziescharakter (Mergel und Flyschfazies, grobe Breccienlagen) aus.

<sup>48a)</sup> Zusatz während der Korrektur: Auf die Existenz dieser Diskordanz hat auch E. Feruglio (Sulla posizione trasgrossiva del Senoniano e dell'Eocene nelle Prealpi Giulie Boll. della Soc. Geol. It. Vol XLI, 1922. Fasz. 3, p. 221 ff.) jüngst hingewiesen.

Ich glaube, einen solchen konkordanten, allmählichen Übergang der Hornsteinplattenkalke in die oberkretazischen Flyschbildungen des Senons in dem Profil des Mrzli vrh (nordwestlich Tolmejns) und östlich der Tolminka (ober Čadra) im Bereich der Außenzone annehmen zu können. In dem westlichsten Teil der (verlängerten) Julischen Außenzone (Venzonemulde) entwickeln sich die Flyschgesteine (Mergel)<sup>49)</sup> ebenfalls völlig konkordant und allmählich aus der unterlagernden Serie des calcari selciferi. Nach Košmat ist schließlich auch im östlichen Teil der Julischen Außenzone, im Porezenprofil, eine konkordante, lückenlose Lagerung der Oberkreidemergel über den Woltschacherkalken der tieferen Kreide erweisbar.

Es ergibt sich daraus, daß in Teilen der Julischen Außenzone, auch noch in der Mittelkreide eine konstante marine Depression bestanden hat. Hier hat augenscheinlich die Bildung der (Foraminiferen- und hornsteinreichen) calcari selciferi fortgedauert, während südlich davon, besonders in der Vorlage<sup>50)</sup> der Julischen Alpen, mächtige Rudistenkalke entstanden sind. Letztere sind zum Teil schon vor der Transgression des Senon einer zwischengeschalteten Erosionsperiode zum Opfer gefallen und erfuhren sodann in der Obersten Kreide eine weitere bedeutende Denudation (Rudisten-Blockbreccien des Senon).

Am Saume der zentralen Julischen Alpen rechne ich einen Komplex charakteristischer, roter Breccien (zum Teil Trümmerbreccien), der Rudistenreste auf primärer Lagerstätte enthält, der Mittelkreide zu. Er transgrediert über Dachsteinkalk und enthält große Blöcke von diesem. Diese roten Blockmergel gehen im Hangenden in feinkörnige Flyschsandsteine und Mergel über, die ich als mittelkretazischen Flysch auffassen möchte. Näheres hierüber wird a. a. O. mitgeteilt werden.

#### Anzeichen mittelkretazischer Gebirgsbewegungen.

Es fällt die Tatsache auf, daß die Mittelkreide gerade in jenen Räumen, in denen die Rudistenkalkfazies zu konstatieren ist,<sup>51)</sup> bald nach ihrer Ablagerung (Vorsenon und im Senon) einer Abtragung unterlag und daß eben in diesen Zonen, wie noch gezeigt werden wird, das Senon durch das Auftreten besonders grober und mächtiger Schuttbildungen gekennzeichnet ist.

<sup>49)</sup> Hier herrschen graue Mergel vor. Sie enthalten gelegentlich Sandsteinbänkchen, so daß die Bezeichnung Flysch noch gerechtfertigt erscheint.

<sup>50)</sup> Stol Kolowrat, Matajurgebiet, Ostrand des Ternowaner Waldes.

<sup>51)</sup> Als gewaltige, aus der Nähe stammende Blockeinschlüsse in den Senonbreccien.

Ich möchte daraus den Schluß ableiten, daß die Rudistenkalkentwicklung den Verlauf von Aufwölbungszonen markiert, die sich am Ende der Unterkreide emporzuwölben begannen und im Stadium submariner Schwellen (zur Zeit der Mittelkreide) den Anlaß zur Entstehung verbreiteter Rudistenkalkriffe (auch Korallenriffe) gegeben haben.

Der Meeresgrund war eben durch submarine Aufwölbung bis an das Niveau der Brandung emporgewachsen<sup>52)</sup> (Rudistenriffbildung), sodann schon vorsimon in den antikinalen Teilen über den Meeresspiegel gelangt und abgetragen worden. Die Transgression des Senonmeeres hat die sich fortentwickelnden Auffaltungen wieder teilweise überflutet.

Während sich also in der Mittelkreide an den auflebenden Faltenzügen riffbildende und strandbewohnende Organismen ansiedelten, hat in den anschließenden synkinalen Meeresteilen der Julischen Außenzone die normale Sedimentbildung (Hornsteinplattenkalke) fortgedauert. Das Profil am Mt. Mai (westlich des Mt. Matajur) zeigt, wie sich allmählich durch Verdrängung der Hornsteinplattenkalk-Entwicklung und durch Wechsellagerung die Rudistenkalkfazies ausbildete.

Es liegt hier entschieden der erste Schritt zur Landwerdung jener Geosynklinale vor, die Trias-Jura und Unterkreide, mit nur mäßiger Verschiebung ihrer Achse, überdauert hatte. Insbesondere muß damals bereits der Hauptteil der zentralen Julischen Alpen sich über dem Meeresspiegel emporgewölbt haben, wie die transgredierenden Blockschichten an deren Saum erweisen (tektonischer Ablagerungsschutt).

Am Südrande des Polounikgewölbes sind den vorgelagerten Flyschschichten ganz gewaltige, bis Hausgröße erreichende Schollen von Dachsteinkalk (besonders schöne Triasoolithe) eingebacken, die sich auch zu Trümmerlagen zusammenschließen. Man gewinnt hier den Eindruck, daß die erste Aufwölbung des Polounikgewölbes schon in der Zeit der Mittelkreidetransgression anzusetzen ist. (131, S. 30, s. auch dort T. III, Fig. 14—15.)<sup>52a)</sup>

<sup>52)</sup> Es bestanden hier ähnliche Verhältnisse, wie sie E. Nowak (75) aus dem niederländischen Tertiär mitteilt.

<sup>52a)</sup> Dagegen kann ich die a. a. O. (131, S. 92) geäußerte Vermutung mittelkretaziischer Schubbewegungen auf Grund meiner neueren Begehung nicht aufrecht erhalten.

e) Oberste Kreide (Senon) (Fig. 2—3, 5—6).<sup>53)</sup>

a) Allgemeines.

Die Zeit der obersten Kreide bedeutet einen gewaltigen Schritt in dem Fortschreiten der Gebirgs- und Landwerdung der Julischen Alpen und ihrer Vorlage. Die Sedimentation der hornsteinführenden Plattenkalke, die als „serie comprehensive“ in den verschiedenen Profilen in wechselnder Konstanz und wechselnder Mächtigkeit während des ganzen Juras, der Unter- und wahrscheinlich noch Mittelkreide Bestand gehabt hatte, erscheint nunmehr vollständig verdrängt. Eine einheitliche (zentrale Julische Alpen, Außenzone und Vorlage umfassende) Flyschfazies tritt an ihre Stelle.

Schon die auf mehr als ein halbes Jahrhundert zurückgehenden Fossilfunde D. Sturs ergaben die Existenz kretazischer Flyschbildungen im Isonzogebiet, deren Ausbreitung von ihm zu weitgehend, von F. v. Hauer (34, S. 86) und Koßmatz zu beschränkt angenommen wurden. Die italienischen Geologen hingegen (Taramelli, Marinelli, Dainelli) nahmen auf die Existenz kretazischer Flyschbildungen keine Rücksicht. (Vgl. insbesondere O. Marinellis gegen den Bestand eines Kreideflysch gerichteten Ausführungen und noch G. Dainellis neueste ablehnende Darstellung [68, S. 41, 10, 9].)

F. Koßmatz hat durch wichtige Fossilfunde (Inoceramen, Orbitoiden) die Verbreitung der kretazischen Flyschablagerungen neuerdings sichergestellt. Durch meine eigenen Aufnahmen (131) ist die Ausdehnung kretazischen Flysches auf Grund von Fossilfunden, auch über Koßmats Vermutungen hinaus, namhaft erweitert worden. Es konnte weiters erwiesen werden, daß die Eocänflyschbildungen im Isonzogebiet von jenen des Senons durch eine ausgesprochene Diskordanz getrennt sind und ausschließlich auf den Südaum der Vorlage der Julischen Alpen beschränkt erscheinen, nicht aber in deren Faltenzüge eintreten.

Meine Mutmaßung, daß auch der Flyschsaum, der den westlichen Julischen Alpen zwischen Isonzo und Tagliamento vorgelagert ist und den Raum zwischen dem Matajur und den Domen von Tarcento einerseits und der Stolschuppe andererseits ausfüllt, im Gegensatz zu Marinellis und Dainellis Auffassung zum Teil kretazischen Alters ist, hat durch die mir eben zugekommene Mitteilung meines geschätzten Kollegen und Freundes Dr. E. Feruglio<sup>54a)</sup> eine Bestätigung gefunden, indem es letzterem gelungen ist, im obersten Natisonegebiet Kreidefossilien (Inoceramen und Orbitoiden) aufzusammeln. Schon Koßmats Orbitoidenfund von Robedisč (55 b) sprach für diese Altersdeutung.

Die Julischen Alpen werden also von einem breiten Saum jungkretazischer Flyschbildungen begleitet, deren Mächtigkeit und

<sup>53)</sup> In meiner Isonzowerk habe ich die Existenz älterer als senoner Flyschbildungen noch nicht hervorgehoben.

<sup>54b)</sup> Vgl. hiezu auch E. Feruglio, loc. cit. S. 222 ff.

räumliche Ausdehnung die Gewalt der unmittelbar vorangehenden und gleichzeitigen Abtragungen und Gebirgsbewegungen veranschaulicht.

Die Ausdehnung der Kreideflyschformation zeigt in ihrem Verlaufe wieder deutlich eine Ost-West-Erstreckung. (Auch bei Berücksichtigung der später erfolgten Verengung durch Faltung und Schub.) Sie ist daher völlig unabhängig von den schräg heranstreichenden (und auch später gebildeten) dinarischen Leitlinien, dagegen mit der Auffaltung und Weiterentwicklung der südalpinen Faltenzüge der Julischen Alpen verknüpft.

Das maßgebliche Hervortreten oberkretazischer Flyschbildung fügt in die Kette der nordalpinen Merkmale der Julischen Alpen ein neues Element ein.

In gewissen Teilen der Julischen Außenzone (Profil durch den Mtzlivrh, Porezen-Profile, Profile östlich von Venzone) schließen sich nach meinen Beobachtungen, wie angegeben, die mergeligen, flyschähnlichen Schichten der Oberkreide konkordant an die tieferen Kreide-Hornsteinkalke an. Die Ausbildung des Senons ist gerade in diesen Räumen im allgemeinen (von gelegentlichen Einschaltungen abgesehen) weniger grobklastisch; die Mergel überwiegen bedeutend über die sandig-brecciose, typische Flyschausbildung. Im Porezenprofil ist eine einzige Beccieneinschaltung [40, S. 17], in der „Venzone-Synklinale“ überhaupt keine zu sehen.

Es wird erwiesen werden, daß auch die marine Hauptdepression des Senon beiderseits von Räumen begrenzt war, in denen Breccien- und Trümmerhorizonte oder Deltakonglomerate oft in vielen Lagen übereinandergehäuft erscheinen und in welchen schon die Basisschichten des Senons durchwegs über älteres Gebirge (Trias, Jura, Unterkreide) unmittelbar übergreifen. Etliche Umstände (feine Mergel der Venzonemulde u. a.) sprechen auch für eine Vertiefung der oberkretazischen Meeresmulde gegen den Tagliamento.<sup>54)</sup>

### b) Der Nordsaum der Julischen Meeresmulde und seine Deltabildungen im Senon.

Die Senonschichten greifen aus dem Raume konstanterer Meeresbedeckung (in der Außenzone) transgressiv in die inneren Teile der Julischen Alpen ein und legen sich hier unmittelbar den Unterkrideschichten, Jura- oder Dachsteinkalken auf.

<sup>54)</sup> Unter der Voraussetzung, daß letztere tatsächlich dem Senon angehören, was mir am wahrscheinlichsten erscheint. Eocänen Alters sind sie auf keinen Fall.

Im Krngebiet greift das Senon mit Flyschkonglomeraten und groben, kohlgiven Sandsteinen unmittelbar auf den Dachsteinkalk über. Das Meer scheint erst im Verlaufe seiner Transgression in die randlichen Teile der zentralen Julischen Alpen eingetreten zu sein. Seinem Vordringen waren schon bedeutende Gebirgsbewegungen und Abtragungen vorausgegangen.

Die Flyschbildungen der Oberkreide im Flitscher Becken sind meiner Vermutung nach als Fenster innerhalb der Decke der zentralen Julischen Alpen entblößt. Man befindet sich hier schon dem Ursprungsort der Flyschgeröllmassen der Julischen Außenzone angenähert. Demgemäß erscheinen — speziell im Nordteil des Flitscher Beckens — gröberklastische Bänke dem Flysch eingeschaltet. In 100facher Verknüpfung treten hier mit den Flyschsandsteinen grobkörnige Konglomerate auf, die fast durchwegs auch sehr wohlgerundete Gerölleinschlüsse enthalten. Es handelt sich zweifelsohne um das Delta eines größeren Flusses, der teilweise aus der Nähe stammende Schuttmaterialien, zum Teil aber auch weiterher transportierte Blöcke mit sich geführt hat. Die Geröllegesellschaft, die ich eingehender untersucht habe, zeigt vor allem die Fülle unterkreidejurassischer und obertriadischer Schichten (mit Anreicherung der härteren Komponenten). Im besonderen fallen Einschlüsse von Flyschsandstein (jedenfalls der Unterkreide angehörig), Kalkhornsteinbreccien (der Unterkreide?), ungezählte Gerölle von roten, grauen, gelben und schwarzen Hornsteinen und Kieselschiefern, Hierlatzkalke, Blöcke von Dachsteinkalken in allen Dimensionen (auch Oolithe), auf. Von besonderem Interesse ist aber das so zahlreiche Auftreten schön gerundeter, weißer und dunkler Quarzgerölle und quarzreicher metamorpher Schiefergesteine, die nicht aus dem Mesozoikum abgeleitet werden können. Auf ein älteres, paläozoisches Herkunftsgebiet weist auch das Vorhandensein von typischen Diabas<sup>55)</sup> und von „Grünsteingeröllen“.

Dagegen ist nach meinen bisherigen Aufsammlungen das Fehlen von sicher diagnostizierbaren Gerölle aus der tieferen Trias und besonders der Mangel an Einschlüssen aus den für die julische Mitteltrias so bezeichnenden Porphyren und Porphyrtuffen festzustellen.<sup>56)</sup>

Aus der Verbreitung und Geröllführung der Senonkonglomerate geht mit Sicherheit hervor, daß die seinerzeit (vor der Faltung) noch erheblich ausgedehntere Platte der zentralen Julischen Alpen und ihr Rückland schon während der obersten Kreide einer sehr namhaften Abtragung unterworfen war. Große Teile der jungmesozoischen Decke (Unterkreide, Jura-Lias, z.T. Dachsteinkalk) müssen schon damals entfernt und den Sedimenten eingebacken worden sein. Bedenkt man, daß die Hauptmasse der Abtragsprodukte in das tiefere Meeresbecken weitertransportiert und als Hornstein-Quarzsandsteine mit kalkigem Binde-

<sup>55)</sup> Nach Untersuchung im Dünnenschliffe.

<sup>56)</sup> Die Fortsetzung des Senondeltas läßt sich aus dem Flitscherbecken westlich ins Slateniktal, sich verfeinernd, noch eine Strecke weit verfolgen. Finer höheren Schuppe, aber demselben Delta, gehören wohl die Flyschkonglomerate des Krn- und Plečagebietes an, die typisch ausgebildet sind.

mittel auf weite Flächen ausgebreitet wurde, so ergibt sich daraus das gewaltige Ausmaß an senonen Abtragsvorgängen.

v) Wo war das Gebiet vorwiegender Abtragung im Senon gelegen?

Die inneren Teile der Julischen Alpen (zentrale Julische Alpen) besitzen heute noch viele Reste ihrer jungmesozoischen Bedeckung, speziell in den Synkinalen und Einklemmungen erhalten.<sup>57)</sup> Hier kann nur strichweise (in Aufwölbungen und Tälern) die Abtragung schon im Senon bis auf den Dachsteinkalk vorgedrungen gewesen sein. Die gute Abrollung vieler, aus mesozoischen Bildungen stammender Hornstein- und Kieselschiefergerölle weist auf einen längeren Transport eines Teiles der Schottermenge hin. Ich möchte vermuten, daß die Hauptmasse der gut abgerollten, mesozoischen Bestandteile aus jener großen, Aufwölbungszone stammt, die den Nordrand der Julischen (und Steiner) Alpen begleitet (Karbonantiklinale).

Das Alter dieser Auffaltung ergibt sich nach den von F. Teller (124, 123, 110) festgestellten Tatsachen als präoberoligozän. (Transgressive, oberoligozäne Schichten [in weitgehendem Maße] auf dem Karbonkern der Wölbung. 17, S. 314 ff.) Wenn im Bereiche dieser Antiklinale im Alttertiär schon das Paläozoikum entblößt war, scheint es nicht unwahrscheinlich, daß in der obersten Kreide die Abtragung bis auf den Jura (und bis auf die Obertrias) vorgedrungen war.

Es erübrigt noch, die Herkunft jener Gerölle zu ermitteln, deren paläozoisches Alter angenommen wurde. Ich halte es nicht für wahrscheinlich, daß in der die Julischen Alpen im Norden begrenzenden (heutigen Kärron-)Aufwölbung schon in der Oberkreide der paläozoische Kern bloßgelegt war. Das Fehlen der in diesem Falle in den Senonkonglomeraten unbedingt zu erwartenden parathyrischen Gerölle (Felsit-orphyre und Tuffe der Mitteltrias) und von Grödenersandstein spricht gegen diese Auffassung. Ich möchte die Quarz-, Schiefer-, Diabas- und Grünsteingerölle aus jener, einst wahrscheinlich viel ausgedehnteren Schieferserie ableiten, die den Tonalit-Granitit-Glimmerschieferzug von Eisenkappel begleitet und von F. Teller (123, S. 46, 109, S. 28, 112, S. 15) als Zone der „Paläozoischen Bildungen unbestimmt“

---

<sup>57)</sup> Z. B. Jurasyklinale am Mangart, östlich Raibl. (14, S. 689.)

ten Alters“ (Tonschiefer und Grauwacken) und als „Diabase und Grünschiefer von Zell-Rasswald“ bezeichnet wurde. Sie erscheint gegenwärtig durch Schub und Faltung sehr bedeutend verengt.

Die Geröllführung der Deltabildungen weist auf das gleichzeitige Vorhandensein (oder unmittelbare Vorangehen) von Gebirgsstörungen in den nördlichen Zonen der Südalen (Karbonantiklinale des Savetals, Tonalitzone) hin, die dort paläozoische und mesozoische Sedimente der Abtragung überantwortet haben. Es verdient in diesem Zusammenhange hervorgehoben zu werden, daß F. Teller auf Grund der am Ostabbrüche der Karawanken konstatierten Verhältnisse für ein prägosanisches Alter der maßgebenden gebirgsbildenden Vorgänge (im Nordteil der Südalen) eingetreten ist (124, S. 145—146).<sup>58)</sup>

#### 5) Beziehungen zwischen Gebirgsbildung und Sedimentation im Senon der Vorlage (und Außenzone).

Aus der Betrachtung der von mir eingehend studierten senonen Ablagerungen des mittleren Isonzogebietes (besonders in der Vorlage) ergeben sich sehr interessante Beziehungen zwischen Sedimentation und Tektonik. Zwei schematische Figuren mögen die Darlegung unterstützen. (Textfig. 5 und 6.)

Die Senonsedimente des mittleren Isonzogebietes (Details in 131, S. 60 bis 68) zeigen sehr eigenümliche Schichtverhältnisse. Sie bestehen aus einem Wechsel von feingebänderten Mergelgesteinen mit unvermittelt eingeschalteten, grobklastischen Lagen, die als Trümmer- oder Breccienkalke bezeichnet werden können. Letztere besitzen Einschlüsse der verschiedensten Dimensionen, vor allem von grohem Blockwerk. Die Komponenten erreichen sehr häufig Tischgröße, gelegentlich die Größe eines kleinen Hauses. So sind Blockeinschlüsse von über 100 m<sup>3</sup> Inhalt von mir mehrfach beobachtet worden. Unter den Geröllkomponenten herrschen Rudistenkalke, Oolithen und dichte Kalke der Mittelkreide bei weitem vor.

Im höheren Teil der senonen Schichtfolge entwickelt sich bei Zunahme der Sandsteinlagen das Bild einer typischen Flyschfazies.

Die Blocklagen, deren Mächtigkeit lokal 100 m übersteigt, erscheinen ganz vorwiegend mit scharfer Grenze gegen die mergeligen Liegendgesteine abgesetzt. Sie ruhen letzteren mit Anzeichen einer seichten Erosionsdiskordanz auf. Im Hangenden jeder Blockeinschaltung findet dagegen ein allmäßlicher

<sup>58)</sup> Nach A. Spitz würde dies nur für einen Teil der Bewegung gelten. (81 b.)

Übergang in die auflagernden, feineren Sedimente und eine Verzähnung mit der Sandstein- und Mergelüberlagerung statt. (siehe die zahlreichen Profile in 131, Taf. III und IV).

Die Erklärung für die Entstehung der Blocklagen kann nicht in normalen, schichtbildenden Einflüssen gesucht werden. Schon die mehrfache Wiederholung<sup>58a)</sup> der grobklastischen Bänke (14- bis 15mal) beweist, daß es sich hier nicht um Transgressionsbildungen des Senonmeeres handeln kann. Die einzelnen Komponenten entstammen nicht dem unmittelbar Liegenden der Blockablagerung, das ja zumeist von Senonmergeln oder Hornsteinkalken gebildet wird. Die Einschlüsse sind gewöhnlich nicht abgerollt, oder doch nur kantengerundet, lassen also keine Bearbeitung durch die Brandung erkennen.

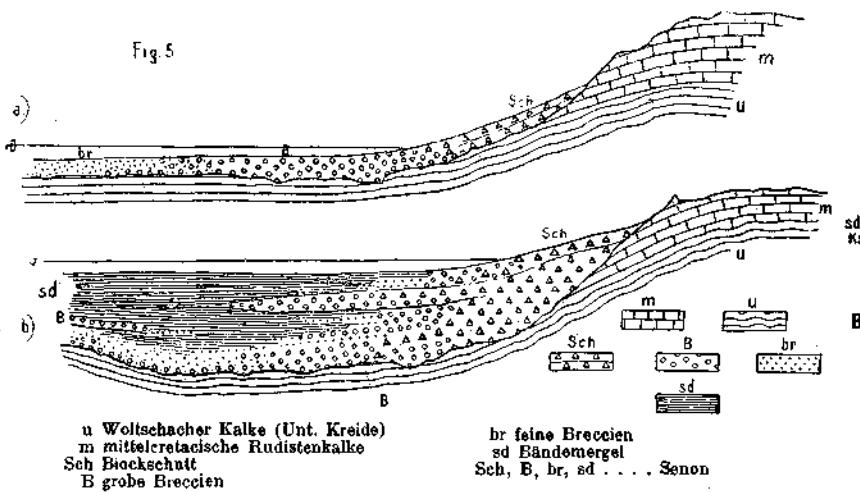
Es kann sich aber auch nicht um fluviatile Schotter handeln, die bei kurzen Rückzügen der Meeresbedeckung entstanden wären. Denn in diesem Falle müßte doch eine Abrollung des Materials, eine Sortierung und fluviatile Schichtung (Kreuzschichtung) zu erkennen sein, was nicht sichtbar ist. Durch Bergstürze an der Küste entstandene, lokale Schutthalde würden die in den Aufschlüssen beobachteten Verhältnisse ganz gut zu erklären in der Lage sein. Aber eine lokale Ursache verbietet sich aus der weiten und regelmäßigen Verbreitung der Blocksedimente, und aus der fast als Regel abzuleitenden Erscheinung, daß die Schuttbildungen mit einer schwachen Erosionsdiskordanz der Unterlage aufruhen. Letztere Erscheinung führt zur Heranziehung tektonischer Bewegungen und Spiegelschwankungen, zur Erklärung der beobachteten Schichtbilder. Die kleinen Diskordanzen an der Basis der Blockablagerungen scheinen mir anzudeuten, daß gleichzeitig, beziehungsweise unmittelbar vor Bildung der Schuttkegel Trockenlegungen des Meeresbodens eingetreten sind, und eine geringe oberflächliche Abtragung stattgefunden hat (siehe Fig. 5, ferner Profile in 131, T. IV, Fig. 29 bis 30, T. V und VI). Der Blockschutt bedeckt ein unmittelbar vorher schwach unduliertes Relief. Die Diskordanz an der Basis des Blockschutt, der Übergang in feinkörnige Sedimente im Hangend charakterisiert fast alle in die senone Schichtfolge eingeschalteten, mächtigeren, anhaltenderen Blocklagen.

Von Bedeutung erscheint mir die Beobachtung einer viel ausgeprägteren Diskordanz innerhalb des Senons, die ich in der Isonzoschlucht unterhalb Selo zu machen Gelegenheit hatte. Hier lagert ein mächtiges Blockkonglomerat des Senons mit einer ausgesprochenen (tektonischen) Diskordanz steiler geneigter, an der Blocklage abstossenden Mergeln, Sandsteinen und tieferen Senonkonglomeraten auf (Fig. 6). An dieser Stelle muß während der Ablagerung der Oberkreideschichten eine Trockenlegung des Meeresbodens eingetreten sein; eine Randpartie gelangte über das Meeresspiegel, wurde schräg gestellt und schwach erodiert. Sodann (im älteren Senon) wurde sie wieder bei ansteigendem Spiegel von einer Blockschutthalde und hierauf von mächtigen, marinen Mergelsedimenten überdeckt.

Aus diesen hier kurz mitgeteilten Erscheinungen geht hervor, daß während der Senonzeit im mittleren Isouzogebiet eigenständige Sedimentationsbedingungen geherrscht haben, welche zu gleichzeitigen tektonischen Bewegungen in Beziehung zu bringen sind.

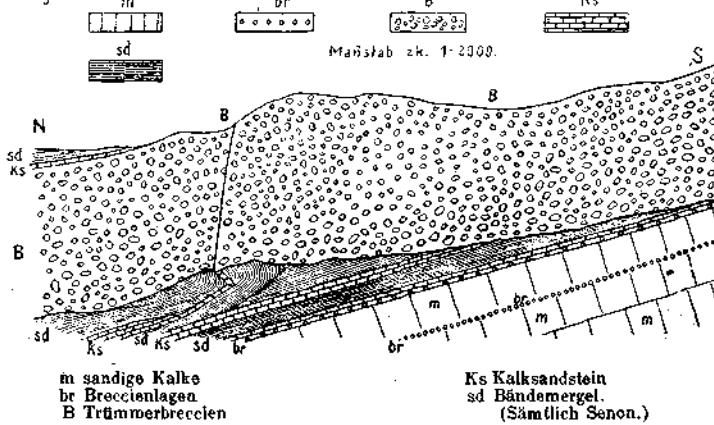
<sup>58b)</sup> Schichtzythmen!

Fig. 5



Isonzschlucht bei Selo.

Fig. 6



Deutung: Ich fasse die Zonen, von welchen eine gewaltige Schuttabfuhr erfolgt ist, als antiklinale Aufwölbungen auf, die sich, wie ich früher angab, schon in der Mittelkreide zu bilden begonnen und nunmehr (im Senonmeer) Inselzügen entsprochen haben. Die Fortdauer der tektonischen Faltenbewegung spiegelt sich in der Sedimentation — kolossale Gehängeabbrüche von den in ihrer normalen Gehängekurve immer wieder gestörten Faltenflanken — deutlich wider. Nur auf diese Weise erscheint mir eine so ausgedehnte und vielfältige Einschaltung der Schuttbreccien in die normale marine Sedimentation verständlich. Es liegen hier sichere Hinweise auf die Fortdauer (schwacher), vermutlich faltender Bewegungen im Senon vor.

## D. Die Hauptfaltungsphase<sup>59)</sup> in den Julischen Alpen und ihrer Vorlage an der Wende von Kreide und Tertiär.

1. Allgemeines. Die erwiesenen intrajurassischen und unter-oberkretazischen Störungen und Faltenbewegungen können als die Vorläufer der Hauptfaltungen angesehen werden, welche den Bau der Julischen Alpen und ihrer Vorlage schon in alt-eozäner (vormitteleozäner) Zeit betroffen haben. So wichtig die kretazischen (jurassischen) Faltungen auch für das damalige morphologisch-paläographische Bild gewesen sind, so deutlich sie sich in den Sedimentfazies widerspiegeln, so kann ihnen doch bezüglich ihres Ausmaßes im allgemeinen<sup>60)</sup> nur eine geringe Bedeutung beigemessen werden. Wurde doch der Sedimentationsraum der Julischen Alpen durch die kretazischen Aufwölbungen und Einmuldungen nur sehr allmählich und unvollkommen zusammengepreßt und konnten sich in den äußeren Teilen des Gebirges noch durch längere Zeit hindurch ständige, marine Depressionen erhalten.

An der Wende von Kreide und Alttertiär vollzieht sich ein bedeutender Schritt in der tektonischen Gestaltung des Gebirges. Zu Beginn des Eozäns (nachsenon) gewinnen die faltenden Kräfte die Oberhand und erzeugen endgültig die Festlandwerdung und Faltung der Julischen Alpen (zentrale Alpen, Außenzone und Vorlage). Die Beweise für die Existenz dieser alteozänen Faltungsperiode sind im nachstehenden angeführt.

2. Altersgrenzen der Bewegungsphase. Die untere Altersgrenze für den Eintritt der großen Bewegungen ergibt sich ohneweiters aus der Beteiligung der senonen Schichten am Faltungs- (und Überschiebungs-) Bau des Gebirges.

Sogar noch in dem Fenster von Flitsch im Isonzotal erscheinen die Oberkreideschichten von den Dachsteinkalken überdeckt. Sie werden auch von der Basalschuppe der zentralen Julischen Alpen an der Pleßstörung überschoben. Sie finden sich ferner im Krengebiet in der Luznička-Überschiebung eingeklemmt. Wie Koßmat (40, S. 88) festgestellt hat, werden an der Karfreit-Kirchheimer und Stolüberschiebung die Flyschgesteine von Obertrias zugedeckt. In der Vorlage bilden die obercretacischen Schichten den Außenmantel der großen Gewölbe des Matajur und Kolovrat, in welchen

<sup>59)</sup> nicht Überschiebungsphase.

<sup>60)</sup> Mit Ausnahme der Bewegungen in den innersten nördlichen Gebirgsteilen, wo schon in der Kreide starke Faltungen und vielleicht sogar Überschiebungen (?) stattgefunden haben. (Tonalit-Drauzug.)

sich der Kreideflysch im großen und ganzen konform<sup>61)</sup> den älteren Schichten anschmiegt. Aus dem tektonischen Gesamtbild geht hervor, daß sowohl in der Julischen Außenzone und Vorlage, als auch in Teilen der zentralen Alpen die Hauptfaltung erst nach der Oberkreide eingetreten ist.

Die obere Altersgrenze für diese maßgebende Faltungsphase der Julischen Alpen ergibt sich aus nachstehenden Beobachtungen und Überlegungen:

a) Die Untersuchung der Kolowrat- und Matajurgewölbe hat mit voller Sicherheit das Resultat ergeben, daß die Hauptanlage ihres Faltenbaues bereits in die voreozäne Zeit zurückgeht. Am Nordflügel des Gewölbes legen sich der steil absinkenden Oberkreide-Schichtfolge die eozänen Straten in flacherer Lagerung und ausgesprochener Diskordanz an. Die Hauptaufrichtung der Gewölbe fällt daher wie T. II, Fig. 7 bis 8, T. III, Fig. 2, und die in 131 abgebildeten zahlreichen Profile (131, T. IV, Fig. 31, 32, 34, 35) erkennen lassen, in die Zeit des ältesten Eozäns (posteozän, Normitteleozän).

β) Aehnliche Diskordanzen wurden schon von T. Taramelli und dann von F. Koßmatt (60, S. 100) vom Gewölbe des Ternowaner Waldes (bei Plavia: flaches Eozän über aufgerichteten Kreidebänken) namhaft gemacht.

γ) Die eozänen Bildungen beteiligen sich nicht mehr am Faltungs- und Überschiebungsbau der Julischen Alpen im engeren Sinn (mit Ausnahme der über Dachsteinkalk transgredierenden Eozänscholle von Resiutta; T. II, Fig. 1). Die Eozänablagerungen sind auf den äußersten Saum des Gebirges beschränkt. Zur Zeit der mitteleozänen Transgression standen die Julischen Alpen vermutlich schon als geschlossener Wall den vordringenden Meeresfluten gegenüber.

δ) Das Eozän erscheint am Gebirgsrand in grobklästischer, stellenweise von gewaltigen Schuttbildungen durchsetzter Flyschfazies, welche zu ihrer Entstehung die Existenz einer langgestreckten Gebirgszone im Bereich der Julischen Vorlage zur Voraussetzung hat. Die auftretenden Riesenblockschuttbildungen im Eozän (mit Blocktrümmern jungkretazischer Gesteine) lassen sich am besten durch die Annahme vom Schuttabbrüchen an einer in tektonischer Ausgestaltung befindlichen Gebirgszone er-

<sup>61)</sup> Doch bestehen zum Teil schwache tektonische Diskordanzen zwischen der Oberkreide und ihrer Unterlage (zum Beispiel am Matajur). Die Matajurwölbung hat, schwach ausgeprägt, schon in der Oberkreide bestanden. (Siehe Profil in 131, T. IV, Fig. 26.)

klären (Trümmerhorizont im Eozän von S. Volfango; 131, S. 73; vgl. dort T. IV bis V, Fig. 38 bis 39, Pseudokretazische Blockschichten [Klippen] von Vernasso [10, 70, S. 15]).

e) Die in postmitteleozäner Zeit (vielleicht auch schon im älteren Eozän) einsetzenden Hauptüberschiebungen haben, wie sich ergeben wird, zur Zeit ihrer Entstehung die Julischen Alpen bereits als ein gefaltetes Gebirgssystem betroffen. An der großen Basalüberschiebung der zentralen Julischen Alpen erscheint, wie die Aufschlüsse im Fenster von Flitsch, Vrsnik, Na Skale usw. erkennen lassen, das Gebirge, unbekümmert um seine innere Struktur, durch die Schubflächen abgeschnitten. Es wurde daher gleichsam ein entwurzeltes Faltensystem vorgeschoben. Auch an der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung zeigen sich analoge Erscheinungen (siehe Textfig. 7 bis 8).

Da nun die Schubbewegungen, wie noch erwiesen werden wird, wahrscheinlich schon im Obereozän (vielleicht sogar schon zum Teil früher) sich vollzogen haben müssen, liegt es nahe, die Bildung des Faltenbaues, die dem Schub vorangegangen ist, schon in das ältere Eozän zu verlegen.

Auf jeden Fall war die Entstehung der alttertiären Überschiebungen bereits durch eine intensive Faltung sämtlicher Gebirgszonen vorbereitet gewesen.

Aus all diesen Gründen schließe ich, daß die grundlegende Faltung (aber nicht die Überschiebungen) der Julischen Alpen und eines Teiles ihrer Vorlage schon vor der Transgression des mitteleozänen Meeres eingetreten war.

3. Die Anlage und der Verlauf der Faltenelemente der Julischen Alpen. Der Bauplan der Julischen Alpen zeigt als wesentliches Merkmal das Vorhandensein eines vorherrschend in der Ost-West-Richtung orientierten Verlaufes seiner tektonischen Elemente. Sein Gefüge erscheint daher in alpiner Richtung angelegt und unabhängig von dem schräg heranstreichenden dinarischen System. Diese Feststellung gilt nur im großen und ganzen. Sie erscheint im einzelnen sowohl durch die mit der Faltung gleichzeitige, als auch nachträgliche Beeinflussung des Gebirgsbaues gestört. Nichtsdestoweniger muß die Ost-Westrichtung als Leitmotiv der Julischen Tektonik bezeichnet werden. Diese Annahme sollen die nachfolgenden Zeilen im einzelnen erweisen.

a) Vorlage der Julischen Alpen. Die Dome zwischen Meduna und Tagliamento (9, 10, 90), die Dome von Tarcento (Mt. Bernardia [68]), der Matajurdom und der Hauptteil des Ternowanerwaldes, der einen viel breiteren und massigeren Gewölbebau aufweist, als die vorgenannten, gehören offensichtlich ein und derselben tektonischen Zone an. Sie entsprechen trotz ihrer transversalen Auf- und Abwölbung doch einem ostwestlich verlaufenden Gesamtzug.

Dies wird noch deutlicher durch das Ergebnis, daß die etwas gegen Südosten abgelenkte Lage des Ternowaner-Waldes auf eine nachträgliche (dinarische) Beeinflussung zurückzuführen ist (siehe später), und daß als östliche Fortsetzung dieses Gewölbes der rein ostwestlich verlaufende Faltenzug der Savezone anzusehen ist.

Der Nordsaum der Vorlage der Julischen Alpen wird im Isonzogebiet von der Kolowrat-Antiklinale gebildet. Sie löst sich im Osten vom Nordteil des Ternowaner-Waldes ab und findet vermutlich gegen Westen hin (meiner Auffassung nach) in der Stolantiklinale ihre Fortsetzung. Letztere hat sich später zu einer Überschiebung entwickelt. Die bis zum Tagliamento hin verfolgbaren Stolantiklinale (= [piega faglia] Gemona - Starasella O. Marinellis) trägt die OW-Richtung deutlich zur Schau. Dieselbe Orientierung (durch spätere Knickung und Verbiegung modifiziert) ist auch noch in dem W. N. W. gerichteten Verlauf der Kolowratfalte erkennbar.<sup>62)</sup>

b) Julische Außenzone. Auch hier tritt die Ost-West-Richtung bei Verfolgung der Hauptfaltenzüge zutage.

So läßt sich eine einheitliche Antiklinale<sup>63)</sup> und eine ihr nördlich zugeordnete Synklinale (Marinellis Antiklinale, Interneppo-R. bianco 68, S. 88; Synklinale M. Faroppo-Suovit) bei reinem OW-Streichen aus dem Tagliamentogebeit bis an den Isonzo heran verfolgen und setzt sich hier (W. N. W. bis O. N. O. verlaufend) bis in das Tolmeiner Becken fort. Von hier aus verlängert sie sich (bei Zusammenfassung mehrerer Teilelemente zu einer Einheit) bis in das Bačagebiet (östliche Julische Alpen). In letzterem nimmt sie wieder einen ost-westlichen Verlauf an und findet wohl in dem komplizierten Stauchungsgebiet am Blegaš ihr Ende (siehe Textfig. 1).

Ein zweites, inneres Faltenelement der Außenzone kann nur in dem mittleren und östlichen Teil der Julischen Alpen verfolgt werden. Das durchschnittliche Streichen ist etwa ein westnordwestliches, in den östlichen Julischen Alpen ein ostwestliches. Diese Antiklinale setzt sich aus der Tolminka-gegend (Slemi) (vgl. T. II, Fig. 11 und 12, und 131, T. III, Fig. 9) zu der von Košmat (40, S. 80) erwiesenen Perlafalte fort, ist von hier aus bis in die Gegend von Kirchheim deutlich erkennbar und verschmilzt in diesem Raum mit der großen, auch transversal stark zusammengedrückten Aufwölbung alter Grauwacken des Elegašgebietes.

<sup>62)</sup> Sie tritt in einen Gegensatz zu den NW—SO streichenden dinarischen Falten.

<sup>63)</sup> Später zu einer Schuppe ausgebildet.

Eine an der Tolminka beginnende, in die Porezenmulde sich fortsetzende und in der markanten Faltenzone von Eisnern gegen Ostea hin ausstreichende Synklinale schließt sich im Norden an die besprochene Antiklinale an. Sie zeigt im östlichen Teil einen reinen O.W.-Verlauf, gegen den Isonzo WNW-Streichen (44, Karte).

c) Zentrale Julische Alpen. In den zentralen Julischen Alpen macht sich ein deutlicher Strukturunterschied zwischen den westlichen Teilen einerseits, den mittleren und östlichen andererseits geltend. Dem Bau der westlichen Teile liegt zweifelsohne ein ostwestlich streichendes Faltenbündel zugrunde.<sup>64)</sup>

O. Marinelli (dem sich G. Dainelli im wesentlichen anschließt, 9) unterscheidet (68, S. 136 usw.) von Süden nach Norden: 1. die Antiklinale M. Festa—R. Barman (= Randantiklinale), 2. die Synklinale Mena—R. Barman und 3. die Antiklinale (piega faglia) Piano di Portis—T. Resia (= Resia-Antiklinale, schon von T. Taramelli, 102, erwähnt).

Dieser reiht sich im Norden eine schwächere Eiumulzung, etwa dem Raccolanatale entsprechend, an, welche sich schließlich zu jener breiten, gewaltigen Aufwölbung emporschwingt, die dem Nordsaum der Julischen Alpen (im engeren Sinn) entspricht.<sup>64a)</sup> Sie bringt auf der Strecke Pontafel—Tarvis die ältere Trias bis zu den Werfener Schiefern (F. Frech, 20 b,<sup>65)</sup> G. Geyer, 24 b), östlich davon sogar Karbon (F. Teller, 124) an den Tag. Der Verlauf all der genannten tektonischen Elemente ist ein ostwestlicher.

Es ist eine interessante Aufgabe, zu sehen, in welcher Weise dieser rein südalpine Bauplan aus den westlichen Julischen Alpen sich in die mittleren und östlichen Teile fortsetzt.

Die südliche Randantiklinale (M. Festa—R. Barman) und die anschließende Synklinale gehen schon gegen das Ucetal verloren. Hier tritt dann die Resiaantiklinale unmittelbar an den Rand der zentralen Julischen Alpen heran. Die Resiaantiklinale wendet sich vor Erreichen des Isonzos gegen Ostnordosten und läßt sich, durch diagonale Störungen<sup>66)</sup> zerschnitten, in die Schlerndolomitaufwölbung des Koritnicatales (bei Unter-Breth), in jene der Bavisca und des obersten Isonzotales (Trenta) verfolgen.

In diesem Raume scheint sodann das Schlerndolomitgewölbe in der großen, nördlichen Randaufwölbung aufzugehen.

<sup>64)</sup> Später zum Teil in Schuppen aufgelöst.

<sup>64a)</sup> Zwischen Tarvis und Pontafel (Ost) ist diese Antiklinale nach M. Gortani und G. Geyers Angaben zu urteilen, als steile Überschiebung ausgebildet. M. Gortani bezeichnet sie (Progressi nella conoscenza geol. delle Alpi Carniche Principali, Pisa 1921) als pieghe faglie, welche Untertrias oder Oberperm der Juraschen Alpen weithin mit dem Schlerndolomit des nördlichen Triaszuges (= Fortsetzung der Westkarawanken) in Kontakt bringt.

<sup>65)</sup> Frech nahm hier die Fortsetzung des „Savebruchs“ an, dessen Existenz aber durch Tellers (124) Feststellungen in Frage gestellt ist. Es handelt sich aber nicht um eine einfache Antiklinale, sondern um einen komplizierteren Aufbruch.

<sup>66)</sup> Jüngerer Entstehung.

Letztere (die nördliche Randaufwölbung, bzw. -überschiebung) streicht in fast rein ostwestlichem Verlauf aus den westlichen Julischen Alpen ins Savetal, hier über Wurzen-Kronau nach Mojstrana, tritt an das Nordufer der Save und schwächt sodann, etwas nach Süden abgebogen, zu größerer Breite an (Karbongewölbe nördlich Assling). Ihre weitere Fortsetzung ist, bedeutend gegen Süden abgeknickt, am Nordsaum der Steiner Alpen zu suchen (Teller, 124). Teller hat sie noch weit nach dem Osten verfolgt (123).

Wir kehren an den Südrand der zentralen Julischen Alpen zurück. Indem die Resiaantiklinale über den Canin gegen ONO abschwenkt, setzt am Südrande der zentralen Julischen Alpen ein neues Faltenelement → die Polounikantiklinale — ein und bildet auf eine Erstreckung von 20 km dessen Begrenzung. Die Polounikwölbung verlängert sich ostwärts, meiner Auffassung nach, als Krn-Antiklinale bis über die Tolminka hinaus zum Hrusevče vrh. Ihre Streichrichtung kann im Durchschnitt mit WNW--OSO angegeben werden:

In dem Winkel, der zwischen den schwach divergierenden Ästen der Polounik-Krn-Antiklinale einerseits, der Resia-Koritnica-Wölbung<sup>67)</sup> anderseits entsteht, schaltet sich im Südteil ein neues, zur Polounikwölbung paralleles Antiklinalelement ein, das ich als Javorček-Lužnica-Antiklinale bezeichnen möchte. Sie beginnt am Ostrand des Flitscher Beckens und zieht nördlich des Krn bis über die Tolminka, wo sie, wie die Polounik-Krn-Wölbung, am Schubrande ausläuft. Der Verlauf dieser Falte lenkt aus der West-Nordwestrichtung allmählich in ost-westliches Streichen ein. Sie findet im Norden in einer Antiklinale ihr Gegenstück, die, der Koritnica-Wölbung parallel, in ONO-Richtung zum Flitscher Grintouc zieht. Die Jurazone Flitsch-Bavšica entspricht der zugehörigen, gegen Osten sich aushebenden Synklinale.

Der zwischen der letztgenannten Falte (beziehungsweise der Resia-Koritnica-Wölbung) im Norden und der Lužnica-Antiklinale im Süden freibleibende Raum, der sich gegen Osten erweitert, wird schließlich noch von einer zentralen, breiten Faltenmulde eingenommen. Diese erscheint gegen die inneren Winkel der „Nische“ stärker zusammengepreßt (steile, von Schichtgewölben begleitete Falten zwischen Flitscher Becken und Lepenk-Ta)<sup>68)</sup> und enthält steile Einfaltungen von Oberjura (Koritnica bei Flitsch) und Lias (unteres Lepenk-Ta). Sie erweitert sich gegen Osten, umfaßt die Oberjuramulde nördlich von Vršnik<sup>69)</sup> und durch eine Störung (jüngerer Entstehung) davon getrennt, die über 20 km lange Lias-Jurazone des Wocheinergebietes. Letztere reicht vom Tal der Triglavseen bis fast an den Ostrand der Julischen Alpen heran. Der Verlauf der großen, kompliziert gebauten Mulde zeigt eine ost-westliche Längsachse.

Auf Grund meiner Aufnahmen im oberen Isonzogebiet, insbesondere im Raum zwischen Flitscher Becken, Predil- und Mojstrokapass, stelle ich mich in einen teilweisen Gegensatz zu F. Kōßmats Annahme eines hier dominierenden nord-

<sup>67)</sup> Wahrscheinlich verläuft südlich der letzteren noch eine sekundäre Dachsteinkalkantiklinale durch (siehe Fig. 1).

<sup>68)</sup> Seitental des oberen Isonzos.

<sup>69)</sup> Nicht mit dem angrenzenden Fenster von Vršnik zu verwechseln.

östlichen Gebirgsstreichens. Denn in den zwischen (jüngeren) steilen Störungen nordöstlichen Verlaufes eingeschlossenen Gebirgsschollen herrscht überwiegend ein ost-westliches oder west-nordwest-ost-nordöstliches Streichen vor. Ich habe auf der beigegebenen Karte des Isonzogebietes durch Eintragung zahlreicher Fallzeichen diese Erscheinung zum Ausdruck gebracht.

Auch die inneren Teile der Julischen Alpen sind daher im großen ganzen durch einen alpinen, um die Ost-Westrichtung schwankenden Verlauf ihrer Schichtzüge gekennzeichnet.<sup>70)</sup>

Die von Koßmat (59, S. 93—98) so eindringlich hervorgehobenen, nordöstlich bis nord-nordöstlich streichenden diagonalen Sprünge und Schuppen, die den Nordteil der Julischen Alpen durchsetzen, (Raibler Blätter, Lahnstörung [100; 15] Mojstrokalinic usw.) fasse ich als jüngere Bewegungslinien auf, welche mit der ursprünglichen Anlage des Faltenbaues nichts zu tun haben und diesen auch unter rechtem oder spitzem Winkel durchschneiden.<sup>71)</sup> Das tektonische Leitmotiv der zentralen Julischen Alpen des Isonzogebietes kommt somit in der Existenz einer breiten Faltenmulde zum Ausdruck, die sich vom Flitscher Becken an ostwärts ausweitet, weshalb ihre Ränder etwas gegen Osten divergieren müssen (ONO- und OSO-Richtung! nur lokal auch NO-Verlauf).

#### 4. Einfluß gleichzeitiger, transversaler Gebirgsspannungen auf die Entstehung des Faltenbaues der Julischen Alpen.

Unbeschadet der Tatsache, daß jüngere, der Hauptfaltung nachfolgende Störungen den Bau der Julischen Alpen besonders durch transversale Einwirkungen beeinflußt haben, kann es doch nicht geleugnet werden, daß schon gleichzeitig (bei der Hauptfaltung) Seitenspannungen wirksam gewesen sein müssen.

Betrachtet man den zweifellos schon primär in engerer Kompression entstandenen Faltenbau der westlichen Julischen Alpen im Vergleich zu dem gleichsam erweiterten Gefüge der mittleren und östlichen Julischen Alpen, so drängt sich die Auffassung auf, daß die breitere Anlage und das Auseinanderweichen der Äste in letzteren durch gleichzeitige Ein-

<sup>70)</sup> Auf die vielfach erkennbaren kuppelförmigen Wölbungen wird noch hingewiesen werden.

<sup>71)</sup> Sie haben nur stellenweise den älteren Schichtenbau in ihrer Streichrichtung (NO - Richtung) einzuzwingen vermocht.

wirkung seitlicher Druckkräfte zu erklären ist. Auf jeden Fall muß ein ähnliches Bild entstehen, wenn ein longitudinales Faltenbündel bei seiner Entstehung auch durch Seitendrücke in transversaler Richtung beansprucht wird.

Die divergierenden Faltenstrukturen müssen sich schon unbedingt autochthon und noch vor Eintritt der großen Überschiebungsbewegungen gebildet haben. Denn es erscheint kaum denkbar, daß in einer schon gewellten, von ihrem Untergrunde an einer Schubfläche losgelösten Scholle nachträglich noch eine so komplizierte Faltenanordnung hätte geschaffen werden können.

Analoge Schlußfolgerungen ergeben sich auch aus der Betrachtung des Baues der Julischen Außenzone. Auch hier ist die Entstehung der Faltenwellen jener der Überschiebungsvorgänge vorausgegangen. Denn die zentralen Julischen Alpen schieben sich an der Pleča-Koblastörung über verschiedene Schichtglieder der vorliegenden, damals also bereits vorhandenen Faltenmulde.

So greift im Bereich der östlichen Julischen Alpen die Basalschuppe (= überkippte Jurazone) unmittelbar auf den Senonkern der Kreidemulde des Porezen über (Koßmat 44). Weiter östlich dagegen sinken die alten Grauwacken, die die Mulde umfassen, an einer Schubfläche unter die Dachsteinkalke der zentralen Julischen Alpen unter. Die Entstehung der Porenemulde muß daher in der Zeit vor Eintritt der Schubbewegung angesetzt werden. (Vgl. zum folgenden Koßmats Karte in 59 und Spezialkarte „Bischofslack“ 44). Ebenso erweist sich der Faltenbau der „Vorlage“ älter, als die Überschiebung, an welcher die Julische Außenzone darüber vorgeglitten ist.

An der Karfreit-Kirchheimerüberschiebung bewegte sich letztere über den damals bereits bloßgelegten Kern (Kreide, Ober-Untertrias, Oberkarbon) der Ternowaner Wölbung, wobei die charakteristischen Einfaltungen von Wengenerschichten von der Bewegungsfläche überschnitten werden (siehe 44.)

Es ergeben sich, wie in den zentralen Julischen Alpen, so auch in der Außenzone Anhaltspunkte dafür, daß bereits namhafte, transversale Verbiegungen vor Eintritt der Schubbewegung, gleichsam autochthon, sich abgespielt hatten.

Die starke Emporwölbung der alten Grauwacken im östlichsten Teil der Julischen Außenzone, die einen so markanten, auf transversale Einwirkungen zurückführbaren, östlichen Abschluß der Porenemulde bedingt, muß in erster

Anlage schon in diese älteren Zeiten zurückreichen. Denn die Grauwacken wurden ja unmittelbar von den Triasbildungen der Julischen Alpen überschoben, müssen also schon zu Beginn der Schubbewegung ihre hohe, durch die transversale Wölbung bedingte Lage besessen haben. Zu demselben Schluß berechnigt das tektonische Verhältnis, welches die Zone von Eisnern (== östlichster Teil der Außenzone) zur Bischofslack-Billichgrazer Scholle aufweist. Letztere greift hier mit einer ausgesprochenen Überschiebung über die Gesteinszüge der Zone von Eisnern über und überschneidet der Reihe nach alte Grauwacken und zwei triadisch-jurassische Einfaltungen. Auch hier muß also diese Faltenanordnung schon vor dem Überschiebungsvorgang bestanden haben (oder sich höchstens während desselben gebildet haben).

Man kann, wie ich glaube, hier noch eine andere interessante Überlegung anschließen. Die durch Koßmats neuere Ergebnisse zum Teil mit Sicherheit, zum Teil mit Wahrscheinlichkeit als mesozoisch erkannten Gesteine der Zone von Eisnern zeichnen sich durch sehr namhafte Gesteinsmetamorphose aus (Umwandlung in kristalline Bänderkalke, in Dach-schiefer usw.). Dieser Umstand war es ja, der bis vor wenigen Jahren Koßmat selbst zur Annahme eines paläozoischen Alters für diese Schichtgruppe bestimmt hatte. Für die auffällige Lokalisierung so bedeutender Druckvorgänge in diesem Gebiet möchte ich folgende Erklärung heranziehen (vgl. hierzu auch Koßmats Karte in 58): Es liegt im östlichen Teil der Julischen Außenzone (Blegaß-Umrundung, Eisnerzone) eine Stelle vor, an welcher unter dem Einfluß longitudinaler und transversaler Druckkräfte in älteren und jüngeren Epochen gewaltige Schichtverschiebungen und Verfaltungen sich vollzogen haben.<sup>72)</sup> Schon jenem Störungsanteil, der hier die Anlage des Falten- und Schubbaus geschaffen hat, müssen große Bewegungsimpulse zugeschrieben werden. Dies erscheint unter der Annahme verständlich, daß hier unter der kombinierten Auswirkung longitudinaler und transversaler Spannungen (Knickung) große Kräfte gleichsam wie an einem Widerlager ausgelöst werden und sich hier lokal zu besonders großen Werten summirt haben (enge Verfaltung, später Aufschub<sup>72a)</sup> über die Eisnerzone von Süden her und sodann Beginn der Metamorphose in der hinabgedrückten Eisnerzone als Folgeerscheinung).<sup>72)</sup> Die enge autochthone Verfaltung und Metamorphose fand dagegen ihr Ende, als durch die fortschreitende Lösung der Zonenzusammenhänge des Gebirges und durch ein zu weitgehendes schuppenförmiges Übereinandergleiten der Schollen der einwirkende Druck sich auf einen viel größeren Raum zu verteilen in der Lage war (entlang den Schubflächen).

Ich schließe aus den angegebenen Überlegungen, daß gleichzeitig mit der Hauptfaltung der Julischen Alpen, ihrer Außenzone und Vorlage auch schon eine (autochthone) Knickung des Gebirges vor sich gegangen war. Sie hat die Grundzüge jener tek-

<sup>72)</sup> In diesem Raum zieht auch die große (posteozäne) Knickungssachse der Julischen Alpen durch. Auch Koßmat hat hier junge Verbiegungen (postoligocänen Alters) angenommen (58, S. 520).

<sup>72a)</sup> Gehört schon zu den Vorgängen der im nächsten Kapitel beschriebenen „Überschiebungssphase“.

tonischen Anordnung geschaffen, die durch nachfolgende größere Schubbewegungen noch weiter ausgestaltet und aus den angelegten Keimen gleichsam ins Gigantische verzerrt wurde.

## E. Die Hauptüberschiebungsphase der Julischen Alpen (Nachmitteleozän).<sup>74)</sup>

### 1. Allgemeines.

Die Julischen Alpen zeigen, wie in früheren Abschnitten auseinandergesetzt wurde, einen aus mehreren, großen Schubsschollen bestehenden Aufbau, dessen Bewegungsgröße z. T. die Bezeichnung „Teildecken“ rechtfertigen können. Es wurden schon die Beweise angeführt, welche dafür sprechen, die gesamten zentralen Julischen Alpen (mit Ausnahme der Zlatna-Studorscholle) zu einer einzigen Schubsscholle zusammenzufassen, die sich an einer Gleitfläche (zum Teil unter Zwischenschaltung einer Basalschuppe) über die Außenzone vorgeschoben hat. Die (angenommenen) Fenster von Flitsch, Vrsnik und Na Skale geben Aufschluß über bedeutende Förderweiten (bis mindestens 15 km im Isonzogebiet).

Wie ich aus meinen Aufnahmsergebnissen schließe, haben die entstehenden Schubflächen durch einen bereits vorhandenen Faltenbau glatt durchgeschnitten und gleichsam nur den entwurzelten Oberteil eines Faltensystems nach Süden vorgetragen. Es stoßen daher ganz verschiedenartige Schichten an der basalen Schubflächen ab (Schlerndolomit, Raiblerdolomit, Dachsteinkalk und Jura).

Ich werde auf die Bedeutung dieses Überschiebungstypus für das Strukturbild der östlichen Südalpen noch mehrfach zurückkommen.

Die großen Überschiebungen des Isonzogebietes (mittlere Julische Alpen) scheinen sowohl gegen Westen (gegen den Tagliamento), als auch gegen Osten (gegen die Save) allmählich an Schubweite abzunehmen. Auf jeden Fall vermindern sich ebendorthin die faziellen Gegensätze der beiden tektonischen Einheiten. Der Zug von Pseudogaitaler (ladinischen) Schiefern, der die Julische Außenzone charakterisiert, tritt in den östlichen

<sup>74)</sup> Es besteht aber durchaus die Möglichkeit, daß ein Teil dieser Schübe in engeren Anschluß an die Hauptfalten im mittleren oder älteren Eocän eingetreten ist.

Teilen der Julischen Alpen auch in die zentrale Scholle ein und bildet dort die normale stratigraphische Basis der Dachsteinkalke (Koßmat 59, Teller 120 b, S. 14). Er wird, so wie dort, auch hier von Porphyrintrusionen durchschwemmt. Fensteraufschlüsse, die eine große Schubweite der zentralen Julischen Alpen über ihre Außenzone erweisen würden, sind weder in den östlichen noch in den westlichen Julischen Alpen bisher bekannt geworden. Sie charakterisieren daher nur deren mittleren Teil.

## 2. Zentrale Julische Alpen.

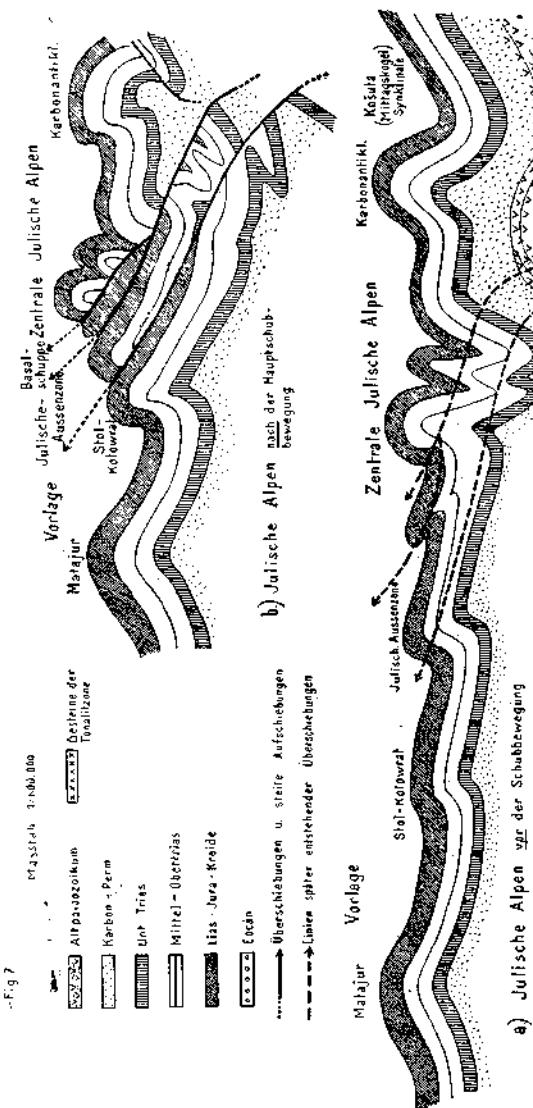
a) Basalschuppe. Die Basis der großen Schubsscholle der „zentralen Julischen Alpen“ wird im Isonzogebiet und in (Teilen der) östlichen Julischen Alpen von einer Zone jüngerer, meist jurassischer Gesteine gebildet, die teils normal (Isonzogebiet), teils invers unter erstere hinabtauchen. Meine eigenen Untersuchungen am Isonzo, Koßmats Studien in den östlicheren Teilen, haben die engeren, stratigraphischen und auch tektonischen Beziehungen dieser Zone zu den zentralen Julischen Alpen festgestellt. Ausdrücklich hebt aber auch Koßmat (in 40, S. 77)<sup>73)</sup> hervor, daß es sich nicht um einen normalen (Falten-) Verband zwischen den letztgenannten und der übergekippten Jurazone handeln könne, da die Dachsteinkalke mit ausgesprochener Diskordanz an diese herantreten. Sie ist hier (in den östlichen Julischen Alpen) gewissermaßen als ein überstürzter, von den zentralen Julischen Alpen überschobener Randteil zu betrachten. Nur im Querschnitt durch den Wocheiner-Tunnel, den Koßmat in einer großen Monographie eingehend beschrieben hat, konnte zwischen der aufgeschobenen Triasplatte der zentralen Julischen Alpen einerseits, dem überkipptem Jurazug anderseits Reste eines normal gelagerten Faltenflügels ange troffen werden. Hier gewinnt man den Eindruck einer von den Kalkmassen der zentralen Teile überschobenen, im Mittelschenkel zerquetschten Antiklinale. Noch weiter östlich des Tunnelquerschnittes keilt die überkippte Jurazone aus. Die Dachsteinkalke der zentralen Julischen Alpen schieben sich dann unvermittelt auf die Grauwacken der „unteren Schuppe“ auf.

Die überkippte Jurazone in der Vorlage der östlichen Julischen Alpen nimmt tektonisch eine analoge Stelle ein, wie die

<sup>73)</sup> „Die Scheide zwischen dem Zuge des Kobla und dem Dachstein kalk ist daher nirgends eine überkippte Schichtgrenze, sondern durchwegs eine Dislokation.“ (40, S. 70.)

nicht überkippte Jurascholle im Isonzogebiet. Ob aber die beiden einander vollständig entsprechen, oder aber sich gegenseitig ablösende, selbständige Kulissen von ähnlicher tektonischer Position darstellen, vermag ich derzeit nicht anzugeben.

Legende zu Fig. 7 und 8.



Die von mir im Isonzogebiet erwiesene „Basalschuppe“ bildete augenscheinlich eine an der Unterseite der großen Kalkmassen mitgerissene Schubsscholle. Dafür spricht auch ihre meist

nicht bedeutende, lokal aber angeschoppte Mächtigkeit, ihre normale (nicht inverse) Lagerung, starke Pressung und Verquetschung, ihre gelegentliche Gliederung in Teilschuppen und ihre ausschließliche Zusammensetzung aus leicht beweglichen und plastischen Gesteinkomplexen. Es wurde eben nur letztere, nicht aber die widerstandsfähigeren Dachsteinkalke,<sup>75)</sup> von ihrer Unterlage losgerissen.<sup>76)</sup> (Fig. 7—8.)

Daß es sich hier tatsächlich nur um einen sekundären, rasch aussetzenden Keil jüngerer Schichten an der Basis der darüber gleitenden Schubdecke handelt, ergibt sich aus den Aufschlüssen im Flitscher Fenster. Am Ostrand desselben spitzen sich die zwischen dem Flysch (der Julischen Außenzone) und den Dachsteinkalken eingekauerten Juraschichten bald ganz aus. Sie dürften daher nur 3 bis 5 km weit von den zentralen Alpen überfahren worden sein, dagegen im Verein mit letzteren größere Wege zurückgelegt haben. (Siehe Taf. III, Fig. 2.)

b) Die Wurzeln der Basalschuppe.

Die im Fenster von Vrsnik und Na Skale inmitten der zentralen Julischen Alpen hervortretenden, als „Fenster“ gedeuteten Aufschlüsse jurassisch-kretazischer Schichten entsprechen ihrem faziellen Gefüge nach vollständig jenen der Basalschuppe. Ich glaube, beide auch aus tektonischen Überlegungen eng aneinander reihen zu können. Ich stelle mir vor, daß die Jura-Kreidegesteine des Vrsnik- und Na Skale-Beckens die Wurzelteile (tiefen Faltenanteile) der Basalschuppe darstellen, die aus diesem Raum abgeschieden und vorgepreßt wurde. (Textfig. 7, T. II, Fig. 8, 9, T. III, Fig. 1 bis 3.)

c) Bewegungsrichtung an der basalen Überschiebung der zentralen Julischen Alpen.

Aus den früher angegebenen Anzeichen und der Lokalisierung der „Basalschuppe“ auf das Isonzogebiet und die angrenzen-

<sup>75)</sup> In einer Teilschuppe (der basalen Schuppe zugehörig) bei Drežnica fand sich an der Basis der vorgepreßten Kreidegesteine auch eine große Schubscholle von Dachsteinkalk, die ich erst im vorigen Jahre entdeckt habe. Schon früher habe ich von hier Lias-Echinodermenkalke beschrieben (131, S. 31—32).

<sup>76)</sup> In meiner Studie über „Das mittlere Isonzogebiet“ habe ich diese Basalschuppe als obere Schuppe der Julischen Vorzone bezeichnet, aber schon damals ihre engen stratigraphischen und tektonischen Beziehungen zu den zentralen Alpen (131) hervorgehoben. Ich halte es jetzt für günstiger, diesen Befund auch in der Namengebung zum Ausdruck zu bringen und wende in dieser Arbeit die Bezeichnung „Basale Schuppe der zentralen Julischen Alpen“ an.

den Teile der östlichen Julischen Alpen kann geschlossen werden, daß die Schubbewegungen ihr größtes Ausmaß im mittleren Teile der Julischen Alpen (Isonzogebiet) erreicht haben, wo auch die größten Faziesdifferenzen zwischen den zentralen Teilen und der Außenzone zu beobachten sind. Hier liegt aber auch jener Raum, in welchem an dem Auseinanderweichen der Faltenzonen und dem Auftreten seitlicher Einbiegungen (kuppelförmigen Aufwölbungen) in den zentralen Julischen Alpen die deutlichsten Anzeichen nahmhafter, transversaler Druckwirkungen zur Beobachtung gelangen. Außerdem zeigen die letzteren gerade hier (östlich des Isonzodurchbruches bei Saga) die stärkste Einbiegung gegen Süden und ein damit zusammenhängendes Westnordweststreichen. Sowohl im Westen als auch im Osten folgen sie dagegen der normalen, südalpinen (Ost-West-)Richtung.

Ich schließe daraus, daß der Vorschub der zentralen Julischen Alpen über ihre Außenzone unter gleichzeitiger Einwirkung transversaler Druckkräfte vor sich gegangen ist.

Die große Kalkscholle wurde im Isonzogebiet nicht genau in der Nord-Südrichtung, sondern von NNO gegen SSW vorgedrängt, und dabei von ihrer westlichen Fortsetzung etwas abgeknickt (abgebogen).

#### d) Teilbewegungen innerhalb der zentralen Julischen Alpen des Isonzogebietes.

Der innere Bau der gefalteten zentralen Julischen Alpen zeigt mehrbare Störungen und Komplikationen, die ich als Begleiterscheinungen der großen Schubbewegungen auffasse.

a) Lukna-Störung. F. Košmat hat auf die Existenz einer steilen Aufschiebung hingewiesen, die aus dem Vrata-Tal über die Lukna-Scharte in das Becken von Vrsnik zieht (59, S. 97.), an welcher sich die Dachsteinkalke und Schlern- (Raibler-) Dolomite des Vogelkammes im Südosten über die Dachsteinkalkmassen im Nordwesten aufgeschoben haben. Diese Störung muß, meinen Aufnahmen zufolge, vorher oder gleichzeitig mit der großen basalen Gleitfläche der zentralen Julischen Alpen entstanden sein. Denn die beiden von der Lukna-Störung getrennten Schollen werden an ihrer Basis einheitlich von der „basalen“ Gleitfläche“ abgeschnitten (siehe T. II, Fig. 13).

Ich fasse die Lukna-Störung als Teilschuppe in dem Schollensystem auf, die entstand, als das selbständige, tektonische Stockwerk der zentralen Julischen Alpen an einer basalen Schubfläche vorgeschoben wurde.

b) Luzniča-Überschiebung. Bei meinen früheren Aufnahmen (131, S. 23) habe ich den Nachweis einer Teilschuppung innerhalb der Dachsteinkalkregion des Krn-Gebietes erbringen können. Hier erscheint eine Scholle

von Schlerndolomit auf eine Distanz von fast 10 km über Dachsteinkalk, Jura und Kreide<sup>77)</sup> aufgeschoben (T. II, Fig. 10, 11, 12 und im „Isonzogebiet“ 131, T. III, Fig. 5, 6, 8). Es handelt sich um eine gegen Westen bogenförmig endende Überschiebung, welche in deutlicher Weise ein diagonales (etwa gegen Süd-süd-westen gerichtetes) Vorpressen der Schollenteile zum Ausdruck bringt. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine Störung, die aus einer zerrissenen, überkippten Falte<sup>78)</sup> (der langgezogenen Antiklinale des Javorček-Zuges) hervorgegangen ist (siehe Textfig. 4).

An den Westflügel dieses vorgeschobenen Dolomitkernes legt sich eine Reihe stark transversal beanspruchter, gestauchter Wölbungen an, welche in ihnen zu scharfen Bügen gedrehten Schichtzügen Einklemmungen und Einfallungen von Lias-Pentacriniten und roten Mergelkalk enthalten (T. II, Fig. 8, 9). Sie füllen den Raum beiderseits des Lepenk-Tals (zwischen Duple pl. und Isonzotal) aus und hängen augenscheinlich mit dem diagonalen Vorpressen des Dolomitgewölbes zusammen. Lukna- und Lužniča-Überschiebung sind vermutlich Reaktionen der in Vorschub befindlichen Platte der zentralen Julischen Alpen auf gleichzeitig wirksame transversale Druckkräfte.

#### e) Einige Bemerkungen über die zentralen Teile der westlichen Julischen Alpen.

Die Randüberschiebung der zentralen Julischen Alpen (Krn-Kohla-Überschiebung) läßt sich durch die westlichen Julischen Alpen bis über den Tagliamento verfolgen. Sie nimmt aber hier eine steilere Lage ein, als im Isonzogebiet. (Siehe T. II, Fig. 1 bis 5, Textfig. 1.) Wie schon erwähnt wurde, schneiden an dieser Störung verschiedene Faltenelemente ab. (Antiklinale der C. di Selve, Resia-Antiklinale, Polounik-Antiklinale.)

In allerjüngster Zeit ist über das Gebiet der Friulaner Voralpen eine umfassende, monographische Studie von G. Dainelli erschienen (9), dem Verfasser des großangelegten Werkes „L'Eocene Friulano“ (10). Es ist als ein sehr dankenswertes Beginnen zu begrüßen, wenn Dainelli unter eingehender Darlegung der von verschiedenen Forschern geäußerten Ansichten, unter Wiedergabe älterer Profildarstellungen und unter Hinzufügung neuer, eigener den Versuch einer zusammenfassenden Beschreibung der Prealpi Friulani unternommen hat. Leider finden sich gerade in der Darlegung des Isonzogebietes einige Mängel, besonders in der Darstellung auf der beigegebenen, schön ausgeführten geologischen Übersichtskarte.

Während die italienischen Forscher den einfachen Faltenbau und aus solchen hervorgegangene pieghé faglie für den Gebirgsbau allein maßgebend erachteten, wird von mir hier die

<sup>77)</sup> Beide von geringer Mächtigkeit.

<sup>78)</sup> Die im Liegenden des Dolomits auftretenden geringmächtigen Dachsteinkalke können vielleicht als Reste des überkippten Faltenflügels angesehen werden.

<sup>79)</sup> Die Schubscholle schneidet an einer jüngeren Störung gegen Norden hin scharf ab.

Existenz von Überschiebungen (nebst normalen Falten) vorausgesetzt. Der Schubsschollenbau des Isonzogebietes dürfte auch noch in das Tagliamentogebiet, wenn auch in abgeschwächter und nicht so durchsichtiger Weise eingreifen. Indessen glaube ich, daß weitreichende Deckensysteme von wurzellosem Charakter in den Friauler Alpen kaum erweisbar sind. In diesem Sinne möchte ich M. Gortani (31) durchaus recht geben, wenn er den Friauler Kalkalpen einen autochthonen Charakter zuschreibt, da sich weder im Norden noch im Süden Wurzeln ausfindig machen lassen, von denen die hypothetischen Schubdecken abzuleiten wären.

Im westlichen Teil der Julischen Alpen zeigt sich eine interessante Komplikation im Faltenbau. Im oberen Resital wölbt sich unter den Dachsteinkalken der Raiblerhorizont in einer Antiklinale empor, um sich sodann im unteren Resital (zwischen Resiutta und Pitani) über die Dachsteinkalke des Nordflügels aufzuschlieben. An dieser Überschiebung, die von Marinelli und Taramelli, (68, S. 85, 105) als pieghe faglie gedeuteet wurde, eine Ansicht, der auch Dainelli (9, 10) und M. Gortani beipflichteten (31, S. CXII), sind die fossilreichen, bekannten Eozänschichten des Mt. Plauris eingeklemmt.<sup>80)</sup>

Über dieses Vorkommnis besteht eine eigene kleine Literatur (Taramelli, 102, S. 121, 103, 105; Marinoni 73; Tellini 125 und obige). Ich habe M. Plauris im vorvergangenen Jahre besucht, um die Lagerungsverhältnisse des Eocäns näher zu besichtigen, zumal Kobmat die Vermutung ausgesprochen hatte, es könne sich hier um einen Fensteraufschluß des Eocäns der Vorlage handeln (59, S. 83). In diesem Falle müßten alle südlich gelegenen Zonen (vom Zug des M. Plauris bis zum Kamm des Stol-Mt. Maggiore) über einer jüngeren Eocän-Unterlage schwimmen. Indessen kann ich dieser Vermutung nicht beipflichten (T. II, Fig. 1). An der Basis des Eocäns lagern mächtigere Nummulitenkonglomerate, deren Gerölle genau aus denselben Dachsteinkalken zusammengesetzt erscheinen, die in der Unterlage anstehen.<sup>81)</sup> Es liegt hier jedenfalls ein über die Dachsteinkalke transgredierender Erosionsrelikt von Eocänschichten vor, welcher einem Eindringen des Eocänmeeres bis in die inneren Teile der Julischen Alpen seine Entstehung verdankt und durch tektonische Einklemmung an einer Schuppe erhalten geblieben ist.

<sup>80)</sup> Die schon von Taramelli ausgesprochene, von Gortani geteilte Ansicht, daß das Eocän von M. Plauris über Dachsteinkalk transgrediert, halte ich auf Grund dessen Geröllzusammensetzung für erwiesen. Dadurch entfällt die Notwendigkeit, zwei „pieghe faglie“ zur Erklärung heranzuziehen, wie Dainelli (9, S. 198) voraussetzt.

<sup>81)</sup> Speziell fleischrot gefärbte Varietäten von Dachsteinkalk kommen anstehend und als Gerölle im Eocän vor.

Von besonderem Interesse ist die ganz klar ersichtliche, nordgerichtete Bewegungstendenz an der Schuppe des Mt. Plauris. Der ausgesprochenen Südbewegung, welche die Julischen Alpen (und ihre Vorlagen) an ihrem Südrande aufweisen, steht also schon innerhalb der westlichen, zentralen Julischen Alpen die nordgerichtete Faltungstendenz<sup>82)</sup> gegenüber, die auch den Nordrand der Julischen Alpen überhaupt charakterisiert. Das Gebirge stand in den westlichen Julischen Alpen in post-ecäner Zeit unter dem Einfluß besonders kräftiger tangentiaier Zusammenpressung, was in einem Ausweichen der Schichtmassen nach beiden möglichen Richtungen (nach Norden und Süden hin) zum Ausdruck kommt. Auch die allgemeine Stellung der Sedimente erscheint nach dem Profil Marinellis, Dainellis und eigenen Beobachtungen eine steilere, die Kompression des Gebirgskörpers eine weitgehendere, als sie im Isonzogebiet konstatiert werden konnte.

Eine Erklärung für diese Phänomene wird später gegeben werden.

So wie sich westlich des Isonzo im oberen Resia-Tal eine ausgesprochene, tiefgreifende Antiklinale in den Bau der zentralen Julischen Alpen einfügt, so schaltet sich südlich davon, am Südhang des M. Plauris, eine neue Synklinale ein, deren Kern von Juraschichten gebildet wird. Auch diese ist auf die westlichen Julischen Alpen beschränkt.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß in den westlichen Julischen Alpen in steigendem Maße eine Zusammenpressung des Gebirgskörpers eintritt (Synklinale am Mt. Plauris, Schuppe am Mt. Plauris, engere Zusammenpressung der Falten). Die Zahl der tektonischen Elemente ist hier vermehrt, die Schichtstellung eine steilere, die Kompression daher eine bedeutendere. Schub- und Faltenrichtung sind sowohl gegen Norden als gegen Süden gerichtet gewesen.

f) Die östlichen Teile der zentralen Julischen Alpen. (Textfig. 1 und T. I und IV.) Anzeichen für die Existenz einer großen Deckscholle.

Sehr schwierige Fragen treten in den inneren zentralen Teilen der östlichen Julischen Alpen entgegen. Die Deutung, die ich hier den Erscheinungen unterlege, weicht von der bisherigen Auffassung in mancher Hinsicht ab. Wenn ich es trotzdem wage, eine eigene Anschatzung zu äußern, so geschieht dies unter ausdrücklicher Betonung des hypothetischen Charakters der Darstellung und ihrer Abhängigkeit von dem lückenhaft vorliegenden Beobachtungsmaterial.

Die Jurazone des Wocheinergebietes bildet in den östlichen Julischen Alpen das tektonische Leitelement

<sup>82)</sup> Schon Marinelli unterscheidet hier N und S gerichtete Falten und pieghe faglie (68).

zwischen den im Norden (NW) und Süden (SO) davon sich ausbreitenden Triasbildungen (vorwiegend Obertrias). F. Teller hat in Ergänzung der älteren Aufnahmen von C. Diener (15) den Nachweis erbracht (120 c), daß dieser junge Schichtstreifen (Jurazone) von dem in Norden angrenzenden Dachsteinkalken überschoben, beziehungsweise überfaltet werde. F. Koßmat (59, S. 99 bis 100) hat dann die Überfaltung des Wocheiner Jurazuges mit der westlich anschließenden, flachen Überschiebung der Triasplatte der Zlatna über das Oberjuragebiet der Triglavseen in Zusammenhang gebracht. Die Schubfläche lenkt beim Übergang vom Wocheinergebiet in letzteres aus der Ost-Westrichtung in die NW- und N-Richtung um (Fig. 14 auf T. II). Die Störung setzt sich dann, nach Koßmat, indem sie neuerlich ihren Verlauf ändert, mit nordöstlicher Richtung in die Kermalinie fort, an welcher NW gerichtete Überschiebungen in der Schichtfolge wahrzunehmen sind. (55, S. 430.) An oder in der Nähe der Schubbasis treten ältere, mitteltriadische Schollen zutage. Der weitere Verlauf der Überschiebung geht über die Rotwein auf das Mežakljaplateau an die Save.

Die Untersuchungen von F. Härtel (33 b) ergänzten das tektonische Bild in manchen Einzelheiten und schlossen sich in der Deutung der Erscheinungen der Auffassung von Koßmat an. Nach Härtel (33 b) wiederholt sich die südgerichtete Überschiebung der Juramulde des Wocheinertales auch in der nordöstlich anschließenden Pokluka, die durch eine Querstörung von ersterer getrennt ist: „So kommt im ganzen ein etwa Nordost-Nordwest streichende Liasmulde zustande, die von Nordwesten her durch Triaskalke überschoben, in ihrem Gesamtaufbau der Kerschdorfer Mulde<sup>83)</sup> ähnelt und jedenfalls mit dieser in ursächlichem Zusammenhang steht“.

Koßmat hatte noch die Kerschdorfer (= Wocheiner) Juramulde als normale Einfaltung aufgefaßt. Härtels Profile zeigen aber durchwegs eine von Norden (Nordwesten) her erfolgte Aufschiebung der Dachsteinkalke über die zum Teil überkippte Lias-Juramulde. Die Triaskalke grenzen sich mit einer Diskordanz an den steil aufgerichteten Lias-Juraschichten ab (33 b, S. 137). Härtels Angaben (33 b, S. 151) enthalten auch die ausdrückliche Hervorhebung der Überschiebungen am Nordrand (Nordwestrand) der Juramulde. „Noch an der Hebataipe und im westlichsten Teil der Wocheiner Hauptmulde herrscht die rein südlich gerichtete Überschiebungstendenz. Der Ausbiß der Schuhfläche schwenkt aber von Kerschdorf wie das Streichen der einzelnen Juraschichtzüge nach Ostsüdost und schließlich Nordost ein.“

<sup>83)</sup> = Wocheiner Juramulde.

Auf S. 152 spricht er von der Überschiebungslinie am Südrande des Pokluka-plateaus.

Auf diese Weise erscheint die Triasplatte der Zlatna Studor zu etwa vier Fünftel ihres Umfanges von einer Überschiebungszone umsäumt.

Es liegt auf Grund dieser Angaben nahe, die gesamte Triasscholle der Zlatna Studor als eine Deckscholle anzusehen<sup>84)</sup>; als den vielleicht durch jüngere Störungen eingebogenen Rest einer von weither überschobenen „höheren Decke“. In der Tat hat F. Koßmatt diese Annahme erwogen (59, S. 100), die „zweifellos bedeutende Überschiebung“ im Gebiete der Triglavseen betont, jedoch die Existenz einer einheitlichen, auf fremder Unterlage schwimmenden Schubdecke bestritten. Zur Begründung der Ablehnung führt er den von ihm angenommenen engere, Zusammenhang zwischen der hypothetischen Decke und der Jura-zone der Wocheinergebiete<sup>85)</sup>, ferner die Unmöglichkeit der Herleitung der Decke aus nördlicher oder südlicher Richtung an. (Fehlen einer Wurzelzone.) Dagegen besteht eine einfache Erklärung nach den von ihm für die Erklärung des allgemeinen Gebirgsbaues angewendeten Prinzipien. „Es handelt sich nicht um Faltendecken oder ortsfremde Schubmassen, sondern um Schollen, welche in den strenge dem adriatischen Bogen eingespannten Kalk- und Dolomitmassen der Julischen Alpen durch Biegung des harten Materials ausgesprungen und sich sowohl an Blättern als auch an Wechselflächen ineinanderschoben“. (59, S. 108.)

Eine große Schwierigkeit für eine Erklärung der Tektonik im Sinne Koßmatts sehe ich darin, daß der Schub gewissermaßen zentrifugal nach allen Richtungen hin erfolgt, beziehungsweise eine allseitige zentripetale Unterschiebung eingetreten sein müßte. Da erscheint mir die Annahme einer „Deckscholle“ doch als die einfachere Lösung, zumal die Dachsteinkalke im südlichen und südwestlichen Teil der Scholle tatsächlich auf eine beträchtliche Distanz hin, einer jüngeren (jurassischen) Unterlage aufruhen.<sup>86)</sup> Nun ergibt eine Prüfung der mitgeteilten

<sup>84)</sup> Fig. 14 auf Taf. 11 gibt ein Bild der Zlatna-Studor-Überschiebung auf Grund eigener Beobachtungen bei den Triglavseen. Die starken Stauchungen der Triaskalke weisen auf bedeutende Schubkräfte hin.

<sup>85)</sup> Es erscheint mir aber kaum möglich, daß diese bedeutende Überschiebung auf ganz kurze Distanz hin in eine einfache Falte übergehen sollte. Ubrigens zeigen auch die später (1920) veröffentlichten Profile Härtels aus dem Wocheiner Juragebiete eine Überschiebung der Dachsteinkalke über den Jura.

<sup>86)</sup> Siehe das Profil bei Härtel (30 b, S. 137!).

Beobachtungen F. Tellers, daß auch noch der restliche, den Störungsring schließende Teil der Umrahmung der Zlatna Einheit von einer Schrubfläche gebildet wird. Sie verlängert so ersichtlich die von Härtel angegebene Überschiebung gegen Nordosten hin und ermöglicht es, die Störungslinie bis an die Save heran zu verfolgen.

Ihre Bedeutung geht aus Tellers eigenen Angaben hervor. „Von besonderem Einfluß auf die Neugestaltung des Kartenbildes war der Nachweis einer Zone von oberen Werfener Schichten, welche von Dobrawa durch die hochgelegene Talweitung der Polana an die Südseite der Mežakla und von dort über Pernike in die mittlere Rotwein verfolgt werden konnte. Ein isolierter Lappen dieser Kalk- und Mergelschiefer wurde sodann jenseits der tiefen Rotweinfurche auf der Höhe des Poklukaplateaus beobachtet. Alle diese durch tektonische Linien vielfach zerstückten Vorkommnisse von Werfenerschichten lagern aber über einer mächtigeren Stufe jüngerer Triasbildungen auch in beträchtlich höherem Niveau als jene Zone von Werfenerschichten, welche im Vorjahr am Sakatsch und am Nordufer des Veldecker Sees, in normaler Position an der Basis der jüngeren Triasbildungen nachgewiesen wurde. Es ergeben sich somit an dem Ostrand der Julischen Alpen Anzeichen derselben flachschuppigen Schichtüberschiebungen, die seinerzeit bei Begehung des Nordrandes dieser Gebirgsgruppe konstatiert wurden und welche eine Analogie zum Bau des Nordrandes der Steiner Alpen darstellen“ (121, S. 15).

Auf Grund der hier angeführten Beobachtungen Tellers (121) und der Mitteilungen von Härtel (33 b)<sup>87)</sup> ist der Überschiebungsring um die Zlatna-Studoreinheit nahezu geschlossen. Dies vor Allem rückt meiner Meinung nach die Annahme des Deckschollencharakters für die genannte in den Vordergrund, ohne daß ich allerdings eine andere Deutung ausschließen möchte.

Nun muß noch eine Erklärung für die Herkunft der hypothetischen Deckscholle gesucht werden.

In der Unmöglichkeit, die Decke aus rein nördlicher oder südlicher Richtung abzuleiten, stimme ich mit Koßmat ganz überein.

Es bleibt aber noch die Möglichkeit eines transversal oder diagonal erfolgten Einschubs übrig.

Vor Erörterung dieser Eventualität soll ein Blick auf den Schichtenbau der Scholle geworfen werden. Am Südrand der Überschiebung treten Obertriaskalke, am West- und Nordwestrand auch ältere Schichtglieder, Wer-

<sup>87)</sup> Sollte nicht auch die von F. Härtel betriebene Triasscholle der Babna gora (nordöstlich Wocheiner Feistritz), die nach Härtel auf (mindestens) drei Seiten von Juraschichten unterteuft wird, einer Deckscholle entsprechen?

fenerschichten, Muscheikalk, Wengenerschichten, Plattenkalke mit piëtra verde, bunte Kalkkonglomerate und Schlerndolomit hervor. Aufbrüche unterer — (Werfener Schichten) — und mitteltriadischer Schichten finden sich auch innerhalb des von der Überschiebung begrenzten Gebietes, von Koßmat als Aufpressung aus dem Untergrund gedeutet. Da schließlich auch am Nordostrand, im Rotweintal zwischen Dobrawa und der Pokluka, Werfener Schlieren an der Basis der Schubmasse auftreten, halte ich die Auffassung für berechtigt, daß der Schuppenbau im wesentlichen durch den Abstau eines Schichtpaketes an einem tieferen triadischen Niveau, teils an dem gleitfähigen Werfener Horizont, teils an der Basis der Obertrias entstanden ist.

Es liegt also unter Zugrundestellung der hier erörterten Möglichkeit nur der oberste Teil einer durch Diagonaldruck beanspruchten Schichtplatte vor, welcher sich nach Ablösung von seiner Unterlage süd-westwärts über Obertrias und Jura geschohne hätte, während die jungpaläozoische, zum Teil auch die unter-mitteltriadische Unterlage im Osten zurückgeblieben und wohl in Form, selbständiger, unabhängiger Faltungen und Schiebungen den longitudinalen und seitlichen Druckkräften nachzugeben in der Lage war.

Das Herkunftsgebiet der „Decke“ muß also aus den beim Schub zurückgelassenen, tieferen Schichtgliedern bestehen; es soll einer Region entsprechen, die im wesentlichen aus karbonischen, permischen und älter-triadischen Sedimenten aufgebaut wird.

Nun zeigt sich in der Tat am Nordostrand der Julischen Alpen zwischen Birnbaum, Aßling, Jauerburg und Scheraunitz, sowie weiter östlich davon bis in die Gegend nördlich von Neumarkt im Feistritztal ein ausgedehnter Raum, welcher aus Karbon, Perm und älterer Trias (Werfener Schichten, alpiner Muscheikalk) besteht. In tektonischer Hinsicht entspricht er einer kompliziert gebauten Falten- und Schuppenzone am Südrand der Karbonwölbung. Hier liegt also ein tektonischer Bau vor, an dem obertriadische Bildungen nicht mehr beteiligt sind. Da die Obertrias und Schlerndolomit einst sicher darüber gelagert waren, so kann angenommen werden, daß die tieferen Schichtglieder einen selbständigen Falten- und Schuppenbau unter der hängenden, sich unabhängig davon als Gleitbett (85, S. 291) vorschließenden obertriadischen Decke gebildet haben (tieferes Faltungs- und Schuppungsstockwerk im Sinne O. Ampfers, 1, S. 585). Im besonderen sei hier auf die so ungemein komplizierten Verfaltungen und Verschiebungen in dem von Teller mitgeteilten, instruktiven Profil durch das Feistritztal (118) hingewiesen, wo vier steil gestellte, selbständige Schollen von Karbon und Permokarbon zwischen zwei triadischen Schuppen aneinander verschoben und miteinander verfaltet sind.

Eine ganz ähnlich komplizierte Schuppenzone weist auch die von Teller sehr genau untersuchte (124, S. 36) Region von Jauerburg-Aßling-Scheraunitz auf, deren ostwest streichende Schuppenzüge aus Oberkarbon, Perm und älterer Trias aufgebaut, unter die „Decke“ hineinzuziehen scheinen, die jenseits (südwestlich der Save) in flacherer Lagerung sich ausbreitet (siehe die geologische Karte in 124).

Dieses von Teller beschriebene System von Schuppen und Falten, das auch auf eine starke Raumverengerung in der Richtung von Norden

nach Süden (Südüberkippungen!) hinweist, war zweifelsohne von sehr bedeutenden transversalen Verfaltungen begleitet, wie die im Streichen erfolgte Biegung der Schichtzüge, ihre scheinbare, seitliche Verkeilung<sup>88)</sup> und besonders die sehr bedeutende Knickung der nördlich anschließenden Karbonantiklinale erweist, die auch in analoger Weise die anliegenden permisch-altertiadischen Zonen betroffen haben muß.

Ich glaube demnach, vermuten zu können, daß hier der ursprüngliche Ablagerungsraum sowohl in longitudinaler als in transversaler Richtung auf viel engerem Raum zusammengedrängt wurde (siehe Textfig. 17—18).

Es erscheint mir auch von Wichtigkeit, daß die (permisch-alttriadische) Schuppenzone nördlich Scheraunitz westlich der Save im Muschelkalk-Werfenergebiet von Dobrowa ihre unmittelbare Fortsetzung findet (siehe Teller, Karte in 124). Hier stellt sie nach Tellers späterer Angabe (121) die Basis einer aufgeschobenen, höheren Triasplatte dar, die offenbar der Zlatna-Studoreinheit zugehört. Das Schuppengebiet an der Save taucht hier in der Tat als Unterlage unter die aufgeschobene Decke ein.

Auf Grund dieser Betrachtungen halte ich es für wahrscheinlich, daß die vorwiegend obertriadische Scholle der Zlatna Studoreinheit aus nordöstlicher Richtung eingeschoben wurde.

Fürs erste mag die Annahme einer so bedeutenden Verschiebung unwahrscheinlich dünken. Betrachtet man aber den Verlauf der nördlich anschließenden tektonischen Zone, der Karbonantiklinale und der Košuta-(Mittagskogel-)Synklinale, so zeigen sich hier Anzeichen eines analogen bedeutenden, transversalen und diagonalen Schubes.

Bezüglich der „Knickung“ der Košuta-Synklinale kann hier auf folgendes verwiesen werden: Diese Faltenmulde erfährt nordöstlich Aßling eine sehr bedeutende Abbiegung, die, wie schon Klobmat angibt (59, S. 138), den ganzen Hauptzug der Karawankentrias<sup>89)</sup> um rund 7 bis 8 km nach Süden abgelenkt hat. Das westliche Stück kulminiert im Mittagskogelzug, das östliche gegen Süden vorgebogene, in der eigentlichen Košuta. (Siehe Fig. 17—18 und Tellers Karte in 124.)

---

<sup>88)</sup> So kann man nach Tellers Karte (124) vermuten, daß die Muschelkalkuppe nördlich Scheraunitz die gegen Süden vorgescho- bene Fortsetzung der analog gebauten Schuppenzone von Aßling-Jauerburg wäre, von letzterer durch eine transversale Schuppung mit einem Karbonaufruhr getrennt. Auf jeden Fall nimmt die Schuppe nördlich Scheraunitz der großen Karbonantiklinale gegenüber dieselbe tektonische Stellung ein, wie die Schuppe von Aßling-Jauerburg. Einer dritten wieder gegen Nordwesten vorgerückten Schuppe entspricht schließlich die Alttriasschuppe von Biernbaum.

<sup>89)</sup> Zug des kleinen Mittagskogels.

Schon die Existenz der bedeutenden Abknickung des Gebirgszuges ergibt das Vorhandensein einer stärkeren, transversalen Verkürzung der Zone, deren Ausmaß etwa 4 bis 5 km ergibt. Es sprechen aber verschiedene Gründe dafür, daß hier nicht nur die Abknickung der östlichen Teile, sondern auch eine weitreichende Spaltung und transversale Ineinanderschiebung der geknickten Teile stattgefunden hat. Denn durch eine solche erklärt sich die Tatsache am besten, daß der nördliche Ast des hier entzweigespaltenen (verdoppelten) Mittagskogelzuges<sup>90)</sup> um mehrere Kilometer gegen Nordwesten vorspringt und daß seine Perm-Werfenerunterlage gegenüber dem westlich gelegenen Silur-Devonzug vordringt. Auch fände die stark gegen Norden vorgeschohene Lage des Silur-Devonstreifens von Tösching südlich der Drau hiedurch eine einfache Deutung. Verlegt man den Schlerndolomitzug des kleinen Mittagskogels um 6 bis 8 km gegen OSO zurück, so fügt er sich an jenen des großen Mittagskogels an und die anschließende untertriadisch-permische Scholle gelangt in ihre gehörige Lage an den Nordsaum des genannten. (Siehe Fig. 17—18.)

Der Effekt des Seitenschubes ist demnach, die Richtigkeit der hier zugrunde gelegten Annahme vorausgesetzt, infolge der transversalen Ineinanderschiebung ein viel bedeutenderer, als er sich aus der Abknickung allein ergeben würde: Ein Betrag von 10 bis 15 km kann wohl nicht als übertriebener Wert gelten.

Es kann angenommen werden, daß in gleicher Weise auch die Zone der Hochalpen (Julische Steiner Alpen) einer Knickung und transversalen Verbiegung unterworfen war. Tatsächlich erscheint der Nordrand der Steiner Alpen gegenüber jenem der Julischen Alpen bedeutend (etwa um 10 km) weiter gegen Süden gerückt (59). Da sowohl die nördlich angrenzenden Zonen (Kosuta, Karbonantiklinale) als auch die südlich der zentralen Julischen und Steiner Alpen gelegenen tektonischen Einheiten (Terranovaerkarst—Savefalten) einer starken transversalen Verkürzung unterworfen waren, so muß auch in den zentralen Gebirgsteilen eine bedeutende Seitenbewegung eingetreten sein. Sie käme hier in einem diagonalen Aufschub des Nordwestteiles der Steiner Alpen über den Ostteil der Julischen Alpen zum Ausdruck.

<sup>90)</sup> Auch der Drauzug (i. e. S. des Wortes), die Nordkarawanken, erfahren eine analoge Knickung.

Auf eine solche Bewegung kann die mutmaßliche Deckscholle der Zlatna Studorgruppe bezogen werden. Die Schubweite müßte nach den in der Umrandung dieser tektonischen Einheit zu beobachtenden Erscheinungen einem diagonalen Seitwärtsgleiten von mindestens 15 km entsprechen.<sup>91)</sup>

Die Erklärung, die hier zugrunde gelegt wird, unterscheidet sich im Prinzip nicht sehr von jener Kofmats, wenn sie auch viel gewaltigere Schubvorgänge, als dieser Forscher voraussetzte, zur Deutung heranzieht. (Vgl. hiezu auch Härtels Bemerkung [33 b, S. 151] über „die merkwürdigen, lappenartig aus der Julischen Triastafel herausgeschälten und nach Westen gedrückten Schubschollen“.)

Ich möchte aber die hier skizzierte Auffassung doch nur als Anregung betrachtet wissen, die die bisher bekannt gewesenen Tatsachen zwar in bedeutenden, aber doch von der alpidinarianischen Knickung abhängigen Schubbewegungen erklärt wissen will.

### 3. Die Hauptschubbewegungen im Bereich der Julischen Außenzone.

Die Julische Außenzone hat sich unter dem Einfluß fort dauernder, verstärkter Kompression während? und nach dem Mitteleozän einheitlich von ihrer Vorlage abgelöst und sich über letztere aufgeschoben, im östlichen Teil unter diese unterschoben. Schon im Isonzogebiet, vor allem aber in den östlichen Julischen Alpen haben sich aus ihrem Faltenbau auch Teilschuppungen entwickelt.

a) Die Karfreit Kirchheimer Überschiebung bildet die Basis der Julischen Außenzone und damit der Julischen Alpen überhaupt. Zumeist erscheint Trias unmittelbar über die Oberkreide der Vorlage aufgeschoben. Auch hier lassen sich deutliche Faziesunterschiede zwischen den übereinander bewegten Massen erkennen, auf welche bereits Kofmat und ich eingehend hingewiesen haben. Immerhin schalten sich hier Übergangsglieder ein, welche zeigen, daß die aus küstennahen Sedimenten

<sup>91)</sup> Die Schubscholle braucht nur soweit gegen NO zurückverlegt werden, damit die obertriadischen Teile des Westrandes über die in der Unterlage der Deckscholle auftretenden älteren Triasbildungen zu liegen kommen, wie sie schon in der Gegend von Dobrava an der Save unter der Schubfläche hervortreten.

menten bestehenden Ablagerungen beider Schuppen in einem einheitlichen, nahe gelegenen Bildungsraume entstanden sind. Gegen Westen hin verlängert Koßmat die Kirchheimer Überschiebung in die südliche Randverschiebung des Stol-(Montemaggiore) Zuges, die als östlicher Ausläufer der bekannten piega taglia periadriatica (Marinelli 68, S. 68) gilt. Meiner Auffassung nach findet jedoch die „Kirchheimer Schublinie“ westlich Karfreit weiter gegen Norden vorgebogen ihre Fortsetzung.

Etwa 2 km östlich Karfreit tritt nämlich eine Knickung der Gebirgszüge im Streichen ein, was in einer stärkeren, südwärts gerichteten Vorbiegung der östlichen Teile zum Ausdruck kommt. (Beziehungsweise eines gegen Norden gerichteten Vorbiegens der westlich gelegenen Teile.)

Darnach ist der Zug von Triasdolomit, der ans der Gegend Kirchheim bis gegen Karfreit an oder nahe der Basis der Überschiebung auftritt, bei letzteren Orte um etwa 1½ km gegen Norden vorgeschoben, er setzt sich von hier wieder geradlinig über den Raum südlich Ternowa und Saga, über den Zug des Mt. Musi bis an den Tagliamento fort.

Es erscheint mir naturgemäß die westliche Verlängerung der Karfreit-Kirchheimer Störung auch weiterhin in der Randüberschiebung des „Dolomitzuges“ anzunehmen. Auf keinen Fall kann, meiner Auffassung nach, der Stol als die westliche Fortsetzung der Dolomit-Jura-Kreidezone Karfreit-Kirchheim (= Julische Außenzone), die in seiner orographischen Verlängerung liegt, angesehen werden, wie aus der abweichenden faziellen Beschaffenheit beider hervorgeht (vgl. 131, S. 91).

Der Rand der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung ist in prachtvoller Weise bei Libussina (östlich Karfreit) erschlossen; von Juragesteinen überlagert, grenzt sich hier der Triasdolomit mit geneigten Bänken an der flachen Schubbahn ab, unter welcher die zerknitterten und eng gefalteten Flyschgesteine des Senons liegen. (Siehe in 131, T. III, Fig. 20.)

Die Südbegrenzung der Julischen Alpen (Außenzone) wird auch ostwärts des Isonzos (bis Kirchheim) von der Karfreit-Kirchheimer Schublinie gebildet.

Die Deckscholle von Ponikve, südöstlich des Tolmeiner Beckens und das Fenster von Kneža im Bačatal, beide von Koßmat ermittelt (40), beweisen eine Förderweite von mindestens 6 km, die, wie aber schon Koßmat betont wahrscheinlich noch mehr betragen muß. Nach den Untersuchungen desselben Forschers treten gegen Osten hin immer ältere Schichtglieder an der Basis der Schubfläche hervor. Am Ostrand des Tolmeiner Beckens wird der Saum noch von obertriadischen Hornsteindolomiten, bei Kneža von „ladinischen“ Pseudo-Gailtaler Schiefern, in der Gegend von Kirchheim aber schon von deren stratigraphischer Unterlage, paläozoischen Grauwacken und Schiefern, gebildet. (Koßmat, 40, 44, 60 b.) Die Schubfläche greift gegen Osten etwas tiefer in der Schichtfolge hinab. In analoger Weise verhält sich die überschobene Unterlage, welche im Westen (bei Tolmein) aus Senongesteinen, dann aus Wolfschacher Kalken der Unterkreide, aus Obertrias, Mitteltrias und schließlich im Osten aus Welsener Schiefern und Karbon besteht.

Der Schub erfolgte hier über eine vorliegende, gegen Osten ansteigende Antiklinalwölbung, in deren Kern ältere Schichten zutage traten. „Es überschneiden mit geringen Niveauschwankungen die obersten Stufen der Triasmasse die verschiedensten Bildungen der südlichen Vorlage.“ (Koßmat 40, S. 92.)

b) Aufschub der Bischofslacker-Scholle auf die Außenzone. Östlich Kirchheim ändert sich das Bild. Sehr komplizierte, von Koßmat in Karte und Profil (40, S. 94) dargelegte Verhältnisse zeigt die Region des Skofje vrh (bei Kirchheim) (Störungsbündel von Kirchheim, nach F. Koßmat). Eine Reihe nordwestlich einfallender Schuppen (zum Teil mit inverser Schichtfolge) wird hier sichtbar. Die Serizitgrauwacken der aufgeschobenen Decke der Julischen Alpen und die Karbon-Perm-Triasgesteine der „Unterlage“ beteiligen sich an ihrem Aufbau. Man gewinnt, meiner Ansicht nach, den Eindruck, daß der Decke der Julischen Vorzone hier durch einen von Südosten her wirksamen Gegendruck ein weiteres Vordringen nach dieser Richtung verwehrt war, ihr Rand in einer Reihe von sekundären Schuppen gestaut wurde und daß unter dem Einfluß der gegeneinander wirkenden Druckkräfte vor diesem Hindernis die mitgeschleppten und emporgezerrten Teile der Unterlage mit der Decke verschuppt wurden (Schuppen des Skofje vrh). Auch die Außenzone selbst löste sich in zwei Teilschuppen auf (40, S. 97). Östlich dieses Schuppengebietes von Kirchheim ändert sich nach meiner Auffassung das Gefüge abermals. Decke (Julische Vorzone) und Unterlage wechseln ihre Rolle. Die Serizitgrauwacken und die ihnen aufgelagerte Trias, der Julischen Außenzone angehörig, versinken unter die von Süden heraufgeschobene Karbon-Permscholle der „Vorlage“. An Stelle der von Norden nach Süden<sup>91a)</sup> gerichteten Überschiebung der Julischen Außenzone über den Ternowauer Hochkarst (= Vorlage) ist eine von NNO nach SSW gerichtete Unterschiebung der Außenzone unter die Vorlage getreten. An der Grenze beider Regionen — also zwischen dem Bereich der nach Süden und der nach Norden gerichteten Schubbewegung — liegt die Schuppungszone von Kirchheim.

Der Rand der östlichen Schubdecke (Karbonecke der Vorlage) springt im Raum östlich Kirchheim bis zum Laibacher Becken, je weiter gegen Osten desto mehr gegen

<sup>91a)</sup> Genauer von NNO nach SSW.

Norden vor. So überdeckt er, wie aus Koßmats Karte (44, 40, 59) klar ersichtlich ist, der Reihe nach einzelne Schichtzüge der Julischen Außenzone. Bei mehr oder minder ostwestlichem Streichen ziehen letztere ostwärts unter die disjunktiv aufgeschobene Karbonmasse hinein.

Augenscheinlich erweist sich auch der innere Bau der Julischen Außenzone in deren östlichen Teilen von diesem Wechsel in der Schubrichtung maßgeblich beeinflußt. Während westlich Kirchheim (bis zum Tagliamento) eine freie Entfaltung der Schubsscholle der Julischen Außenzone gegen Süden möglich war, erscheint sie im Osten unter dem gegen Norden gerichteten Vordringen der Vorlage zwischen letzterer und den süddrängenden Zentralen Julischen Alpen enger zusammengepreßt. (Enggefaltete Züge von Eisnern.)

Als wichtigstes Merkmal der tektonischen Struktur betrachte ich die Tatsache, daß sich innerhalb der östlichen Julischen Alpen ein grundlegender Wechsel im Gebirgsbau vollzieht.

Während westlich Kirchheim die Julischen Alpen stets an einer Basisüberschiebung über ihre Vorlage aufgeschoben erscheinen, sinkt ostwärts dieses Ortes die Julische Vorzone unter die von Süden andrängende Vorlage (Bischoflack-Billichgrazerscholle = nordöstliche Fortsetzung der Ternowanerscholle) hinab. Was im Westen eine Überschiebung gewesen ist, wird hier im Osten zu einer gleichgerichteten Unterschiebung.

Koßmat, der die Überdeckung der östlichen Teile der Julischen Vorzone durch den vordringenden Rand der Vorlage selbst ermittelt hatte (44, 82) deutet die Erscheinungen im wesentlichen durch transversalen Schub (59, S. 79). Indessen wäre bei dem allgemein ostwestlich orientierten Verlauf der Schichtzüge im Falle einer seitlichen Ineinanderschiebung zwar eine transversale Schuppung der Gesteine der Julischen Außenzone selbst, nicht aber eine solche der Vorlage (Karbon-Triasdecke)<sup>92)</sup> mit der Außenzone zu erwarten, wie es tatsächlich der Fall ist. Es wird sich im Verlaufe meiner Darstellung ergeben, daß die Annahme eines diagonalen, von SSW. gegen NNO. gerichteten Aufschubes der östlichen Vorlage (Ternowaner Decke, Save-

---

<sup>92)</sup> Die Vorlage entspricht hier nach Koßmat dem westbewegten Kopfe der Savefalten.

falten) über die Julische Außenzone sich besser in den allgemeinen Bauplan des Gebirges einfügt (Fig. 1, 14 und 17), als die Voraussetzung eines reinen Seitenschubes.

c) Koexistenz transversaler Druckkräfte zur Entstehungszeit der Schubbewegungen in der Außenzone. Es läßt sich aus vielen Anzeichen schließen, daß der Zusammenschub der Julischen Alpen nicht rein in longitudinaler (Nord-Süd-) Richtung erfolgt ist, sondern daß transversale Druckkräfte dabei eine wesentliche Rolle gespielt haben. Deutliche Anzeichen finden sich an der Käfreat-Kirchheimer Überschiebung. Ihr gegenwärtiger Rand verläuft von der Knickungsstelle bei Käfreat bis zur Südgrenze der Schubsscholle von Ponikve durchschnittlich in Nordwestrichtung. Gleicht man den abschätzbaren Effekt der jüngeren (vermutlich miozänen) Knickung aus, so verbleibt noch immer ein WNW. gerichteter Verlauf der Störungslinie und der sie begleitenden Schichtzüge übrig. Zudem überschneidet die Überschiebung verschiedene tektonische Elemente der Vorlage. Zwischen Smast und Gabrie (westlich Tolmein) sind die triadischen Gesteine der Außenzone über die Synklinale (und zwar deren Senoukerin) aufgeschoben, welche der Kolowratfalte nördlich vorgelagert ist.

Bei Tolmein und Lubino greift die Decke bis auf den Scheitel der Kolowratwölbung über, und in der noch weiter östlich gelegenen Deckscholle von Ponikve bedecken die Schubmassen die nächste synklinale Zone (Selski-Mulde) und sogar die folgende Selski-Antiklinale. Es findet also ein Überschreiten der tektonischen Schichtglieder der Unterlage durch ein etwas stärkeres Vordringen der östlichen Teile der Decke statt, was auf einen eingeknickten Verlauf der Schubfläche hinweist.

Diese Erscheinungen deuten auf die Mitwirkung einer seitlichen Druckkomponente bei Entstehung des Schuppenbaues der Julischen Alpen und auf eine nicht genau in der Nord-Südrichtung gelegenen Resultante der angreifenden, gebirgsbildenden Kräfte, bzw. auf ein Drehmoment.

In noch viel deutlicherer Weise kommt die Einwirkung seitlicher Druckkräfte im Bereich der östlichen Julischen Alpen zum Ausdruck. Insbesondere sei hier auf die diagonalen, randlichen Aufschuppungen am Skofje vrh bei Kirchheim und die hiezu parallele namhafte Teilschuppung innerhalb der Außenzone hingewiesen. Überhaupt dürfte der nach Komats Auf-

nahme und Mitteilungen durch transversale Pressung beeinflußte Bau der östlichen Julischen Außenzone, wenn auch schon durch ältere Bewegungen in seinen Grundzügen angelegt, so doch in der Zeit der großen Schubbewegungen seine weitere Ausgestaltung erfahren haben.

#### 4. Der Bau der Vorlage der Julischen Alpen. (Fig. 1, T. IV.)

Zur Vorlage der Julischen Alpen im Isonzogebiet gehören meiner Auffassung nach Stol, Kolowrat, Veitsberger Plateau, (Nordteil des Ternowaner Karstes) einerseits, Matajur-, Selski-Antiklinale und Ternowaner Wald andererseits. (131, 132, 46, 60, 41, 60 b, 69, 22, 127, 9 usw.) Ihr Bau ist, wie bereits angegeben, im wesentlichen voreozänen Alters.

Die Transgression des Eozäns im Hochkarst über verschiedene Kreidestufen, ja sogar bis auf den Oberjura (60) deutet auf die Existenz einer (hier schon am Ende des Mesozoikums) vorhandenen Wölbungszone hin. Ihre erste Anlage geht aber schon in jurasische Zeiten zurück.

Der Stolzug erscheint in seinem Bau enger an die Kolowrat-Antiklinale geknüpft, wo eine ganz ähnliche fazielle Schichtentwicklung herrschend ist. Es besteht die Möglichkeit, daß Kolowrat und Stol in ihrer ursprünglichen Anlage als unmittelbare tektonische Fortsetzung aneinanderzureihen sind und nur durch die erwähnte jüngere Knickung um  $1\frac{1}{2}$  bis 2 km in nordöstlicher Distanz voneinander verschoben wurden. Es kann aber auch angenommen werden, daß der Stolzug das Auftauchen eines neuen, zwischen der Fortsetzung der Kolowratfalte und der Julischen Außenzone sich einschaltenden, tektonischen Elementes darstellt. Letztere Auffassung habe ich seinerzeit (131) zum Ausdruck gebracht. Ersteres erscheint mir jetzt wahrscheinlicher.

Aus der Verteilung der postkretazischen Störungen im Isonzogebiet erhellt, daß die großen Gebirgsbewegungen zu Beginn des Eozäns schon weiter nach Süden vorgedrungen waren als in der Kreidezeit. Die Konkordanz, mit welcher die Kreide-Eozängrenze im Bereich des Küstenkarstes (Triesterkarstes) überbrückt erscheint, beweist, daß noch weiter im Süden am Außenraum des Gebirges und unter dem Spiegel der heutigen Adria damals eine von Gebirgsbewegungen ungestörte Stätte der Sedimentation sich befunden hat.

Die spezielle Tektonik des Ternowaner Karstes wird im nächsten Hauptabschnitt besprochen werden. Hier folgen nur einige Bemerkungen über das Flyschgebiet von Ost-Friaul.

a) Die Dome". Aus der Flyschzone von Friaul, die dem Wall der Julischen Alpen vorgelagert ist, tauchen zwischen Natisone und Tagliamento, gleichsam als Fortsetzung des Matajur, die Dome von Tarcento empor. Sie sind hauptsächlich aus Kreide aufgebaut, lokal treten aber auch noch Oberjuragesteine hervor. Wie schon Taramelli und Marinelli (102, S. 123; 68, S. 92) betont haben, und wie aus der neueren Darstellung von Dainelli (9) in voller Klarheit ersichtlich ist, entsprechen die domförmigen Antiklinalen des Matajur und jene von Tarcento nur den östlichen Ausläufern einer ausgedehnten Reihe ähnlich gebauter, kuppelförmiger Aufwölbungen, die sich vom Bosco del Consiglio (östlich des Lago di S. Croce) über den Mt. Cavallo, Mt. Pala zum Arzino und über den Mt. Prat zum Tagliamento verfolgen lassen. Jenseits dieses Flusses schließen sich die Dome von Tarcento und des Matajur an. Die Genannten bilden in ihrer Gesamtheit einen weiten Bogen, welcher das große Senkungsfeld von Friaul im Norden umsäumt. (Siehe die Karte in 68 und T. IV.)

Die Einheitlichkeit dieser Erscheinung erfordert auch eine gemeinsame Erklärung für ihre Entstehung. Es gilt die Frage zu beantworten: 1. Wann sind diese Gewölbe entstanden (Beginn ihrer Entstehungszeit)? 2. Welchen Umständen ist das Auftreten dieser eigentümlichen tektonischen Form zuzuschreiben?

a) Die Gewölbezone, welcher Matajur und die Dome von Tarcento angehören, fällt in ihrer ersten Anlage schon in den Jura.

Wie O. Marinelli (68, S. 48 bis 50) unter Zustimmung von F. Kobmat (40, S. 16 bis 17) hervorgehoben hat, deutet das Auftreten der „Camaceenfazies“ (Seichtwasserbildungen vom Typus der Straumberger Entwicklung im Tithon, der Rudisten-Chamidenfazies der Kreide) im Bereich der Ellipsoidalzone auf die Existenz eines Gürtels submariner Riffe. Aus den eigenen Untersuchungen ergab sich die weite Verbreitung mächtiger, grob-klastischer Strandbildungen im Jura (Unterkreide) in jener Region, die dieser Wölbung unmittelbar nördlich vorgelagert war (Stol-Kolowrat, zum Teil Matajur). In analoger Weise hatte Kobmat in der östlichen Fortsetzung der Dom-

reihe, im Ternowaner Wald, diskordant übergreifende, grobklastische Oberjuraschichten beschrieben (60).<sup>28)</sup>

Die Ellipsoidalzone zwischen Tagliamento und Isonzo hat aber ihre tektonische Hauptausgestaltung erst im Zusammenhang mit der postcretazisch-vormitteleozänen Faltung erfahren.

An den Domen von Tarcento zeigt sich so wie am Matajur und Kolowrat, stellenweise eine diskordante Lagerung des Eozäns über der Kreide. Insbesondere wird das Übergreifen des Eozäns auf verschiedene Kreidchorizonte vom Dome des Mt. Bernardia beschrieben (Marinelli, 68, S. 34, Dainelli, 9, S. 86). Das Eozän, welches die Dome von Tarcento umgürtet, ist, soweit es in der verbreiteten Konglomeratfazies auftritt, aus den Rollstücken kretazischer (jurassischer) Gesteine aufgebaut (Marinelli, 68, S. 63). Sie entsprechen dem bekannten Sedimenttypus der pseudokretazischen Konglomerate (102, S. 96). Nach der ungeheuren Ausdehnung dieser, aus umgelagerten Kreidematerialien bestehenden Sedimente müssen ganz gewaltige Abtragungen der jungmesozoischen Bildungen schon im Eozän sich vollzogen haben, was hinwiederum auf die Existenz sehr bedeutender voreozäner und eozäner Gebirgsstörungen in der Umrandung der Ellipsoidzone hinweist.

Auch den westlich des Tagliamento gelegenen Domen des Mt. Pala-Mt. Pedroc wird man vielleicht in der Grundanlage eine voreozäne Entstehung zubilligen können. Dafür spricht das Auftreten mächtiger, großer Blockschuttbildungen (aus Kreidegestein) im Eozän ihrer Umrandung, auf welche neuerdings Dainelli (10) hingewiesen hat.

Die Existenz einer Diskordanz zwischen Kreide und Eozän ist nun zum Teil für die Tarcentozone, Matajur, Kolowrat und Ternowaner Wald erwiesen. Hinweise auf das Auftreten tektonischer Bewegungen während der Bildungszeit des Eocäns, analog jenen, die ich im Kolowratzuge konstatierten konnte (131, S. 74), ergeben sich aus dem Auftreten großer Kreideklippen im Eozän beiderseits des Natisonetales (Klippe von Vernasso). Es handelt sich hier um große Schollen von Kreidegestein, die als riesige Geröllkomponenten dem pseudokretazischen Eozänkonglomerat eingebettet sind. Eine Scholle bei Vernasso zeigte eine Länge von über 200 m; eine Scholle am gegenüberliegenden Gehänge des Mt. Pugesissimo besitzt eine Mächtigkeit von 32 m (Marinelli, 70, S. 18). Südlich von Vernasso, am Wege nach Sanquarzo, fand ich eine Scholle von hornsteinführendem Plattenkalk dem Eozänkonglomerat eingebettet. Die Aufschlüsse bei Sanquarzo zeigen eine an großem Blockmaterial sehr reiche Eozänbildung (Blocksichten).

Es müssen also noch in der Zeit des Eocäns in unmittelbarer Nähe der Klippenregion Festlandserhebungen bestanden haben, die aus Kreide-

<sup>28)</sup> Auch während der höheren Oberkreide (Senon) entsprach das Matajurgebiet einer Aufwölbung. Schon vor der Transgression des Senon waren hier die Jura-Unterkreideschichten, soweit sie überhaupt zur Ablagerung gekommen waren, fast ganz abgetragen worden, so daß die diskordant übergreifenden Senonbildungen zum Teil unmittelbar dem Dachsteinkalk oder Lias aufruhen. Es fehlen hier übrigens die tieferen Senonschichten. Die höheren Bildungen lagerten sich bei fortschreitender Überflutung über eine aufragende Landschwelle ab. (Vgl. 131, S. 70–71.)

schichten aufgebaut waren. (Unterseones Alter der Klippengesteine von Vernasso!) Schon Pirona hatte im Jahre 1880 (70 b) die Entstehung der pseudokretazischen Konglomerate überhaupt mit tektonischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht. Dainelli (10) hat in einer interessanten, kritischen Betrachtung des Phänomens das Auftreten der Klippen auf Bodenbewegungen während des Eozäns zurückgeführt. Er erblickt in dem verborgenen Ursprungsgebiet der Klippen die mutmaßliche Fortsetzung der Dome von Tarcento, in welchen eben jene jüngeren Kreidegesteine (Senon) fehlen, da sie in vorozoäner und eozäner Zeit dort abgetragen wurden. F. Kobbmat hat auf die Tatsache hingewiesen, daß die Klippen von Vernasso häufig in der streichenden Verlängerung des Bruches Globna—Gargaro zu liegen kommen, welcher das Kreidegewölbe des Mt. Santo-Sabotino im Norden begrenzt. Er vermutet, daß bei Vernasso Teile des tieferen Untergrundes an der Störung hervortreten (59). Nach einem Besuch der Lokalität möchte ich mich aber der Ansicht Dainellis anschließen. Dagegen vermute ich, daß die Bildung der Klippen von Vernasso mit einer primären Aufwölbung der nordwestlichen Verlängerung der Sabotinofalte (Randfalte des Ternowaner Waldes) in Zusammenhang stehen mag, deren Gesteine nicht unweit davon am Trt. Judrio nach Kobbmat bei Podresca (60 b), nach Taramelli bei Cosbana und Albana (108, S. 9) im Coglio aus dem Eozänschliff emportauchen.<sup>94)</sup> Das von Kobbmat (60) beobachtete diskordante Übergreifen flach gelagerten Eocäns über aufgerichtete Kreidebänke bei Plava und die von T. Taramelli (108) beschriebene diskordante Lagerung des Eocäns über der Kreide am Mt. Korada unterstützen die Auffassung, daß die erste Anlage der Santo-Sabotinofalte schon ins ältere Eozän zurückreicht.<sup>95)</sup> Denkt man sich die Falte (vor und) während der eozänen Sedimentation in erster Aufwölbung begriffen, so läßt sich die Entstehung großer Blockschuttberge an ihrem Abfalle und der Absturz gewaltiger Schollen verstehen. Diese wurden in das gleichzeitig sich bildende Blockschuttsediment der (pseudokretazischen) Konglomerate eingebettet.

Tatsächlich müssen Bodenschwellen im Eocänmeer bestanden haben. Dies geht beispielsweise auch aus folgendem hervor: Die pseudokretazischen Eozänschuttbildungen sind auf einen breiteren Raum verteilt. Südlich des Kolowrat habe ich eine gewaltige Blockschuttmasse (aus Senonklöcken bestehend) gefunden, die vermutlich bei Aufrichtung der küstenbildenden Senongesteine als Sturzkegel ins Meer geschüttet wurde. (131, S. 74.) Die Beobachtungen am Kolowrat und Matajur zeigen nun, daß die Blockbildung mit Entfernung von der Küste bald auskeilen (131, S. 73). Daher müssen die weiter südlich gelegenen Blocklager von Vernasso-Sanquarzo von einer nahe gelegenen, im Eocän bestandenen, jetzt verborgenen Schwelle abgelenkt werden. In dieser Hinsicht ist der Fund Taramellis von „liburnischen Kalken“ im pseudokretazischen Konglomerat von Cividale (108, S. 41) von Bedeutung. Er weist

<sup>94)</sup> Die Aufnahmen Prof. R. Fabianis in diesem Raum, die bereits abgeschlossen sind, werden uns wohl mit vielen neuen Resultaten bekannt machen.

<sup>95)</sup> Siehe auch die Bemerkungen auf S. 67.

auf eine mehr südlich gelegene Schwelle hin, da weiter nördlich (Matajur, Kolowrat) liburnische Schichten nicht zur Ablagerung gekommen sind.

Aus allen diesen Angaben erhellt, daß die Entstehung der weitreichenden Ellipsoidzone im Süden der Julischen Alpen in die mittlere mesozoische Zeit zurückreicht. Eine maßgebende tektonische Ausgestaltung der östlich des Tagliamento gelegenen Dome ist jedoch erst postsenon-präozän anzusetzen. Aber auch während der Eozänzeit scheinen die Bodenbewegungen nicht zur Ruhe gelangt zu sein, um schließlich posteozän (oligozän) und im Miozän die Region der Dome samt ihrer Alttertiärhülle nochmals der Faltung zu unterwerfen.

β) Zur Entstehung der Dome. Der Gürtel eigentümlicher Dombildungen zeigt eine für alpine Verhältnisse im allgemeinen ungewöhnliches Bild. Ihr Auftreten schafft einen Gegensatz zum Außenraum der Nordalpen, dem ähnliche Erscheinungen fremd sind. Man wird zunächst an tektonische Formen erinnert, wie sie in außeralpinen Gebieten häufig anzutreffen sind; in erster Linie an die Dome des Pariser Beckens, an jene von Cornwallis und an die Black Hills von Dakota. Das gemeinsame Merkmal der aufgezählten Vorkommnisse bildet eine geringere Intensität der Faltung, ein ellipsoidaler oder kreisförmiger Umriß des tektonischen Körpers und im Zusammenhang damit das Zurücktreten einer bestimmten Streichrichtung. Man wird gewiß nicht fehlgehen, in diesen Erscheinungen abgeschwächte Grade faltender Vorgänge zu erblicken, worauf schon das Auftreten in Gebieten spricht, die von eigentlicher Faltung nur in geringem Ausmaß betroffen wurden.

Die Region der Dome bildet gleichsam einen zwar noch von Verbiegungen und Wölbungen betroffenen, aber von der Schub- und Deckenbildung nicht mehr überwältigten Außenraum im östlichen Teil des südalpinen Gebirgskörpers. Sie liegt bereits außerhalb jener wichtigen, mit mächtigen jurassisch-kretazischen Sedimenten erfüllten Geosynklinalen, aus welcher die Schuppen der Julischen Alpen hervorgegangen sind. Sie zeigt im großen und ganzen eine bogenförmige Aneinanderreihung in ihrem Verlaufe, mit einer gegen Nordwesten gerichteten Konvexität, wenn auch im einzelnen oft eine scharf ausgeprägte Streichrichtung mangelt. (Siehe T. IV und Dainellis Übersichtskarte in 9.)

Noch in anderer Hinsicht unterscheiden sich die Ellipsoide vom Bau der Julischen Alpen. Während letztere erst durch (obercretazische und) postcretazische Faltungen und Schübe entstanden sind, zeigen die Dome in ihrer ersten Anlage ein höheres, bis in den Jura reichendes Alter. Sie sind zwar durch jüngere, gebirgsbildende Vorgänge noch beeinflußt und modifiziert worden, wobei jedoch die älteren, erworbenen Züge (Ellipsoidalform) in den Grundzügen erhalten geblieben sind. Die Dome stammen somit aus einer Zeit, in welcher vorwiegend epirogenetische Vorgänge gegenüber den späteren schiebenden und faltenden Bewegungen vorherrschend waren. Ihre Entstehungsursache muß daher schon in der Tektonik dieser älteren Zeiten begründet sein.<sup>96)</sup> Vielleicht ist das Auftreten der Dome auf das Vorhandensein schon geringer, seitlicher Spannungen zurückzuführen, welche in der sich im Mesozoikum (Jura - Unterkreide) kontinuierlich aufbiegenden Wölbungszone entstanden sind, indem schon damals unter dem Einfluß transversaler Spannungen die Bogenform in ihren Grundzügen angelegt wurde.<sup>97)</sup> Die endgültige Ausgestaltung hat die Ellipsoidalzone übrigens erst durch spät- und postmiozäne Gebirgsbewegungen erfahren. (Siehe später.)

Die Region der Dome entspricht meiner Auffassung nach einem aus der Zeit der Geosynklinalen übernommenen tektonischen Typus, welcher sodann durch die obercretazisch-präeozaenen Gebirgsbewegungen schärfer ausgearbeitet und schließlich durch jüngere Störungsphasen, die auch seine Umrandung in Faltenwellen gelegt haben, weitere Modifikationen erlitten hat.

b) Bemerkungen zum Bau des Eozäntlyssch-gebietes zwischen Tagliamento und Isonzo. (Hier gelangen Erscheinungen zur Besprechung, die zum Teil auch erst in jüngeren Phasen der Gebirgsbildung ihre Ausgestaltung erfahren haben.)

---

<sup>96)</sup> Ich denke hiebei allerdings nicht an jene scharfe Scheidung einer epirogenetischen von einer orogenetischen Tektonik, wie sie von Stille (93) vertreten wird. Ich sehe zwischen beiden graduelle Unterschiede und betrachte sie auch zeitlich nicht so scharf voneinander geschieden, wie häufig angenommen wird, ohne jedoch die Existenz einer tektonischen Phasengliederung zu leugnen.

<sup>97)</sup> Eine geringe Seitenspannung in der longitudinal verlaufenden Wölbungszone konnte auch geringe transversale Biegungen auslösen, die die Domform bedingt haben mögen (älteste Anzeichen eines dinarischen Bogens).

Der Bau des Eozänflyschgebietes zwischen Tagliamento<sup>97a)</sup> und Isonzo zeigt nach den Profilen von Taramelli, Marinelli, Fabiani, Dainelli, Klobmat und eigenen Untersuchungen eine Zusammensetzung aus mehreren Faltenwelten, die im Osten dinarische Richtung aufweisen, im Westen dagegen allmählich in die OW-Richtung einzulenken scheinen. O. Marinelli (68) hat die Meinung vertreten, daß der Gebirgsrand von Friaul von einer bedeutenden, überkippten Randfalte eingenommen werde, die er unter dem Namen „rovesciamento-pedemontano“ zusammengefaßt hat. So verbindet O. Marinelli die Wölbung des Mt. Bernardia (Dome von Tarcento) mit ihrem überkippten, aus Eozän gebildeten Südflügel mit der Falte des Mt. Sabotino, dem Außenrand des Ternowaner Hochkarstes, bei Annahme eines allgemein gegen Südosten gerichteten Verlaufes der Schichtzüge.

Dainelli (9, S. 100) wendet sich gegen diese Auffassung, indem er auf den engen tektonischen Zusammenhang zwischen den Ellipsoiden von Tarcento und dem Dom des Matajur hinweist. Er verknüpft die beiden zu einer tektonischen Einheit und sieht in der Aufrichtung (Überkippung) der Eozänschichten am Südwestabfall des Mt. Bernardia nur eine lokale Erscheinung. Nach Dainelli würden die vom Matajur gegen Süden absinkenden Eozänbildungen in ihrer Gesamtheit den nördlichen Gegenflügel zur großen venezianischen Mulde darstellen. Der absteigende Muldenschenkel wäre durch mehrere sekundäre Falten gegliedert. Ferner entstehe im Flyschgebiet des Coglio (bei Cormons) durch eine Ausbuchtung der großen friaulischen Mulde eine Randsynklinale, die sich also zwischen die große Senke und die vom Matajur absinkenden Flyschwellen einschalte. Diese schon von R. Fabiani (19) im Profil dargestellte Mulde wird vom Hauptstamm der friaulischen Senkung durch eine Aufsattelung geschieden, die im Colle di Medea noch die Kreide an den Tag bringt.

Unter den sekundären Flyschwellen, die sich zwischen das Gewölbe des Matajur und die Cogliomulde einschalten, hebt G. Dainelli zwei Antiklinale besonders hervor: 1. die Antiklinale Canale-Stregna-Savogna; sie ist wohl mit der von mir früher beschriebenen Falte „3“ identisch, die

<sup>97a)</sup> Auch für dieses Gebiet lassen die eben abgeschlossenen Untersuchungen Dr. E. Feruglios, die nach dessen freundlicher Mitteilung in den Publikationen der Associatione agraria friulana zum Abdruck gelangen, wichtige Resultate voraussetzen.

ich 1918 im Tal des Trt. Cosizza bei Grimacco beobachtet habe, (131, S. 112, nordwestliche Streichrichtung); 2. die Sabotino-Corada-Castelmonte Antiklinale, schon von Taramelli (108) erwähnt. Bei letzterer Falte handelt es sich zweifelsohne um ein sehr wichtiges tektonisches Element, um die unmittelbare westliche Fortsetzung der großen Randüberschiebung des Ternowaner Hochkarstes. Bei der Bedeutung, welche dieser tektonischen Leitlinie östlich des Isonzo zukommt, möchte man auch ein weiteres Fortstreichen dieses Faltenelementes in nordwestlicher Richtung voraussetzen. Wenn auch für das Zwischenstück leider keine neuen, publizierten Aufnahmen vorliegen, so kann doch auf Grund der Profile Taramellis vermutet werden, daß sich die Kniefalte „Sabotino-Corada“ mit jener am Südabfall des Mt. Bernardia (Dome von Tarcento) verbindet, die in ihrer verlängerten nordwestlichen Streichrichtung gelegen ist. Denn die Antiklinale Sabotino-Corada-Castelmonte findet nordwestwärts nach Taramellis Profilen in jener des Mt. Purgesissimo, in der Falte des Mt. Bovi (108, Profil VIII), in jener von Porzus, Attins und schließlich in der Kniefalte des M. Bernardia ihre Fortsetzung. Dieser Faltenzug stellt durch die steilere Aufrichtung seines Südfügels das markanteste Faltenelement dar, was für den östlichen Teil schon Taramelli betont hat.

Vom Südrand der Sabotinfalte scheint eine sekundäre Antiklinale über Cosbana, Albana bis zum Mt. Subit bei Cividale auszustrahlen.

Besteht diese Annahme eines Antiklinalzuges von der Kniefalte des Mt. Bernardia zu jener des Sabotins zu Recht, dann läge die Wahrheit zwischen den Auffassungen von Dainelli und Marinelli. Nach der älteren Tektonik, die den Bau der Dome in ihren Grundzügen geschaffen hat, sind die Ellipsoide von Tarcento eng an den Matajur anzuschließen. (Dainellis Auffassung); in Bezug auf die jüngere, posteozäne Tektonik dagegen, die die dinarisch streichende Flyschfaltung erzeugt hat, wäre die Kniefalte am Südrande des Mt. Bernardia an das Gewölbe des Mt. Santo-Sabotino anzureihen und somit als Ausläufer der großen Randfalte (Überschiebung) des Ternowaner Hochkarstes zu betrachten. Das schon voreozän entstandene Gewölbe der Dome von Tarcento wäre unter dem Einfluß der posteozänen-miozänen Gebirgsbewegungen an seinem Südrande von der jüngeren Faltung überwältigt und samt seinem Eozämantel aufgerichtet und zum Teil überkippt worden.

Nur in diesem eingeschränkten Sinne und auf die Wirkungen der jüngeren, posteozänen Tektonik beschränkt, könnte vielleicht Marinellis Auffassung vom Rovesciamento pedemontano aufrecht erhalten werden. Auf jeden Fall springt die Analogie der knieförmigen Randfalte der Dome von Tarcento mit jener des Mt. Sabotino-Korada in die Augen und stellt sich zu den

bogenförmigen, jugendlichen Randfalten (Kniefalten) in auffällige Parallele, die zuletzt Stefanini von dem Gebirgsrand westlich des Tagliamento (Meduna) beschrieben hat (90—92). Unterschiede bestehen zwar: An der letzteren sind auch noch miozäne Sedimente beteiligt, die Randfaltung ist schärfer und einheitlicher ausgesprochen und der absteigende Schenkel führt hier meist unmittelbar zur großen friaulischen Senkung (synklinale padana), während im Osten sich noch sekundäre Falten (Wellensystem des Flyschgebietes von Buja, Antiklinale der Colle di Medea, Synklinale des Coglio und Wippachtals) einschalten. Solche mögen übrigens auch — und dies ist in hohem Grade wahrscheinlich — weiter im Westen im Untergrunde der friaulischen Ebene vorhanden sein;<sup>98)</sup> hier aber, bei tiefer reichender, jugendlicher Einsenkung unter einer mächtigen, quartären Decke begraben<sup>98)</sup>, liegen.

Ein Blick auf die neuen Forschungsresultate über den Bau des Hochkarstes (59, 60, 60 b, 88) bestätigt die Bedeutung, welche der Kniefalte des Sabotino hier zugeschrieben wird. Aus derselben entwickelt sich bei Görz, wie die Ergebnisse Koßmatts, Müllers und Stachels<sup>99a)</sup> zeigen in Form mehrfacher Schuppung (74 b), eine größere Überschiebung, an welcher sich das Gewölbe des Ternowanerkarstes über den Flysch des Wippachtals auf viele Kilometer hin aufschiebt. Letzterer (der Wippachflysch) wiederum entspricht im Süden der normalen (synklinalen) Auflagerung die Kreidekalke des Küstenkarstes (Triester Karst), der sich im Colle di Medea aus der großen friaulischen, jungen Senkungsmulde emporwölbt und ihr tektonisch hinzuzurechnen ist.

Auch diese Bewegungen sind jugendlichen Datums, vermutlich miozäner und postmiozäner Entstehung. Die Verbiegungen dauerten hier, wie in Westfriaul, bis über das Pliozän an.

Die Randüberschiebung des Ternowaner Karstes nimmt gegenüber dem hier auftauchenden Untergrund der friaulischen Senkung dieselbe tektonische Stellung ein, wie die randlichen Kniefalten beiderseits des Tagliamento zur friaulischen Mulde.

<sup>98)</sup> Schon E. Süss hat (97) darauf hingewiesen, daß die venezianische Ebene innerhalb der Dinariden liegt.

<sup>99)</sup> Sie deuten sich auch durch Vorfallen im Miocän und Pliocän an.

<sup>99)</sup> Vgl. auch R. Hörmann (154).

## F. Jüngere Störungsphasen in den Julischen Alpen.

Ebenso wie der Phase großer Überschiebungen in den Julischen Alpen bereits mehrfache Faltungs- und Verfaltungsphasen vorangegangen waren, so erscheint die Gebirgsstruktur auch noch durch sehr starke, nachträgliche Störungen beeinflußt. Wenn auch in diesen jüngeren Zeiten gelegentlich noch Schubbewegungen nachweisbar sind, so erfolgte jetzt die Kompression im wesentlichen doch in Form einer autochthonen Verfaltung und Verschuppung.

Die jüngeren Bewegungen treten am deutlichsten in jenen Störungen zutage, die Decke und Unterlage im Überschiebungsbau in gleicher Weise durchsetzen und sich schon dadurch als nachträgliche Beeinflussungen erweisen.

### 1. Zentrale Julische Alpen.

a) Vratastörung (T. I., T. II., Fig. 8, 9, 10, 11, T. III., Fig. 1, 2). Die Platte der zentralen Julischen Alpen wird im Isonzogebiet von einer etwa WNW (bis NNW) streichenden Störung durchschnitten, welche sich aus dem Raume des obersten Zadlaš-Tales (östlich der Tolminka) über die Nordabhänge des Krnzuges, über die Vrata (2014 m) zum Slatenikgraben (Nordhang) und von hier bis ins Flitschier Becken und vielleicht bis in die Caningruppe<sup>100)</sup> verfolgen läßt. Sie bildet also eine auf eine Erstreckung von über 25 km erwiesene steile Störung, die bruchfaltenähnlichen Charakter besitzt. Ich möchte sie als Vratastörung bezeichnen.

In ihrem östlichen Teil erscheint der Nordflügel abgesunken, im westlichen dagegen umgekehrt, der Nordflügel über dem südlichen steil aufgebogen oder aufgeschoben. Die Störung scheint stellenweise zu ihrer Auslösung den Verlauf einer Lias-Jurasynklinale benutzt zu haben, welche mit ihrer steil eingefalteten Füllung weicherer Mergelgesteine naturgemäß einem Streifen von geringerer Gefügefesteit entsprochen hat.

Steile Verschuppungen der Decke (= Basalschuppe der zentralen Julischen Alpen) mit der Kreideunterlage (im Slatenikgraben) zeigen ebenso wie das scharfe Durchschneiden durch die Lužniča-Schubmasse das jüngere Alter dieser Störung (131).

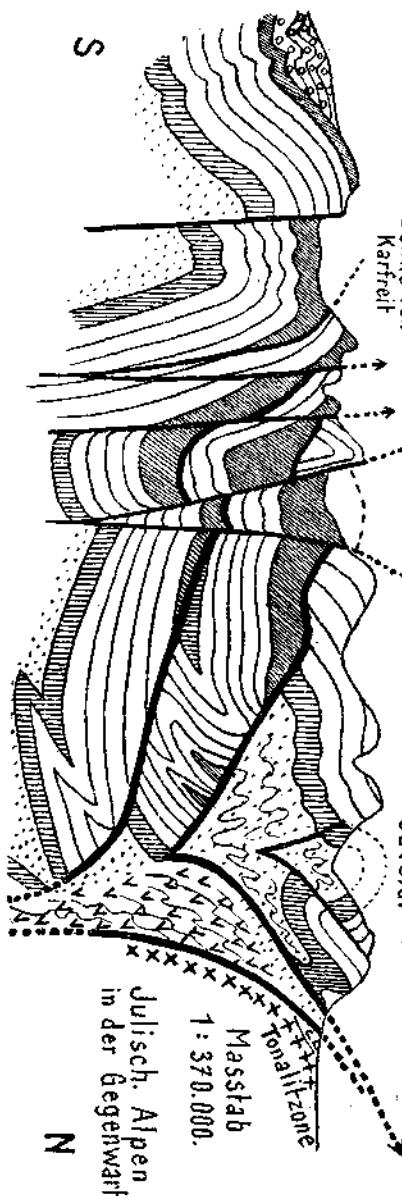
Die relativ hohe und breite Aufwölbung des Flyschuntergrundes im Flitschier Fenster nördlich dieser Störung deutet darauf hin, daß hier im Westen — vermutlich durch den Wider-

<sup>100)</sup> Vielleicht setzt sie sich in dem nördlichen der beiden von Košmat verzeichneten (59. Karte) Sprünge in die Caningruppe fort.

stand des geschlossenen, einheitlichen Caningewölbes — lokal starke transversale Wirkungen zur Auslösung gelangt sind, wo-

Fig. 8

t641 Matajur Stolzmann Polaunik Rombon Predil Oberstes Kosra Synkl.  
Senke von Flitsch Savehaj Saverhaj (Süd-Karawanken)



Erklärung zu Fig. 8.

Diese Figur ist durchaus schematisiert, idealisiert und zur Hervorhebung der jüngeren Störungen des Überschiebungsbaues übertrieben gezeichnet.  
Legende siehe bei Fig. 7, auf S. 77.

durch die Aufbiegung der überschobenen Unterlage (= Außenzone) erzeugt wurde. (Fig. 8.)

b) Slatenikstörung (Profile wie oben). Der Nordrand der Dachsteinkalkmassen des Polounikgewölbes gegen die anschließende jugendliche Ausfüllung des Flitscher Beckens wird durch eine Störung gebildet, die sich aus dem Caningewölbe im Westen durch das Slateniktal bis gegen den Sattel zwischen Krnzug und Polounik im Osten verfolgen läßt. (Länge etwa 12 bis 15 km).

Wie auf T. II, Fig. 5 ersichtlich ist, wird das Gewölbe des Canin nahe seinem Südrand von einer steilen Störung durchschnitten, welche an dem steil emporgezogenen Nordflügel tiefere, dolomitische Triasschichten an den Tag bringt.<sup>101)</sup> In die (östliche) streichende Fortsetzung dieser Störung fällt die Grenze zwischen den Dachsteinkalken des Polounik und den Kreideschichten des Flitscher Beckens. Auf Grund sehr genauer Begehungen halte ich es für wahrscheinlich, daß hier keine Transgression des Flysches über den Dachsteinkalk des Polounik stattgefunden hat, sondern daß sich der Kreideflysch des Flitscher Beckens auf die Obertriaskalke des Polounik-Gewölbes steil aufgepreßt hat (T. II, Fig. 7, T. III, Fig. 2).<sup>102)</sup>

Es scheint sich hier ebenfalls um eine Störung zu handeln, die hauptsächlich durch das Zerreissen einer gegen Süden umgelegten Faltenmulde (mit einem Kern von Liasmergeln) entstanden ist. Im obersten Slateniktal schneidet die Störung, die weiter westlich eine streichende ist, schräg durch die Dachsteinkalke durch. Sie ist hier in steilen, prächtig gestreiften Wänden in der Schlucht erschlossen. Die Streimung der Harnische deutet auf das Vorhandensein einer vorwiegenden Seitenkomponente. (Gegen OSO flach [20°] einfallende Harnischstriemen!) Die Bewegung war also eine schräg aufwärts gerichtete.

Um aber die Bedeutung dieser Störung erkennen zu können, muß das südlich angrenzende Polounikgewölbe betrachtet werden. An der Höhenlage seiner älteren, basalen Schubfläche läßt sich deutlich eine starke Abbiegung gegen Westen hin erkennen. Die Schubbasis der Dachsteinkalke liegt am angrenzenden Krnzug (östlich des Polounik) in einer Seehöhe von zirka 1400 m. Unmittelbar westlich davon, am östlichen Abfall des Polounik, grenzt sich die Obertrias gegen ihre Kreide-Juraunterlage in etwa 1200 m ab. Dann sinkt die Schubfläche gegen Westen rasch ab und unterteuft im Raume von Ternowa schon die Talsohle (bei zirka 300 m). Vom Ostrand des Polounik bis in den Mittelteil dieses Antikinalgewölbes erscheint die Schubbasis um etwa 1000 m abgebogen, ein Vorgang, der auf jüngere, transversale Einwirkungen gleichzeitig mit dem Verschub an der Slatenikstörung zurückgeführt werden kann.

Es ist eine sehr auffällige Erscheinung, daß die Oberfläche (Kammhöhe) des Polounik eine ähnliche Absenkung nach Westen

<sup>101)</sup> Bei dem Eokatall.

<sup>102)</sup> Die Flyschschichten legen sich meist unmittelbar mit einer dünnen Lage gequetschter Schiefer auf die Dachsteinkalkbänke und greifen mit ihrer Basis gelegentlich über die Schichtköpfe der Dachsteinkalke über.

hin erkennen läßt.<sup>103)</sup> Der Kranzug zeigt Kammhöhen von ungefähr 2100 m, der östliche Pojounik am Krasiji- und Veliki vrh solche von etwa 1770 m, der westliche Pojounik Höhen unter 1500 m. Wenn die Verbiegung tatsächlich noch (zum Teil) in der Morphologie des Gebirges zum Ausdruck kommen sollte, würde dies auf eine Fortdauer der Bewegungen bis in sehr jugendliche Zeiten hinweisen. Hierdurch ließe sich auch der so eigentümliche, nach Westen verschobene Durchbruch des Isonzo durch das Polonnik-Caniengewölbe erklären, der eben an der Stelle stärkster Niederbiegung der Scholle eingetreten wäre.

c) Mojstrakalinie (Belipotoküberschiebung). Wie das Flitscher Becken im Süden von zwei Störungen begrenzt wird (Slatenikstörung, Vrastastörung), so entspricht auch sein Nordrand, wie es scheint, nicht einer normalen Auflagerung der Kreide auf die Trias (Lias). Dies geht schon daraus hervor, daß die mächtige Masse der den NW-Rand des Beckens bildenden Dachsteinkalke, bei ihrem flachen oder mittelsteilen Absinken unmöglich die am Fuße der Triaswände aufgeschlossenen Flyschbildung unterteufen könnte. Hier mindestens (im NW-Teil) muß eine Grenzstörung vorhanden sein.

F. Koßmat hat darauf hingewiesen (59), daß die Masse der zentralen Julischen Alpen vom Savetal bis in das Flitscher Becken von einer Störung durchschnitten wird, die er als Mojstrokalinie bezeichnet.

Westlich Mojstrana entspricht die Mojstrokalinie einer Nordgerichteten Überschiebung (= Belipotoküberschiebung Tellers), weiter gegen Südwesten, im Innern der Julischen Alpen, entwickelt sie sich nach Koßmat zu einer steilen Dislokation, „aber immer stehen den absinkenden jüngeren Schichten der westlichen Gruppe die Schichtköpfe tieferer Triasstufen der östlichen gegenüber“ (59, S. 97). Anzeichen für Bewegungen im Streichen der Störung liegen vor.

In der Bavsiča, einem Seitengraben des Koritnicatales (nordöstlich Flitsch) ist die Störung als steile Aufschiebung der (Raibler-) Dolomite und Dachsteinkalke über eine reich gegliederte Juraserie erschlossen. Die Mojstrokalinie hat von hier bis über Flitsch hinaus scheinbar eine vorhandene Jurasyklinale, als eine Zone geringeren Widerstandes, für ihren Verlauf benutzt. Bis zur Flitscher Klaue ist die steile Aufpressung der Obertrias des Südfügels über die Juraauflagerung der absinkenden nördlichen Schichtenserien zu erkennen. Die südwestliche Fortsetzung

<sup>103)</sup> Reste alter Abtragsflächen sind erkennbar.

der Störung läuft hier in den Nordrand des Flitscher Beckens, in die Grenze zwischen den Dachsteinkalke des Rombon-Capin und der Kreideschlifffüllung, aus. Entsprechend der weiter im Osten festgestellten tektonischen Rolle, kann auch hier an der Mojstroka-Störung nur eine Aufwölbung des Südfügels (Aufbäumen des Kreideuntergrundes des Flitscher Fensters) eingetreten sein.

Dieses Resultat gibt einen Fingerzeig für die tektonische Deutung des Flitscher Kreidebeckens. Letzteres würde einer Aufwölbung des in einer früheren tektonischen Phase von den Dachsteinkalken überschobenen Kreideuntergrundes entsprechen, welcher sich bei einer posthumen Bewegung, an der Mojstroka-Linie im Norden, an der Vrsnik- und Slatenikstörung im Süden von seiner Umgebung abgelöst hätte. Seine Aufbäumung wäre unter der Einwirkung starker, transversaler Pressungen vor sich gegangen, welche auch in der im Gegensatz zum Flitscher Becken abgebogenen Polounikschorle in Erscheinung treten.

Man kann auch hier aus morphologischen Kriterien auf eine Fortdauer der Schollenschiebungen bis in jugendliche Zeiten hinein schließen. An den beiden Bergzügen, die der Mojstroka-Linie parallel laufen, ist nichts von den sonst in den Julischen Alpen so deutlichen, alten Abtragungsflächen (Capinplateau, Krnplateau, Plateauflächen im Raume der Triglavseen) wahrzunehmen. Es herrschen mit der Störungszone gleichlaufende, steile Felsgrate vor (Grat des Flitscher Grintouc usw.) mit durchaus unausgeglichenen Gehängeformen. Es ist wohl eine der größtartigsten Felslandschaften unserer Alpen, die hier in dem oberen Isonzotal (Trenta) und Koritnictal zur Beobachtung gelangt. Gewaltige, quartäre und postglaziale Bergstürze sind, ebenso wie am Polounik, nachweisbar. Oberhalb Soča konnte ich alto (inertglaziale) Konglomerate, in großer Mächtigkeit dem Gebirge an gelagert, auffinden, deren Oberfläche deutlich terrassiert ist. Diese Gesimse zeigen nun ein inverses Gefälle, so auffällig, daß ich mir diese Erscheinung nur durch eine nachträgliche Schrägstellung der Scholle des Flitscher Grintouc erklären kann. Schließlich dürfte sich die Existenz der ganz jugendlichen, schmal eingekerbten Flitscherklause, nach ihrer ganzen Position, nur durch eine (vermutlich noch postglacial wirksame) Aufbiegung an der Mojstroka-Störung erklären lassen.

Ich möchte auf Grund dieser Indizien vermuten, daß hier während des höheren Miozän und Pliozän noch namhafte Schollenbewegungen vor sich gegangen sind, die vielleicht sogar noch in der Quartärzeit aufgelebt haben: Erscheinungen, die die Annahme eines jugendlichen Alters der Mojstroka-, Vrata- und Slatenikstörungen bekräftigen.

Die Mojstrokalinie stellt zweifelsohne nur ein Element in der Reihe jener auffälligen NO, NNO und N streichenden Querdislokationen, zum Teil echten Blattverschiebungen dar, welche den nördlichen Schichtkopf der Julischen Alpen zwischen Raibl und Mojstrana durchsetzen. Hierher gehören die allbekannten (D. Stur 95 b, E. Sueß 100, Diener 15, S. 672, Koßmat 59, S. 94, 57, S. 6) Blätter von Raibl, die Lahnstörung und die Planitzastörung.

Auffällig ist das baldige Erlöschen der Dislokationen gegen SW (Süden). Am Südrand der Julischen Alpen treten sie nicht mehr auf. Flache Harnischstriemen weisen auf seitliche Bewegungen. Ich stehe in der Erklärung ihres Auftretens auf dem Boden der von Koßmat gegebenen Deutung: „In genetischem Zusammenhang mit der Durchbiegung der Julischen Platte..... stehen zweifelsohne auch die großen Transversalstörungen, welche die nördliche Gebirgsabdachung dieses Teiles der Kalkalpen durchschneiden“ (59, S. 94). Nur fasse ich diese Störungen als jüngere Modifikationen eines älteren Baues auf.

An dem von Teller mitgeteilten Profil der Belipotoküberschiebung zeigt der Bau der liegenden (nordwestlichen) Scholle steilere Schichtaufrichtung, als die mit tektonischer Diskordanz darüber hinweggleitende Hangenddecke (124, S. 37). Das sich hier unterschiebende, nordwestliche Gebirgsstück wurde also gleichzeitig stärker zusammengepreßt. Die Förderweite der Überschiebung dürfte bei ihrem raschen Erlöschen gegen Südwesten unbedeutend sein. Zur Erklärung der Entstehung der Blattverschiebungen sei folgendes vermerkt: In dem westlich an die sich bildende Mojstrokaschubbahn anschließenden, unter diese eingeschloßenen Terrain mögen gleichzeitig differentielle Zugspannungen entstanden sein, welche bestrebt waren, das Gebirge gegen Südosten hin abzubiegen und in den vorerwähnten Blattverschiebungen ihren Ausdruck fanden (Lahnstörung usw.).

Das rasche Erlöschen der Mojstrokastörung, ihr diagonaler Verlauf, die Analogie mit den Blattverschiebungen, welche ebenso einen bereits gefalteten Bau durchsetzen, die Öffnung des Flitscher Fensters u. a. bestimmen mich dazu, in der besprochenen Dislokation ein späteres Element im Bauplan des Gebirges zu erblicken.

Es wäre gleich den Blättern von Raibl usw. eine Begleiterscheinung jener (jüngeren) Knickung, welche in jungtertiärer Zeit gerade die mittleren und westlichen Teile der Julischen Alpen in so markanter Weise betroffen hat. Die Mojstrokalinie hat meiner Auffassung nach daher nichts mit der von mir für älter gehaltenen Krnüberschiebung zu tun, in welcher Koßmat die gegen Südosten umgebogene Fortsetzung der erstgenannten annimmt.

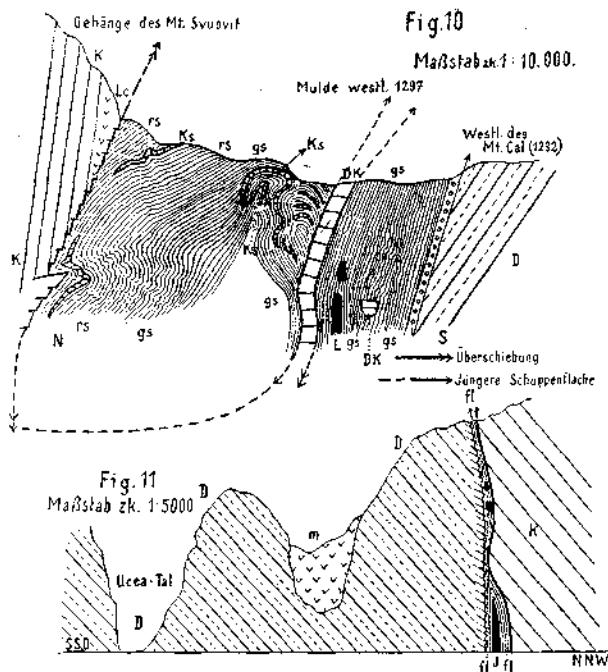
d) Šagastörung. Im westlichen Teil des Isonzogebietes wird die Grenze zwischen den zentralen Julischen Alpen (Polounik-Canin) und ihrer Außenzone nicht mehr durch die unveränderte Schubfläche gebildet, sondern ist durch eine jüngere, steile Störung bedingt. Die geologische Aufnahme ließ hierüber keinen Zweifel. Im Raume von Ternowa entwickelt sich eine fast lotrechte Grenzdislokation, die sich über Serpenizza und Šaga ins Učetal (westliche Julische Alpen) verfolgen lässt. Ich möchte diese Störung als Šagalinie bezeichnen. In dieser Dislokation erscheint der Südfügel als der gehobene (Fig. 10 u. 11).

Dies ergibt sich deutlich aus der Verfolgung der Profilschnitte von Osten nach Westen. Im Profilschnitt (im Meridian) von Karfreit sinken die Dolomite der julischen Außenzone mit ihrer mächtigen Jura- und Kreidedecke (etwa bei 900 m Höhe) unter die Dachsteinkalke des aufgeschobenen Polounik unter. Bei Ternowa scheint sich schon die steile Dislokation einzustellen und demgemäß die Oberkreide, statt wie weiter östlich die Dachsteinkalke zu unterstoßen, an diesen abzustoßen. Ähnlich liegen auch die Verhältnisse bei Serpenizza. Westlich Šaga bestehen die klarsten Aufschlüsse, die ich sehr genau studiert habe. Hier treten sogar die (gehobenen) Obertriasdolomite (Basis der Außenzone) unmittelbar an die Dachsteinkalke heran und grenzen sich an einer wunderbar erschlossenen Störung von diesen ab. Zwischen beiden liegt eine streckenweise nur wenige Meter (2 bis 4 m) breite Einklemmung von Jura und Flysch (Fig. 11).

Sie entspricht keineswegs, wie mehrfach behauptet wurde (22, 46, 9) einem völlig ausgequetschten Synklinalkern, sondern, wie aus Fig. 11 ersichtlich ist, durchaus einer an einer Bruchspalte eingeschlossenen Trümmerzone. Es sind nur die an den klaffenden Wänden einer Spalte hineingerissenen und eingeklemmten Schollenteile, jener Schichten, welche höher oben, den Dolomiten normal, aufliegen. Wie die sehr flach (etwa 10° östlich) fallenden Harnischstriemen an der südlichen Bruchwand erweisen, hat die Bewegung unter Mitwirkung einer sehr vorwiegenden Transversalkomponente stattgefunden (seitliches Aneinandervorheigen der Schollen bei relativier Hebung der südlichen Partie).

Bedenkt man, wie tief die Dolomitbasis der „Außenzone“ im Profil von Karfreit unter dem Polounikrande<sup>104)</sup> versenkt ist, wie hoch sie dagegen

<sup>104)</sup> Unter dem Polounik dürfte hier der Dolomit erst weit unter dem Meeressniveau gelegen sein.



Erklärung zu Fig. 10:<sup>104a)</sup>

- Die Figur ist etwas schematisiert.
- D Dolomite und Dachsteinkalke der „Dolomitzone“ (= Julische Außenzone).
  - K Dachsteinkalke (und dolomitische Kalke) der Caninmasse (= zentrale Julische Alpen).
  - Dk Dachsteinkalkteil in der Oberkreide.
  - Lc Liaskalke, fossilreich.
  - L Rote Mergelkalke, vermutlich Oberlias (Jura?).
  - gs graue } Mergel
  - rs rote } Mergel
  - Ks Kalksandsteine
  - Ringelchen: Breccien
  - Oberkreide (flyschähnlich), vermutlich Senon.

Erklärung zu Fig. 11:

- K Dachsteinkalk des Canins (zentrale Julische Alpen).
- D Dolomite der Julischen Außenzone.
- J Am Bruch eingepreßte Scholle von Jura (von dem normalen Hangend der „Dolomite“).
- fl Flyschmergel (Sandsteine der Oberkreide, vermutlich Senon).

<sup>104a)</sup> Fig. 9 ist erst nach Fig. 12 auf S. 120 bis 121 eingeschaltet.

im unteren Učetal emporgewölbt erscheint, so wird es klar, daß zwischen Ternowa und Saga eine bedeutende Aufbiegung der julischen Außenzone, die in der transversalen Aufweitung der Muldensohle zum Ausdruck kommt, eingetreten ist.

Nach meinen kurSORischen Begehungen möchte ich es für sicher halten, daß ein analoger, posthumer Kontakt bis in das oberste Učetal (und vielleicht noch weiter westlich) die Grenze zwischen zentralen Julischen Alpen und Učeamulde (= Außenzone) bilde. Die Gesteine der letzteren haben, wie Fig. 10 und andere hier nicht abgebildete Profilschnitte zeigen, in der Nähe der Störung (= Sagalinie) eine Steilaufrichtung (Schleppung) erfahren. Im oberen Učetal findet sich — zuerst von Dr. E. Feruglio entdeckt — inmitten des Flysches ein weit verfolgbares, schmales Band von Dachsteinkalk (s. F. 10).<sup>104a)</sup> Es trennt als steil stehender Keil (von Juraschollen begleitet) eine obere und eine untere Flyschserie. Ich fasse ihn als später eingeklemmten (eingeschuppten) Rest vom Randteil der einst die Flyschserie vollständig überdeckenden, aufgeschobenen Masse der zentralen Julischen Alpen auf. Bei den jüngeren Störungen kam es sodann an der Sagalinie zu einer steilen Aufrichtung, Zusammenpressung und Verschuppung von Decke und Unterlage. (Siehe Schema, Fig. 12.)

Vielleicht kann auch hier wieder vermutet werden, daß das gegen Osten eintretende Absinken der Muldenachse der julischen Außenzone (Dolomitzone) noch im morphologischen Bild indirekt zum Ausdruck kommt. Im oberen Učetal bildet der Dolomit noch Höhen bis über 1500 m (Nišni vrh), dann (bei Učea) bis 1200 m (Mt. Cal), bei Saga bis 1050 m, östlich davon bis zum Isonzodurchbruch und weiterhin nur mehr solche von etwas über 600 m. Auf jeden Fall glaube ich, daß durch die angegebene Querabsenkung dem heutigen Isonzo auf der Strecke Saga—Karfreit der Weg vorgezeichnet ist. Dem schon erwähnten Überfließen des Isonzo über die niedergebogene Polounikschole folgt das scharfe Knie dieses Flusses bei Saga und die gegen Südosten gerichtete Laufstrecke nach, in welcher er der in der gleichen Richtung absinkenden Muldenachse der Außenzone folgt.

Der Isonzodurchbruch durch die Dolomitzone und durch den Stol, in der Enge von Karfreit, findet abermals an einer durch jüngere Einbiegung bedingten Depressionsstelle statt. Es sei hier gleich erwähnt, daß der Flußdurchbruch dort eintritt, wo die Aufbiegung des Stol über die Vorlage aussetzt und wo unter dem Einfluß einer transversalen Knickung und seitlichen Ineinanderschiebung die Aufwärtsbewegung der Schollen eine geringere war. (41.)

<sup>104a)</sup> Vgl. hiezu auch die eben erschienene Mitteilung von E. Feruglio (151).

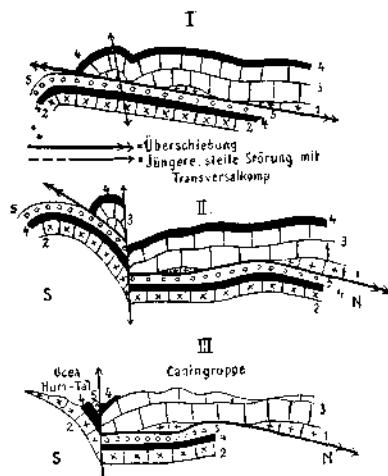


Fig. 12.

Erklärung zu Fig. 12:

- Schema der jüngeren Störungen im Ucceatal.
1. „Raibier“-Dolomite.
  2. Dolomite (zum Teil in Kalke übergehend) der Julischen Außenzone (Obertrias).
  3. Dachsteinkalke (zum Teil in Dolomite übergehend) der zentralen Jäli-schen Alpen (Caninmasse).
  4. Jura.
  5. Oberkreide (Breccien- und Flyschmergel).
- I. Überschiebungssphase.
- II. Steile Dislozierung des Überschiebungsbaues mit Bruchfaltenbildung.
- III. Gegenwärtiges, durch die Denudation geschaffenes Bild.

2. Jüngere Störungen in der Außenzone und Vorlage.

- a) Grenzstörung zwischen Stolzuge und Julischen Außenzone. Die Grenze zwischen der Julischen Außenzone und dem Stolzuge wird in dem Raum westlich Karfreit ebenfalls nicht mehr von der ursprünglichen Schubfläche gebildet. Wie aus T. II, Fig. 4—7 und T. III, Fig. 2, ersichtlich ist und wie besonders die guten Aufschlüsse in den Gräben bei Serpenizza erkennen lassen, liegt hier ein steiler, die Dolomitbänke der Außenzone abschneidender Kontakt vor. Größere Schollen

fremder Gesteine sind zwischen Flysch und Dolomit lokal eingeschlossen (Juraschollen: Hornsteinkalke westlich Serpenizza, dichte Kalke am Mt. Hum). Auch hier wurde ersichtlich die südliche Scholle gehoben. Die Flyschgesteine stoßen direkt am Dolomit ab, statt, wie weiter östlich, unter diesen einzusinken.

Eine inmitten des Flysches (südwestlich Serpenizza) aufgefundene Triasscholle möchte ich in analoger Weise, wie jene des oberen Učeatals, als Einklemmung aus der (einst vorhandenen) hangenden Decke (= Dolomitzone) deuten. Zweifellos ist auch die steile Aufrichtung der Schichtzüge des Stol erst eine Folge dieser jüngeren Dislokationen. Für eine namhafte seitliche Druckkomponente spricht der ausgebuchtete Verlauf der Grenzstörung und vor allem die transversalen Verkeilungen an der Karfreiter Knickung.

Wie die Dolomitzone, so zeigt auch der Stol eine Heraushebung seiner Achse gegen Westen. Bei Učea fehlen jüngere Schichten; die Dachsteinkalke stoßen unmittelbar am Dolomit ab. Nördlich des Stolgipfels greift die junge Schichtbedeckung schon tiefer hinab, bei Serpenizza gewinnt die „Mulde“ noch größere Breite und Tiefe. Östlich der komplizierten Knickung von Karfreit (mit seitlichem Abschub der jüngeren Schichten) wäre die Fortsetzung der Stolzone in der Kološratantiklinale und der ihr vorgelagerten, tief versenkten Flysch- (und Unterkreide-)Zone zu suchen, die das breite Isonzotal zwischen Karfreit und Tolmein ausfüllt.

Mit dieser tektonischen Anordnung stimmt das morphologische Bild insoweit überein, als der Stolzug in seinem westlichen Teil (westlich des Stolgipfels) zwar einen auffälligen gleichen Höhenkamm von etwa 1600 m Höhe erkennen läßt, dagegen gegen Osten hin ein breit gestufter Abfall zum Isonzodurchbruch von Karfreit eintritt (1450 m, Vrsanja, gl. 1353 m Starinski vrh 1100 m, Baba über 800 m).

b) Die Stolüberschiebung. Westlich Karfreit tritt der Stol als eine neue Schuppe in den Bau der Julischen Alpen ein. Ich halte die Kološratantiklinale als seine gegen Süden abgebogene, mutmaßliche Fortsetzung, mit der er auch im Schichtenbau eng verwandt ist. Erstere würde sich an der Knickungsstelle zu jener Überschiebung entwickeln, die von Stur in seinem Profil angedeutet (95), von Taramelli als „frattura periadriatica“ weit verfolgt (101, 102), und von Marinelli als piega faglia gedeutet wurde (68). Unter der Voraussetzung, daß sich die Stolüberschiebung erst westlich Karfreit aus einer Falte entwickelt, kann ihr Vorschub (im Isonzogebiet) kein bedeutender gewesen sein. Auch die nahen faziellen Beziehungen des Stols zum Matajurgewölbe weisen nach derselben Richtung. Es handelt sich offenbar um ein mittelsteiles Vorpressen einer Antiklinalwölbung, aber nicht um ein weitgehendes Vordringen einer Schubdecke. (Siehe Fig. 8.)

Am Stolzug treten abermals sehr deutliche Anzeichen transversaler Einwirkungen auf (siehe T. I). Auf Grund meiner Aufnahmen kann geschlossen werden, daß die Stolzone oberhalb ihrer basalen Schubbahn (im Raume zwischen Stol und Vrsanja glava) in transversale Schuppenkulissen aufgelöst ist. Im Zusammenhang damit steht auch das vielfach zu beobachtende transversale oder diagonale Streichen. Da diese Schuppen, soweit erkennbar, in die Unterlage der Schubschole nicht eingreifen, so kann die Transversalgliederung nur vor oder gleichzeitig mit der Aufschiebung eingetreten sein. Ich vermute, daß die in Vorpressung befindliche Stolschuppe gleichzeitig dem Einfluß starker Transversalspannungen ausgesetzt war, wodurch auch eine Zerlegung durch diagonale Schubflächen und ein seitliches Gleiten an denselben eingetreten ist (seitliche Schollenverkeilung.)

In morphologischer Beziehung spricht der ausgesprochene Kamm des Stol-Montemaggiorezuges und die geschlossene wallartige Form dafür, daß die Ausprägung der tektonischen Struktur bis in jugendliche Zeiten andauert hat.

Die Annahme, daß die Hauptaufschiebung des Stol-Montemaggiore-Zuges erst im höheren Miozän eingetreten ist, erscheint angesichts der Tatsache, daß westlich der Tagliamento noch ältere, miozäne Sedimente unter die Schuhfläche einsinken, als keine unbegründete Voraussetzung. Diese Bewegung ist nur eine Teilerscheinung jener gewaltigen Vorgänge, die die Julischen Alpen und ihre westliche Fortsetzung in jugendlichen Zeiten über ihren Außensaum und die friaulische Senkung emporgewölbt haben.

Schon O. Marinelli hat sich bezüglich des Entstehungsalters der Stolüberschiebung in analoger Weise geäußert (ältere Anlage als Falte, postmiozäne Ausbildung zu einer piega faglia, 68, S. 102).

Die eigenen Studien führten mich zur Auffassung, daß die piega faglia periadriatica östlich Karfreit Ende und daß ihre Existenz durch eine stärkere Zusammenpressung der westlich des Isonzo gelegenen Gebietsteile bedingt sei. Sie entspricht nach den Angaben Sturs, Kossmats und nach meinen Beobachtungen in ihren östlichen Teilen einer klaren, einfachen steilen Überschiebung, was nach den schönen Profilen Marinellis (68), Stefaninis (90—92) und Dainellis (9, 10) auch für die westlichen Abschnitte vermutet werden kann. Fast immer schieben sich die ältesten Schichten (Hauptdolomit, Raiblerschichten oder auch Dachsteinkalk) unmittelbar über die jüngsten Gesteine der Sedimentvorlage (Kreide, Eozän, im Westen auch Oligozän [Peonis] und Miozän), wie es einer normalen Schuppung entspricht. Reste eines inversen Mittelschenkels sind meist nicht zu sehen. Bei Staroselo und Sedula tauchen z. B. die obersenonen Flyschbänke unmittelbar unter die basalen Lagen der Obertrias hinab. Weiter gegen Westen hin legt sich die triadische Schubmasse nach Marinelli, Stefanini und Dainelli auf Eozän- und Miozänsedimente.

Noch vor Erreichen des Tagliamento spaltet sich die Schubscholle im Zuge des Mt. Quarnero in zwei Teilschuppen. (Siehe die schönen Profile bei Dainelli, 10, S. 132), die auch noch westlich des Tagliamento (Mt. Prat) weiter zu verfolgen sind. (10, Karte.) Die Tatsache, daß mit Annäherung an den Tagliamento eine Verdopplung der Schubfläche und damit zweifellos eine stärkere Zusammenpressung der Gebirgsteile eintritt, gewinnt in Zusammenhang mit analogen, schon früher erörterten Erscheinungen, westlich des Isonzo, Bedeutung.

### c) Westliche Knickung am Isonzo.

Im Meridian von Karfreit durchsetzt eine Knickung das Gebirge.

Im rändlichen Teil der zentralen Julischen Alpen äußert sich die Einwirkung der Karfreiter Knickung vor allem in zahlreichen, sehr komplizierten Verschuppungen mit ihrer Basis (und innerhalb letzterer).

In dem Raum von Drežnica (nordöstlich Karfreit) und an den Westhängen der Pleža ist die Basis der zentralen Julischen Alpen auf längere Erstreckung in vier Teilschuppen aufgelöst (weiter östlich davon noch in zwei Schuppen), in einer Zone, welche eben der Karfreiter Knickung entspricht.<sup>105)</sup> Die beiden unteren Schuppen keilen sehr rasch nach Osten (und Westen) hin aus und erweisen sich nach der Art ihres Auftretens und ihres Streichens als beschränkte, transversale Verkeilungen. Ich vermute, daß hier der aus Jura und Kreideschichten bestehende Rand der zentralen Julischen Alpen nachträglich mit seiner Unterlage (Basalschuppe) transversal verschuppt und verfaltet wurde.

In großartiger Weise folgt das nächste tektonische Element, die Außenzone, der Verbiegung. Der Dolomitzug der Obertrias, dessen Schichtbänke (und Hargendlagen) den Isonzo zwischen Saga und Karfreit begleiten, erfährt 1 km östlich dieses Ortes eine plötzliche und scharfe Knickung gegen Süden. In der östlichen, streichenden Verlängerung des Dolomitzuges stößt man auf Kreidesedimente; die äquivalenten Obertriasgesteine sind um 1 km südwärts gerückt. Sie begleiten das Isonzotal bis Tolmein. Eine Zone, der Einbiegung entsprechend mit Nord-Südstreichen, verbindet die beiden ost-westlichen Stücke. Lokale Verbiegungen und ein Querabbruch innerhalb der in normaler Weise Trias und Jura überdeckenden Senonschichten ergänzen das Bild der transversalen Störung. Vor allem ist aber auf die interessante Verdoppelung der Schichtreihe an der Knickungsstelle hinzuweisen (131, S. 100). Die im Osten und Westen einfach ausgebildete Decke zeigt unmittelbar westlich der Knickung eine steilere Aufrichtung und Verdoppelung ihrer Schichtzüge. An der Biegungsstelle haben die steil aufgebogenen Gesteinsmassen sich absplitternd in zwei separate Keile geteilt, die sich entsprechend der gegen Osten erfolgten Herreibiegung seitwärts, in westlicher Richtung ineinandergeschoben haben. Diese keilförmigen Lamellen sind vorzüglich aus Trias- und Juraschichten gebildet.

<sup>105)</sup> Die Störung wurde von mir a. a. O. beschrieben. (131, S. 91.)

Ihre Aufrichtung, Knickung, keilförmige Zersplitterung und Incinanderschiebung sind als gleichzeitige Wirkungen eines in seine Komponenten zerlegten schrägen (diagonalen) Gebirgsdruckes anzusehen.

An die Außenzone schließt sich südwärts der Stolzug als die mutmaßliche Fortsetzung der Kolowratfalze an. Die letztere erscheint dem Stol gegenüber östlich Karfreit, um etwa 2 km stärker gegen Süden gerückt. Auch hier findet wieder an der Knickung eine steile Aufrichtung der Schichtzüge und eine Verdoppelung derselben statt, wobei eine aus Juragesteinen gebildete Trümmerzone die vertikalen Triasschollen voneinander scheidet (131, S. 100).

Schließlich lassen sich die Knickungserscheinungen noch weiter südlich verfolgen. Das breite Gewölbe des Matajur, das im allgemeinen ost-westliche Richtung aufweist, erscheint in seiner östlichen Verlängerung weiter gegen Süden gerückt (im Gewölbe der La Glava), um dann durch Eocän unterbrochen, wieder bei ostwestlichem Verlauf bis zur Selski-Antiklinale am Isonzo bis St. Lucia weiterzustreichen. Das gleiche Verhalten zeigt die südlich anschließende Kolowratmulde.

Aus den hier in den Hauptzügen angeführten Erscheinungen ergibt sich der Nachweis einer etwas östlich des Meridians von Karfreit erfolgten Knickung des Julischen Gebirgskörpers und seiner Vorlage (im Isonzo-gebiet), wodurch die östlichen Teile (gegenüber ihrer westlichen Fortsetzung) um einen beträchtlichen Betrag stärker gegen Süden gerückt erscheinen.

#### d) Die östliche Knickung (Fig. 1 und T. I).

Im Raume von Tolmein (Tolmin, Tolmino) konnte die Existenz einer zweiten, die Julischen Alpen und ihre Vorlage durchsetzenden Knickung erwiesen werden.

#### Östliche Knickung in den zentralen Teilen und in der Außenzone.

Der Rand der zentralen Julischen Alpen (Dachsteinkalke) zeigt östlich des Tolminkatales eine stärkere Vorbuchtung gegen Süden (NW—SO-Streichen).<sup>106)</sup>

Die zunächst unterlagernde tektonische Zone, die (Jura-) Basalschuppe, weist in ihrem Verlauf ebenfalls ein Vorspringen gegen Süden auf: am Hruševče vrh (hier vielleicht unter komplizierten tektonischen Detaillerscheinungen), und östlich davon südlich des Kuk.<sup>107)</sup> Die genannte tektonische Einheit wurde daher auch in ostwestlicher (transversaler) Richtung gestaut und verkürzt.

Die Außenzone zeigt auf Grund der Ergebnisse von F. Koßmat und eigener Begehungen die klarsten und interessantesten Anzeichen der Knickung. Hier erscheint an der Tolminka und östlich davon eine Reihe NW—SO strei-

<sup>106)</sup> Die Randzone selbst ist am Hruševče vrh zu einer steil gegen Süd überkippten Syklinale zusammengepreßt. Der Nordrand der Mulde wird von Trias dolomit, dem Ausläufer der Lužnica-Überschiebungsmasse überfaltet.

<sup>107)</sup> Zwischen Ravne Žabče und Kuk pl. verläuft der Überschiebungsrund NW—SO, der Diagonalfalte von Perbla parallel, ist also mit verbogen worden.

chender Falten und Schuppen. Die nördlichste und bedeutendste schließt sich am Slemi an die früher erwähnte überkippte Falte an. Sie übersetzt Südost streichend die Tolminka und geht in die Perbla-Antiklinale (40, S. 80 bis 81) über. Letztere zeigt, wie Koßmat erwiesen hat, an ihrem Süd- und Südwestrands deutliche Überschiebungsscheinungen. Die Perblafalte und Schuppe ist nur ein einzelnes Glied aus einer Reihe analoger Falten und Überschiebungen, die sämtlich in organischer Beziehung zueinander stehen und von der großen Knickung des Gebirgskörpers abhängen.

Ich will versuchen, die ursprüngliche Anordnung der Schichtzüge zu rekonstruieren, wie sie vor der Knickung bestanden haben dürften. (Siehe Fig. 1 und Koßmats Blätter Bischofslack-Idria und Tolmein.)

Die Perbla-Antiklinale kann aus einem ursprünglich WNW verlaufenden Faltenelement hervorgegangen betrachtet werden, welches der von Koßmat festgestellten Wölbungszone Perbla-Obloke-Jesenica entsprach und auf 20 km Entfernung zu verfolgen ist (40, S. 80, 60 b). Ihr lag im Süden (SSW) eine Synklinale vor, welcher die Kreidefalten des Mrzli vrh, Triglav vrh, Kavala vrh, Kobilina glava, und die anschließende, bis über den Kroa-berg verfolgbare Oberjuramulde angehörte. Sie findet wohl in der Liasmalde an der Kožiča an der Bača ihre letzte Andeutung. Daran schloß sich weiter gegen Süden eine Antiklinale an, die der Triaszone von Lubino, Grahovo und Bukovo entspricht. Schließlich können die Liaszüge von Tolmein, Prapetno und oberhalb Idria di Bača (Deckscholle von Ponikve) als Andeutung einer weiteren, zum Teil gegen Süden überfalteten Jurasyklinale angesehen werden (60 b).

Nach dieser Annahme bestand wahrscheinlich der Aufbau der östlichen Julischen Außenzone ursprünglich nur aus zwei Antikinal- und zwei zwischen- beziehungsweise vorgelagerten Synklininalzügen. All diese Faltenelemente sind meiner Auffassung nach schon vor der posteoänen (miocänen) Knickung (vermutlich voreoäen) entstanden. Sie wären sodann von letztgenannter Bewegung ergriffen, geknickt, und einer nunmehr zu berörternden Schuppung an der Beugungsstelle unterworfen worden. Im Raum nordöstlich Tolmein liegt die Region stärkster, transversaler Störungen. Die einwirkende, transversale Druckkomponente fand an der Knickungsstelle an dem besprochenen Faltensystem die leichteste Wirkungsmöglichkeit, indem sie eine Zerlegung des tektonischen Gebäudes in mehrere Schuppenstockwerke erzeugte. Den vier Faltenelementen entsprechend können im Bereich der Julischen Außenzone östlich der Tolminka, vier tektonische Stockwerke übereinander beobachtet werden. Sie erscheinen als durch transversalen Druck entstandene, auf die Knickungsstelle lokalisierte Schuppen. Alle vier Falten wurden der Knickung und damit einer Faltung und Raumverkürzung auch im Streichen unterworfen. Diese vollzog sich in den einzelnen tektonischen Stockwerken, in welche sich der Faltenbau aufgelöst hatte, nicht kongruent übereinander. Entsprechend der Gleitfähigkeit, welche den bewegten Gebirgszonen untereinander innewohnte, glitten die einzelnen, sich knickenden Zonenstreifen diagonal übereinander hinweg. Sie lagern nun verschieden weit vorgebögen, in verschieden weit ausholenden Knickungsbögen übereinander.

Es sollen nun die Knickungen der einzelnen tektonischen Elemente besprochen werden.

Die Perbla-Antiklinale folgte der Knickung, indem sie sich an einer bassalen Schubfläche loslöste und zwischen zwei Endpunkten (oberhalb Čadra im Westen, beim Vrh Kozje im Osten) eingebogen wurde (Siehe Fig. 1.) Es bildete sich hier eine etwa 10 km lange Überschiebung von bogenförmigem Verlauf aus, welche im Osten und Westen in normale Falten einlenkt. Bei dieser Bewegung entstand naturgemäß ein Vorpressen (Überschieben) über die zurückbleibenden, nicht so weit ausholenden Knickungsfalten und Schuppen der Kreidevorlage statt. Wie Koßmat dargelegt hat, greift Jura und Trias der Schubdecke über die Kreideunterlage hinweg und schneidet deren Schichten. (40, S. 83). Um das hakenförmig gekrümmte, gegen Südwesten gewendete Ende dieser Schuppenzone von Perbla erfolgte aber auch unter der Einwirkung der Südwest gerichteten Anpressung die Bildung der Nordwest streichenden Teilstufen des Tolminkatales, welche die „Kreidemulde“ in sich schließt. Letztere blieb bei der Knickung gegenüber der oberen Einheit (= Perbla-Antiklinale) etwas zurück und zeigt die Umbiegung des Streichens nach Koßmats Karte deutlich erst am Triglav vrh. Die Pressung führte hier sogar zu einer Überkippung des nordöstlichen Muldenteils der Kreidefalten (60 b).

Der Süd- und Südwestrand der Kreidemulde wird, wie ebenfalls Koßmat erwies, durch eine Störung gebildet, welche der diagonalen Perbla-Überschiebung parallel läuft und an welcher ein scheinbar auf die Knickungsregion beschränkter Aufschub der Unterkreide (oder Oberkreide) unmittelbar über die Trias erfolgt ist. Die „Kreidemulde“ hat sich bei ihrer Knickung nicht in so weitreichender Weise, wie die Perbla-Antiklinale, von ihrer Unterlage abgelöst. Östlich der Kobilina glava ist nach Koßmats Karte der Zusammenhang erhalten geblieben, westlich davon aber schaltet sich eine Störung zwischen die Kreide (der Mulde) und die Trias der südlich anschließenden Wölbung des Bačatals ein.

Koßmat (40, S. 83) hat die Beziehungen der Randüberschiebung der Kreidemulde zur Perbla-Antiklinale in klarer Weise geschildert. Eigene Studien im Tolminkadurchbruch konnten an der Störungslinie auch die zu erwartenden tektonischen Trümmerbreccien (Mylonite), schön erschlossen erweisen (131, S. 105). Die Störung erweckt in ihrer Gesamtheit, insbesondere durch das im östlichen Teile sichtbare Überschneiden der Trias-Jura-(Kreide-)Züge durch die aufgeschobene Kreide, den Eindruck einer an der Knickungsstelle erfolgten, starken, lokalen Vorpressung der östlichen Gebirgsteile, ganz analog, wie es auch für die Perbla-Antiklinale zutrifft.

Das dritte Element der „Außenzone“, die Triaswölbung (Tolminkadurchbruch-Bačatal) zeigt ebenfalls deutlich seine selbständige Knickung. Bei Lubino streichen die Triasdolomite noch nordwestlich, am Gebänge der Kobilina glava hingegen sind sie schon nach Nordosten umgebogen. Dazwischen liegt die Knickung. Statt die letztere gemeinsam mit der Kreidemulde, der gegenseitigen Lage gemäß, zu vollziehen, erfolgte ein Zurückbleiben der Triaszone bei der Knickung gegenüber der Kreidemulde. Die Triasantiklinale löste sich von letzterer teilweise an einer Schubfläche ab. Die selbständig sich knickende Kreidemulde bewegte sich an einer Scherfläche über die Trias hinweg.

Der Nordrand der Triaszone zeigt nach meinen Beobachtungen am Tolminkadurchbruch bei steiler Aufrichtung an der Knickungsstelle eine keilartige ineinanderschiebung der hier auftretenden Triasdolomite und Kalke, welche die Wirkung des transversalen Druckes in so klarer Weise veranschaulicht. Wie bereits a. a. O. auseinander gesetzt wurde, sind auch diese Vorgänge als Begleiterscheinung der Knickung, analog der für die Karfreiter Verkeilungen angegebenen Deutung aufzufassen. (131, S. 48.)

Mit der Knickung steht naturgemäß auch das auffällige, nordöstliche Streichen in Zusammenhang, welches besonders die Kreidemulde und die Triasantiklinale aufweisen.<sup>108)</sup> Angelegt durch den Knickungsvorgang selbst, mag es aber auch noch bei Nachlassen der Bewegung und in späteren tektonischen Phasen fortgebildet und verstärkt worden sein, wodurch also der Knickungsbau noch nachträgliche Beeinflussungen erfahren hätte.

Auch an der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung müßten sich, falls sie, wie angenommen, älter als die jungtertiäre Knickung ist, jüngere Verbiegungen des Deckenbaues nachweisen lassen. Als Anzeichen hiefür kann das plötzliche und bedeutende Vortreten des Deckenrandes östlich Tolmein gedeutet werden. Dann zeigt sich gerade in der Region stärkster Knickung bei Lubino, eine Teilung in der Randzone der Decke und die Entstehung einer neuen Schuppe. (Überschiebung der Triasdolomitzone Tolminkadurchbruch—Bačatal über die Liasmulde Tolmein—Lubino = 4. Faltelement.)<sup>109)</sup>

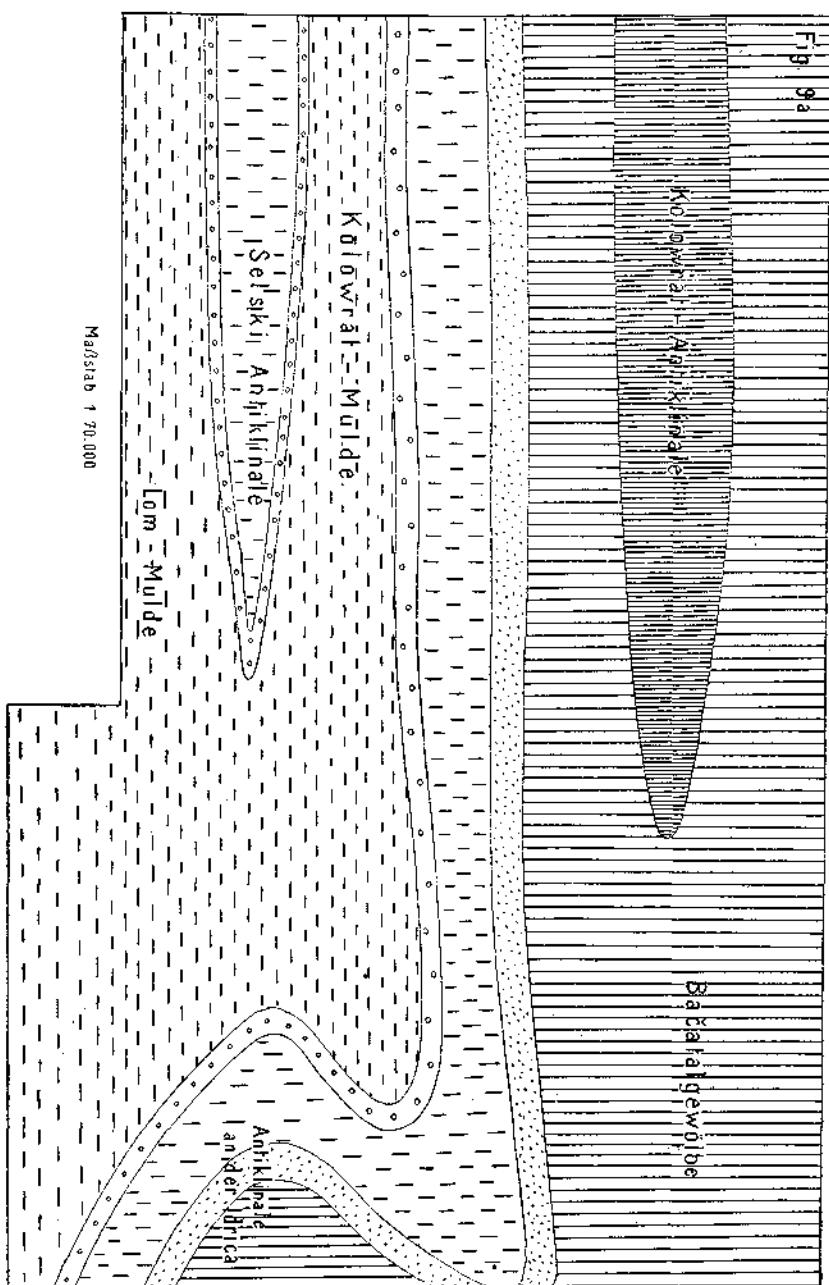
Auch die Karfreit-Kirchheimer Schubfläche selbst zeigt mannigfache Wellungen, die zweifelsohne nachträgliche Verbiegungen darstellen. Hier muß vor allem die schon von Košmat beschriebene Aufwölbung der überschobenen Unterlage in dem Fenster von Kneža hervorgehoben werden (40, S. 93). Mit nordöstlicher Streichrichtung tauchen hier die Kreidegesteine des Untergrundes unter der Karfreit-Kirchheimer Überschiebungsbahn empor. Die das Fenster von Kneža im Osten abschließende Mulde der Kotla zeigt das transversale NNO-Streichen. In der Deckscholle von Ponikve liegt die Basis der Schubfläche hoch, um südwärts gegen das Idriatal hinabgebogen zu werden.<sup>110)</sup> Gegen das Bačatal bei Grahovo zieht die Schubmasse nordwärts wieder steil hinunter und erscheint hier gleichsam zwischen der aufgewölbten Deckschollenregion von Ponikve und dem Fenster von Kneža synkinal eingefaltet. Schließlich zeigt die Schubfläche bei Grahovo eine deutliche Verbiegung, die an dem fast 1 km betragenden Vorspringen des Triasdolomit ersichtlich wird.

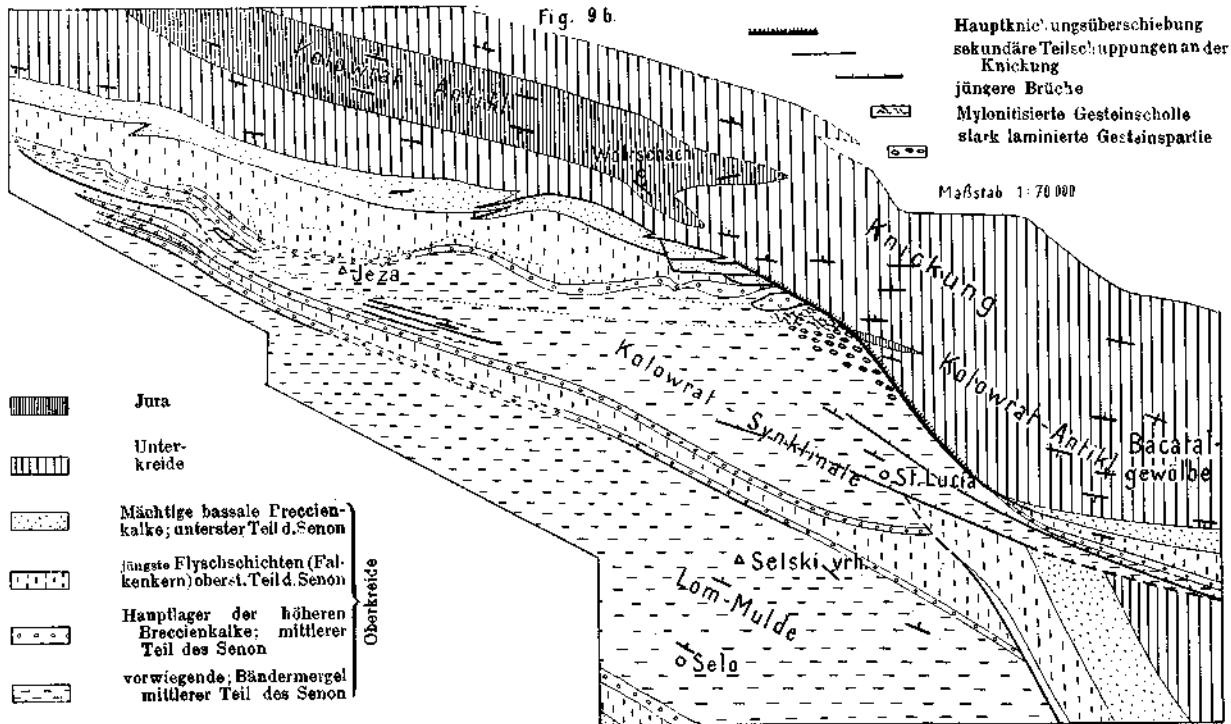
Diese Angaben erweisen die große Bedeutung der jüngeren Knickungs- und Verbiegungerscheinungen für den Bau der Júlischen Außenzone. Die vier tektonischen Teilstufen, welche hier unterschieden wurden, haben die Knickung selbständig vollzogen, wobei einzelne Schuppen bei der Biegung

<sup>108)</sup> Nach Košmat zeigt sich an der Kobilina glava sogar eine energische Überfaltung der östlichen (liegenden), jurassisch-kretazischen Schuppe über die westliche Kreidemulde.

<sup>109)</sup> Falls die Liaszone am Südrande des Deckschollengebietes von Ponikve tatsächlich die Fortsetzung jener des Tolmeiner Beckens darstellen sollte, so würde an der stärker gegen Süd gerichteten Lage der ersten die Knickung besonders deutlich hervortreten.

<sup>110)</sup> Hier liegt meinen Beobachtungen zufolge eine Einklemmung und Einbiegung am miopiazänen Störungssystem des Idriacatals vor.





Erklärung zu Fig. 9a und 9b:

Fig. 9a zeigt in schematischer Weise den Verlauf der Faltenzüge am Nordrand der „Vorlage“ des Isonzogebietes vor Eintritt der jungen Knickung, und zwar als das Bild, welches ein durch den Faltenbau gelegter Horizontalschnitt dargeboten hätte.

Fig. 9b stellt in möglichst naturgetreuer Weise (nur schwach schematisiert) den Horizontalschnitt desselben Gebietes, beiläufig im Niveau des Isonzotalbodens, durch das gegenwärtige Faltensystem dar, wie es durch die Knickung und durch nachfolgende Brüche umgestaltet wurde.

Die dicke Linie entspricht der Hauptknickungsüberschiebung, die mittelstarken Linien sekundären Dislokationen (Schuppen und Brüchen).

Mit einer fein punktierten Linie ist der Umriß der vermutlich von der Hauptknickungsstelle aus bedeutend seitlich (westlich) und etwas nach vorne (südlich) abgeschiedenen Kalkscholle der Ježa angedeutet, die bereits über dem hier gezogenen Horizontalschnitt gelagert und daher von diesem nicht mehr getroffen wird. Diese Ježakalke entsprechen dem Hauptlager der höheren Breccienkalke, mit welchen sie sich auch, wie die Skizze andeutet, am westlichen Ende der Knickung und im Osten durch transversale Verkeilung verknüpfen.

---

gegenüber den vorgleitenden anderen Elementen zurückgeblieben sind. Dadurch kam eben die diskordante Überschiebungsstruktur an den Knickungsstellen zustande.

Es mögen hier die Worte angeführt sein, mit welchen F. Koßmatt schon im Jahre 1905 die jüngeren Modifikationen des Gebirgsbaues zum Ausdruck gebracht hat. Über die jüngere Verbiegung der Karfreit-Kirchheimer Schubfläche sagt er: „Was wir heute vor uns haben, kann übrigens, wie es auch in anderen Fällen zutrifft, nicht die unveränderte Überschiebungsfläche sein, denn die Kreide bildet inmitten des Triasringes ein Gewölbe...“ „Die Blößlegung der Kreide hängt also wohl damit zusammen, daß hier durch eine Aufbiegung der ganzen Schichtmassen, die unter der Überschiebung liegende Partie in ein höheres Niveau gelangte, als an anderer Stelle“ (40, S. 93). Den Knickungsvorgang der Perbla-Antiklinale und der anschließenden Kreidemulde hebt Koßmatt wie folgt hervor: „Man muß wohl zur Ausschauung kommen, daß die Komplikation hier durch eine scharfe Absenkung quer auf die Richtung der Achse erfolgte, so daß sich in diesem Faltenbilde das Zusammenwirken von Druckkräften sehr verschiedener Richtung äußert.“ (S. 83.) „Das zu beobachtende Vordringen der Kreide, welches östlich Tolmein sein Maximum erreicht, läßt sich durch eine lokal stärkere Pressung erklären und kann mit der energischen Ausbiegung der Antiklinale von Perbla in Beziehung gebracht werden. Ich erblicke also auch in diesem Umstand eine wichtige Stütze für die Annahme, daß der unvermittelte SO-Abbruch der letzteren mit einer bedeutenden Verbiegung der Faltenachse zusammenhängt. Derlei unvermittelte Knickungen scheinen im Gebirgsbau nicht selten vorzukommen.“

### Östliche Knickung in der Vorlage der Julischen Alpen. (Fig. 9 a und 9 b).

Während meines Aufenthaltes an der Tolmeiner Isonzofront und anschließenden kriegsgeologischen Aufnahmen fand ich Gelegenheit, die Knickungserscheinungen an der Kolowratantiklinale in sehr eingehender Weise zu studieren. Es wiederholen sich hier die bereits beschriebenen Vorgänge. Die auf eine weitere Erstreckung in ostwestlicher (west-nordwestlicher) Richtung streichenden Züge der Kolowratantiklinale werden zwischen Woltschach und Modreja (bei St. Lucia) an einer in die Südostrichtung umbiegenden Schubstörung der Reihe nach abgeschnitten. Unteres, mittleres und oberes Senon stößt so nacheinander an die Woltschacher Kalke der Unterkreide, die hoch emporgepreßt wurden, und sogar an dem Oberjura ab. Bei Bača di Modreja liegt die Fortsetzung dieser Schichtzüge um etwa 1.5 km gegen Süden gerückt. Starke mechanische Gesteinsdeformationen begleiten diese Knickungsüberschiebung. Eine Verschieferung und Mylonitisierung der Gesteine, verbunden mit einer Auswalzung von Gerölle (besonders in den Geröllmergeln) und einer weitgehende Zertrümmerung der Schichtkörper, stellt sich im Bereich dieser lokal begrenzten, aber sehr intensiven Zone der Gesteinsdurchbewegung ein. Am Westende der Knickung zeigen sich bei senkrechter Aufführung der Schichtzüge splitterartige Verkeilungen und ineinanderschiebungen. Die basalen Breccienkalke des Senons erscheinen hier in dreifacher tektonischer Wiederholung. Dieser Vorgang ist deutlich durch seitliche Ineinanderschiebung der steil aufgestellten Schichtkomplexe bedingt, da sich die einzelnen Splitter im Streichen auf kurze Distanz hin (0.5 bis 1 km) verlieren. Eine engere Zusammenpressung der angrenzenden Sedimentmulde ist eine weitere Begleiterscheinung der Knickung. Vielleicht steht sogar die komplizierte, auf Detailschuppung senkrechter Schichtlagen und Überschiebungen beruhende Struktur des Ježa Rückens (westlich Woltschach) mit dem von der Knickung ausgehenden Seitenschub in genetischem Zusammenhang. (131, S. 102 bis 109.)

Die südlich der Kolowrat-Antiklinale gelegene Kolowratmulde und die noch weiter südlich auftretende Selski-Antiklinale und Lomsynklinale zeigen östlich des Isonzo ebenfalls die südgerichtete Abbiegung ihrer Fortsetzung (südostgerichteter Verlauf der Lommulde).<sup>111)</sup>

#### Allgemeines über die östliche Knickung.

Die Achse der Tolmeiner Knickung verläuft nach dieser Angabe etwa in NNO-Richtung von Selo über Modreje (bei St. Lucia) und Tolmein gegen Perbla. Die einzelnen tektonischen Elemente haben ihre Knickung nicht in gleichartiger Weise und nicht genau übereinander vollzogen.

Indem sie unter der Einwirkung des transversal gerichteten Druckes aus ihrem normalen Faltenverband getreten sind, erlangten sie die Bewegungsfreiheit und die Möglichkeit, in selbständigen Knickungsschüben den Gebirgskräften nachzugeben.

Wie an einem Modell führt uns die Natur an einem kleinen Beispiel eine Knickung vor Augen. Bei Crai (östlich Trince) am Kolowrat ist ein

<sup>111)</sup> Als östliche Fortsetzung der Selski-Antiklinale betrachte ich die überkippte Unterkreideaufwölbung am rechten Idriagehänge südlich Ponikve.

Miniaturbild der großen Vergänge zu sehen. Die Flyschschichten sind hier im Streichen zu einem prächtigen Haken gekrümt, während die massive, basale Breccienbank des Senon unter der Einwirkung des Seitendruckes zerbarst und in Form eines transversalen Keils in den Flysch eingeschoben wurde. (131, S. 109.)

All die beschriebenen Erscheinungen, die ich hier und zum Teile schon a. a. O. (131) ausführlicher dargelegt habe, weil sie gleichsam das Fundament für die weiter zu besprechenden analogen, aber noch viel gewaltigeren Vorgänge in dem Hochkarst darstellen, zeigen uns die Einwirkung bedeutender, auch im Streichen des Gebirges wirksamer Druckkräfte, deren Effekt unter dem Begriff der „Knickung“ subsummiert werden kann. Da sich gleichzeitig aber auch vielfach die Anzeichen eines Nord—Süd gerichteten, senkrecht zum Streichen erfolgten Druckes geltend machen (Stolüberschiebung, starke Zusammenpressung des Gebirges. Aufrichtung der Schichten an den Knickungen, Längsverbiegungen usw.), so wird man auf die Existenz von zwei Hauptdruckkomponenten bei dieser jüngeren Beanspruchung des Gebirges geführt, die aus der Zerlegung eines schrägen (diagonalen) Gebirgsdruckes hervorgegangen sind. Nach der Verteilung der Kraftübertragungen kann dieser nur von NO (oder NNO) gegen SW (SSW) hin gerichtet gewesen sein. Das Alter der Bewegung ergibt sich mit Hinblick auf die Mitbeteiligung senoner Sedimente als postkretazisch und in Anbetracht der engen Zusammenhänge mit der Faltung des Eozän-Flyschgebietes auch als posteozän, vermutlich sogar als postoligozän.

#### e) Knickung der Julischen Alpen und Faltung des Eozän-Flyschgebietes.

Die Falten des Eozängebietes von Ostfriaul werden zwischen Natisone und Isonzo, wie meine allerdings nur kurSORischen Begehungen gezeigt haben, wie aber auch schon aus älteren Angaben Taramellis (108, S. 8), Marinellis (68), Daintellis (9), und Koßmats (60 b) geschlossen werden kann, von einem System Nordwest bis Südost streichender Falten eingenommen,<sup>112)</sup> zwischen welche sich gelegentlich Räume von tafel-

---

<sup>112)</sup> Eine neue geologische Aufnahme hat Herr Univ.-Prof. R. Fabiani (Padua) durchgeführt, die noch nicht veröffentlicht ist.

artiger Lagerung einschalten (zum Beispiel zum Teil am Rande gegen Matajur und Kolowrat). Von besonderem Interesse ist das von mir erwiesene (131, S. 112) Abstoßen oder Auslaufen dieser diagonalen Faltung an dem Ost-West orientierten Gewölbe des Matajur, wie es zum Beispiel am Mt. Clevizza zu ersehen ist.

Auch im Gebiet der Korada tritt im Eozänllysch beiderseits des Isonzo (zwischen Auzza—Plava), wie aus der eben erschienenen Karte F. Kobmats ersichtlich ist, eine ganz ausgesprochene, NW—SO gerichtete Faltung hervor. Diese Wellen treten mit ihrem dinarischen Streichen in deutlichen Gegensatz zu den „alpinen“ Kolowrat- und Matajurwölbungen.

Letztere sind älterer, voreozäner Entstehung, haben aber in späterer, postezäner Zeit ihre Knickung erfahren. Dies weist auf einen Zusammenhang zwischen der Faltung des Eozän-Flyschgebietes und der Knickung der angrenzenden alpinen Wellen hin. (Taf. I.)

Er erscheint durch nachstehendes gegeben: In dem Eozän-Flyschgebiet, dessen mächtige alttertiäre Decke im Eozän noch ungefaltet war und dessen Untergrund von älteren alpinen Faltungen nicht oder nur in unbedeutendem Ausmaße betroffen war, konnte nacheozän ein System dinarisch streichender Faltenwellen ungestört zur Ausbildung gelangen. In den nördlich angrenzenden, durch ältere Gebirgsbewegungen südalpin (ost-westlich) orientierten Zonen (Kolowrat—Matajur, Julische Außenzone usw.), fand dagegen eine Zerlegung der diagonal angreifenden dinarischen Gebirgskräfte in ihre Komponenten statt. Der mechanische Grundsatz, wonach jene Gleitfläche unter den unzähligen, möglichen, bei der Auswahl bevorzugt wird, bei deren Inkrafttreten der geringste Energieaufwand erforderlich ist, erklärt die Entstehung dieser beiden in der älteren Gebirgsstruktur schon vorgezeichneten Druckkomponenten.

Für die eine Komponente war ja die Richtung schon durch die vorhandene (ältere), ostwestliche Gebirgsstruktur gegeben. In der Weiterbildung dieses Baues entstand eine engere Faltung, Verfaltung, Zusammenpressung und Schuppung des älteren Gebirgsbaues. Der übrig bleibende Teil der Druckkraft gelangte aber in einer zur ersten senkrechten Komponente zur Auslösung. Sie erzeugte eine Faltung im Streichen. Diese äußerte sich an den Stellen stärkster Druckauslösung, an jenen Punkten, an welchen durch Druckleitung eine Summierung der aufgesparten mecha-

nischen Energie stattfand, in einer Knickung und Abbiegung des Gebirgskörpers und in dem Auftreten transversaler Elemente.

Der dinarische Faltenbau des Flyschgebietes von Ost-Friaul findet also in den anschließenden „alpinen“ Zonen in einer den Komponenten dieser Bewegung entsprechenden Längs- und Querfaltung sein Gegenstück. Diese Annahme leistet der Forderung nach einer engeren tektonischen Beziehung beider Einheiten voll auf Genüge. (131, S. 113--114.)

Man gewinnt aus den vorliegenden Mitteilungen den Eindruck, als würde die zwischen Isonzo und Natisone noch in dinarischem Sinne streichende Eozän-Flyschzone westlich des letzteren Flusses, der bogenförmigen Einlenkung des dinarischen Systems in die alpine Richtung gemäß, in eine westnordwestlich, sodann ostwestlich streichende Falte übergehen. Hier erscheinen dann Eozän-Flyschgebiet und südalpine Randzone in gleicher Richtung, gleichsinnig gefaltet. Das Alter der Flyschfaltung ist zweifellos postmitteleozän. Es kann vermutet werden, daß ein beträchtlicher Teil der Bewegung schon ins Miozän fällt.

f) Matajurbruch, Koloratbruch, Idrianaer Brüche. Nur ganz kurz sei darauf hingewiesen, daß im Bereich der Vorlage des Isonzogebietes ein NW—WNW (dinarisch) streichendes System von Brüchen erkennbar ist, an welchem eine Absenkung der inneren (nordöstlichen) Teile erfolgt ist. Es ist interessant, daß es mir, auf Grund genauer Beobachtungen, festzustellen gelang, daß die steile Cleavage, die die Mergelschiefer der Oberkreide (Flysch) am Isonzo vielfach charakterisiert, an diese Bruchstörungen geknüpft ist. Sie zeigt, im Gegensatz zum Faltenbau, den sie durchschneidet, dinarisches Streichen. Die Bruchbewegungen sind daher noch von schwachen tangentiellen Pressungen begleitet gewesen. (Aneinanderpressung vertikal bewegter Schollen.) Aus sicheren, morphologischen Indizien kann geschlossen werden, daß die Schollenverschiebungen, speziell am Ternowaner und Matajurbruch, noch in pliozäner Zeit (nach Entstehung der altpliozänen Abtragsflächen) eingetreten sind. Ihre erste Anlage fällt wohl in das höhere Miozän. (Vergleiche hiezu meine Spezialstudien 133, 134 und bezüglich der Cleavage 131, S. 114.)

### 3. Jüngere Bewegungen in den östlichen zentralen Julischen Alpen. Zeitliche Gliederung der Vorgänge.

Die Lagerungsverhältnisse des Oligozäns der Wochein zeigen, wie Koßmat (40, S. 98) hervorgehoben hat, daß der Entstehung dieser Schichten schon bedeutende Gebirgsstörungen vorangegangen sind. Im Wocheiner Hauptkamm war die mächtige Decke jurassischer Schichten schon vor dem Mitteloligozän vollständig abgetragen. Die brackisch-limnischen Sedimente des Oberoligozäns greifen diskordant über die Dachsteinkalke hinweg. Die Annahme, daß der Überschiebungsbau der Julischen Alpen voroligozän ist, worauf ich schon oftmals hingewiesen habe, läßt sich hiemit gut vereinbaren.

Dagegen zeigt eine Betrachtung des prächtigen Tunnelprofils durch den Wocheiner Kamm, das Koßmat (40, Profiltafel I und Fig. 8) mitgeteilt hat, daß die steile Aufrichtung der Dachstein-kalkschichten später, und zwar gleichzeitig mit der synklinalein Einfaltung des Oligozäns, erfolgt ist. Letzteres bildet, wie die Tunnelbeobachtungen ergeben haben, eine Synklinale von wunderbarer Regelmäßigkeit und mittlerer Neigung ihrer Falten-schenkel. Legt man die (im Tunnel erschlossene) Auflagerungsfläche des Oligozäns (Profiltafel I bei Koßmat) in ihre ursprüngliche, horizontale Lage, so erhält man auch für die unterlagerten Dachsteinkalke und die diese unterteufenden, gegen Süd aufsteigenden Schubflächen der Außenzone eine viel flachere (etwa 10° bis 30° betragende) Neigung. Auch Koßmat neigt der Ansicht zu, daß die Steilstellung der Schubflächen einem jüngeren Vorgang angehört (40). Daraus kann geschlossen werden, daß dem eozänen Schubschollenbau in postoligozäner Zeit noch eine stärkere Zusammenpressung und Aufrichtung des Gebirges nachgefolgt ist, die die Oligozänbildungen zu einer breiten Falte zusammengestaut hat.

Weitere Erkenntnisse über die Altersbeziehungen der Störungen des Wocheiner Gebietes ergeben sich aus dem Verhalten der Jurazone, besonders auf Grund der Beobachtungen von Härtel.

Die Überfaltung (Überschiebung) des Wocheiner Jurazuges entspricht nach Härtel (33 b, 152) einer älteren Phase, die bruchförmige, an Überschiebungsrüchen erfolgende Zerlegung und Blattverschiebung der Faltenmulde durch dinarisch streichende Querdislokationen einer jüngeren Phase. Letztere erzeugen eine bedeutende Zerstückelung der Schollen. Die Störungen konnten von Teller und Härtel vom Kermatal über die Wocheiner Save bis an den Rand der Julischen Alpen verfolgt werden. Die Aufwölbung des

älteren Untergrundes in der Umgebung von Veldes, die in Form einer großen Kuppei erfolgt, möchte Härtel mit diesen Störungen in Verbindung bringen (33 b, S. 152). An drei NW streichenden Querstörungen hat hier, abgesehen von der transversalen Verschiebung, eine Hebung und zum Teil Überschiebung des nordöstlichen Flügels über den südwestlichen stattgefunden. Das Oligozän der Wochein ist auf den westlichen, gesunkenen Flügel beschränkt. Daraus kann geschlossen werden, daß die Querverschiebungen postoligocänen (miocänen oder postmiocänen) Alters sind und durch eine stärkere Aufwölbung des östlichen Flügels das Woheimer Oligozän von jenem der Saveebene getrennt haben, indem sie das Verbindungsstück stärkerer Abtragung unterworfen haben.

Sehr auffällig tritt der Parallelismus dieser Störungen mit der noch weiter nordöstlich gelegenen Savelinie (Randstörung: Mojstrana-Abling-Neumarktel-Ulrichsberg) hervor, an welcher marine Oligocänschichten (bei Mojstrana) eingeklemmt und an welcher noch insbesondere miocäne Schichten abstoßen und steil aufgerichtet sind. (Teller, 120 d. 118 und Ampferer, 6, S. 419.)

Ihr postmiocänes Alter ist daher sichergestellt.

#### 4. Einige Bemerkungen über den Nordrand der Julischen Alpen. (Fig. 18.)

Der Nordrand der Julischen Alpen wird (östlich Tarvis) in einheitlicher Weise von einem aus Karbon und Perm bestehenden Gewölbe gebildet, dessen Verlauf erst durch Tellers Aufnahmen näher bekannt geworden ist. (124.)

Es zieht aus der Gegend von Tarvis, dem Wurzner Savetal<sup>112a)</sup> entlang, bis westlich Mojstrana, wo es infolge jüngerer Knickung reduziert, in seiner Fortsetzung um 1—2 km gegen Süden gerückt erscheint. Einige Perm-Untertriasschohlen markieren hier seinen Verlauf. Nördlich Abling weitet es sich an der Nordseite der Save wieder zu einem breiten Karbongewölbe aus, um schließlich an einer neuerlichen, viel bedeutenderen Knickung abermals gegen Süden vorgebogen zu werden, beziehungsweise unter den gegen Süden vorgeknickten Rand der Košutasyklinale hinunterzuziehen (Fig. 17 bis 18).

Der Südrand der Karbonaufwölbung zeigt hier deutlichst die bedeutende Einwirkung transversaler Druckkräfte, was in dem staffelförmigen Vordringen gegen Süden, der Verfaltung und Schuppung mit der südlich anschließenden permisch-alttriadischen Zone und dem Auftreten einer der diagonalen (transversalen) Košutaknickung parallelen schnellen, randlichen Begleitzone von

<sup>112a)</sup> Dadurch wird die Annahme eines weitstreichenden „Savebruches“ (vgl. besonders F. Frech) in diesem Raum überflüssig.

Karbon (114) zum Ausdruck kommt. Die Fortsetzung der großen Karbonwölbung erscheint am Nördrande der Steiner Alpen um 6--8 km gegen Süden gerückt. (Siehe 124, Karte.)

In den Knickungerscheinungen handelt es sich zweifels-ohne um eine jüngere Modifikation eines älteren, einfacheren Faltenbaues. In klarer Weise zeigt sich dies übrigens an dem Überschneiden des geknickten Košutazuges über einen eingefalteten, ostwestlich streichenden Zug oberoligozäner Schichten nördlich Jauerburg (124). Hier hat also die transversale Verbiegung noch in nacholigozäner Zeit fortgedauert, wenn auch ihre erste maßgebende Anlage jedenfalls in ältere Zeiten zurückreicht.

Das Alter der großen Antiklinale, die nur das nördlichste, abschließende Element des Baues der eigentlichen Julischen Alpen darstellt, geht, wie für den zugrunde liegenden Faltenbau überhaupt angenommen wurde, voraussichtlich schon in die Kreidezeit zurück. Die alte Aufwölbung hat sodann vermutlich in alttertiärer (präoligozäner?) Zeit, eine erste, bedeutende Knickung, in postoligozäner Epoche eine Fortdauer der seitlichen Verbiegung mitgemacht. Schon zu Ende des Oligozäns war der Karbonkern bloßgelegt, so daß die jüngsten alttertiären Sedimente im Scheitel auf diese paläozoischen Bildungen übergreifen konnten (134). Dies weist eindringlich auf die große Bedeutung der eozänen und voreozänen Gebirgsstörungen hin.

##### 5. Allgemeines über die jüngeren Bewegungen der Julischen Alpen.

Aus verschiedenen Indizien konnte der Schluß abgeleitet werden, daß die Julischen Alpen (mit ihrer Vorlage) noch in jugendlichen Zeiten (nacholigozän, zum Teil nachmiozän) bedeutenderen Störungen ausgesetzt waren.

Die Stol- und Belipotoküberschiebungen treten markant hervor. Eine große Anzahl steilerer Störungsflächen reihen sich an. Sie haben den Schubschollenbau, besonders in den westlichen Teilen der Julischen Alpen, wo jüngere, steile Kompression besonders wirksam war, deutlich gemacht. In den mittleren und östlichen Julischen Alpen kommen die jungen Bewegungen dagegen vorzüglich in den beiden „Knickungen“ (Karfreiter und Tolmeiner Knickung) zum Ausdruck.

Am Matajur- und Idrianer Bruch hebt sich die äußere Scholle empor. Der Stol wölbt sich gegenüber den nördlich

angrenzenden Einheiten stärker empor. Im Ostteil der Vratalinie erscheint analog die innere Kalkscholle gegenüber den Dolomiten der Lužnicawölbung abgesenkt. Nun tritt aber in den inneren Teilen der Julischen Alpen, augenscheinlich unter dem Einflusse starker transversaler Aufbiegung, örtlich eine Änderung im Bewegungssinn ein. Die von der Mojstroka- und westlichen Vratalinie begrenzte innere Scholle (Flitscher Becek und östlich anschließende Kalkschollen) wölbt sich gegenüber ihrer nordwestlichen und südwestlichen Umrahmung empor.

In der in den Julischen Alpen zu gutem Teile erkennbaren stärkeren Emporwölbung der äußeren Teile, gegenüber den zurückbleibenden inneren Zonen, kommt wohl die Tendenz der fallenden und aufwölbenden Kräfte zum Ausdruck, sich in jüngeren Zeiten mehr nach der Außenseite des Gebirges zu verlegen.

## G. Zusammenfassung über die Julischen Alpen.

### 1. Größe des Schubes.

Aus den hier mitgeteilten Beobachtungen hat es sich ergeben, daß die Kalkscholle der zentralen Julischen Alpen am Isonzo in der N—S-Richtung nahezu bis zu ihrer Mittelachse auf einem jüngeren (jurassisch-kretazischen) Untergrund aufgeschoben aufruht (Schubweite bis über 15 km).

Das Gebirge ist, im Bereich des Isonzogebietes, auf einen viel engeren Raum, als es ursprünglich inne hatte, zusammengepreßt worden. An drei bis vier größeren Überschiebungen summiert sich sein Zusammenschub. Daß insgesamt ein Raum von etwa 20 bis 30 km im Südteil der Julischen Alpen durch Überschiebungen verdeckt wurde, kann kaum als übertriebene Schätzung gelten. Der Querschnitt der mittleren Julischen Alpen ist als mindestens auf die Hälfte seiner ursprünglichen Ablagerungsbreite reduziert worden. Glättet man auch noch die Faltung aus, so gelangt man zu noch höheren Werten. Eine Kompression auf die Hälfte bis ein Drittel der ursprünglichen Breite mag der Wahrheit am nächsten kommen.

Außerdem muß die transversale Raumverkürzung beachtet werden. Die Schubweite der transversalen Bewegungsflächen ist in den Julischen Alpen geringer, erreicht aber an der Grenze gegen die Steiner Alpen große Beträge. Schon das rasche Erlöschen

der transversalen Schuppen weist auf nur unbedeutende seitliche Überdeckungen innerhalb der Julischen Alpen hin. An den Knickungen von Karfreit und Tolmein können die Höchtausmaße der Seitenschübe mit 2--3 km beziffert werden. Auch die mit letzterer zusammenhängende Perbla-Überschiebung u. a. werden wohl kaum größere Förderweiten aufweisen.

## 2. Schubrichtung.

Während in den westlichen Julischen Alpen die Schubrichtung im Wesentlichen von Norden nach Süden gehend angenommen werden kann, tritt in den mittleren und östlichen Julischen Gebirgsteilen deutlich der Einfluß einer Transversalkomponente hinzu. Die resultierende Bewegungsrichtung kann hier von NNO nach SSW vorausgesetzt werden. Die Abgrenzung der westlichen Julischen Alpen von den mittleren (und östlichen) erfolgt unter dem Eintritt eines geknickten Vorschubes der letzteren, durch die Einwirkung einer dort abweichend orientierten Hauptdruckkraft hervorgerufen.

In den nordöstlichen Teilen der Julischen Alpen muß, wenn der vermutete diagonale Einschub der Zlatna-Studorscholle zu Recht besteht, sogar eine von NO gegen SW gerichtete Hauptbewegung angenommen werden.

In der Richtung zum Tagliamento treten die Einwirkungen seitlicher Druckkräfte kaum merkbar auf.

Es obliegt meiner Auffassung nach keinem Zweifel, daß die zum Nord-Südschub hinzutretenden, transversalen Druckkräfte mit dem Fortschreiten der dinarischen Gebirgsbildung zusammenhängen, deren Leitlinien mit abweichendem Streichen an den südalpinen Bau herantreten.

## 3. Art der Überschiebungsvorgänge. Der Typus des zerrissenen Faltenschubs.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Frage nach der Art, in welcher die Überschiebungsvorgänge sich vollzogen haben. Während in einzelnen Fällen an der Schubbahn ein System flach gelagerter Schichten bei Erhaltung der Konkordanz (im tektonischen Sinn) über einen analog gebauten Untergrund vorgeschoben wurde, zeigt sich in anderen Fällen, und zwar vorherrschend, eine Diskordanz zwischen dem Bau der Decke und jenem der Unterlage. Letztere Erscheinung tritt am deutlichsten

in der Umrahmung des Flitscher Fensters und im oberen Isonzo-gebiet hervor. Die aufgeschoßene Masse entspricht einem enger oder weiter gefalteten System von Dachsteinkalk- (Schlerndolomit-) Liasfalten, welches meiner Meinung nach wurzellos auf seiner Unterlage ruht und das an seiner Basis, unbekümmert um seine Struktur, von einer Gleitfläche abgeschnitten wird. Der Faltenbau wurzelt hier nicht in der Tiefe, er ist vielmehr über eine fremde Unterlage hinaufgeschoben.

Daraus geht klar hervor, daß der Faltenbau älter als die Bildung der Überschiebungen (oder höchstens gleichzeitig mit deren Beginn) ist, und daß die ausgedehnte Decke der zentralen Julischen Alpen nur dem oberen Teil eines seiner Wurzeln beraubten, weit vorgetragenen Faltungsbaues entspricht.

Ich bezeichne diesen tektonischen Typus als „zerrißenen Faltensturz“. Es gibt sehr zahlreiche Beispiele solch diskordanter Schubmassen in den östlichen Südalpen.

Der Polounik ruht als mächtiges Antiklinalgewölbe, mit steil aufgerichteten Schichten seiner Kreideunterlage auf, an welcher seine Straten abstoßen (131).

In analoger Weise zeigen die Aufschlüsse des Vrsnikfensters im oberen Isonzotal ein Abstoßen steil aufgerichteter Dachsteinkalke mittels einer Schubfläche an den unterlagernden Juramerghen (T. III, Fig. 1, 3, 4 u. 6). Hier ist also die Unabhängigkeit der Struktur der oberen Decke von jener der Unterlage besonders deutlich.

An der Krnüberschiebung ziehen (im Gebiet des Krn selbst) flach geneigte Dachsteinkalkbänke über steil aufgerichtete, an der Schubfläche abstoßende Juraschichten hinweg (131).

An der Karfreit—Kirchheimer Überschiebung zeigt die aufgeschoßene Masse zum größten Teil einen von ihrer Unterlage ganz unabhängigen Bau. Bei Libussina (131, Taf. II, Profil 20) stoßen aufgerichtete Bänke von Triasdolomit an der hier ganz horizontalen Schubbahn ab. Östlich Tolmejn schneidet diese Störung durch einen Bau von Antiklinalen und Syklinalen durch, welche unvermittelt der Kreideunterlage aufgeschoben sind (Jurasynklinalen am Südrand der Deckscholle von Ponikve und bei Lubino, Antiklinale über dem Bačata).

An der Perbla-Überschiebung, nördlich Tolmejn, bewegt sich ein von seiner Unterlage gekappter Teil einer Antiklinale über die Kreidevorlage. Einen analogen Bau zeigt die Überschiebung südwestlich der Kobilina glava, Erscheinungen, die bereits eingehend besprochen wurden (60 b). Ähnliche tektonische Diskordanzen zwischen Decke und Unterlage können auch für der Zlatna Studor-Einheit vermutet werden (33 b, Profile S. 137).

Die folgenden Erörterungen soll meine Auffassung über die Entstehung des besprochenen tektonischen Typus zum Ausdruck bringen. (Schema, Fig. 7, auf S. 77.)

Die Gebirgsbildung hat zuerst mit der Schaffung eines normalen Faltenbaues begonnen. Bei weiterem Anwachsen des Gebirgsdruckes näherte sich die Zusammenpressung mehr oder minder einer engeren, stellenweise sogar isoklinalen Faltung. Eine noch weitergehende Zusammenpressung des Gebirges, das nunmehr grobe Schubfestigkeit erlangt hatte, führte zum Zerreißen der Scholle an einer sich bildenden, listrischen Fläche, die oft wohl in der Tiefe in ihrer Ausbildung durch das Vorhandensein eines plastischen, gleitfähigen Horizonts begünstigt war. An Stelle der Faltung ist eine Überschiebung getreten. Der obere Teil der gefalteten Gebirgszone bewegte sich an einer glatten Schubbahn über die zurückbleibenden „Wurzeln“<sup>113)</sup> seines Faltenbaues vor. Ober- und Unterbau entsprechen diskordanten Faltungsstockwerken. Die Unterlage wird unter der Last des darübergleitenden Gebirgskörpers, unabhängig von letzterem, weiter komprimiert. Sie gerät in volle Diskordanz zu dem über sie hinweggleitenden Oberbau. Ihre Schichten zeigen ein von der Decke unabhängiges Streichen und Fallen, und einen selbständigen Verlauf der Syn- und Antikinalen.

Die Faltung ist somit der präexistierende, die Überschiebung der nachfolgende, tektonisch aber bedeutungsvollere Vorgang. Sie mögen einander in ein und derselben tektonischen Phase abgelöst oder aber in speziellen Phasen sich vollzogen haben. Jüngere, postume Faltung und Verbiegung, schließlich Bruchbildung und Aufwölbung vollendete den tektonischen Zyklus (Figur 8).

Nicht überall ist die scharfe Diskordanz zwischen den Schubdecken zu verzeichnen. Bei einfacherem Übereinandergleiten gleich geneigter Schichtkomplexe fehlt sie; auch starke jüngere Pressung mag bei Aufrichtung und bei teilweiser Ausquetschung weicherer Schichten wieder eine sekundäre tektonische Konkordanz der überschobenen Massen hervorzurufen.

#### 4. Bewegungen gegen eine Vortiefe.

Den bisher angegebenen Gebirgsbewegungen im Isonzogebiet liegt die Tendenz zugrunde, die besonders in der Jura-(Unterkreide-)zeit ausgeprägte tiefere Meeresmulde im Südteil der Julischen Alpen aufzufalten und zu überschieben. Die Bewegung schritt hiebei im Großen und Ganzen von den inneren gegen die äußeren Zonen in aufeinanderfolgenden Zeiträumen vor.

<sup>113)</sup> Hier nicht in dem sonst gebräuchlichen, übertragenen Sinn gemeint, sondern als Bezeichnung für die am tiefsten in den Untergrund hinabreichenden Teile der Falten.

Aus Vorfalten entwickelten sich mutmaßlich Überschüsse und Decken.

Die senkenden Bewegungsvorgänge, welche in der Jura-Kreidezeit die Ausbildung der stetigen, marinen Depression in den südlichen Partien der Julischen Alpen bedingt hatten, können in diesem Sinne als Vorläufer der späteren Gebirgsbewegungen (Decken und Falten) angesehen werden. Allerdings liegen keine sicheren Anzeichen dafür vor, daß sich hier jemals ein bis zu abyssalen Regionen hinabreichender Tiefseegraben befunden hätte. Manches spricht dagegen. Wohl aber kann die Existenz einer während des jüngeren Mesozoikums in steter Senkung befindlichen Meeressmulde angenommen werden, die sich in ihren Randteilen fortdauernd mit mächtigen klastischen Seichtwasserbildungen in ihren standferneren Partien wohl auch mit bathyalen Sedimenten bedeckt hat (131, S. 118).

##### 5. Tektonischer Ablagerungsschutt.

In der Gegend östlich Drežnica bei Flitsch sind im untersten Teile des Slatenikgrabens durch große Anbrüche die Gehänge gut aufgeschlossen. Hier sind in den von der Lias-Jurazone überschobenen Falten des Kreidesflyschs Einschaltungen eigentümlicher Trümmerbreccien wahrzunehmen. Tischgroße bis hausgroße (und größere) zerrissene, aneinandergepreßte und verquetschte Schollen hornsteinführender und hornsteinfreier Mergelkalke, grauer und roter Mergel (vom Aussehen der Jura-Unter-Kreidegesteine) und Dachsteinkalke setzen, zwischen steilen Flyschfalten gelagert, zwei etwa 100 bis 150 m breite Lagen zusammen.

Ihr Erscheinen ist fürs erste befremdlich. Die ungefüge Beschaffenheit, der Mangel an Schichtung, die gewaltige Größe einzelner Trümmer und die stark erkennbaren, mechanischen Einwirkungen schließen eine Entstehung als Sediment aus. Einer Auffassung als Mylonit steht das Fehlen von Flyschblöcken in dem Schutt und die Tatsache, daß die Schollenzone nicht einer Schubbahn entspricht, entgegen. Bei näherem Zusehen bemerkt man, daß die Trümmerzone gleich splitterartigen Keilen von der hangenden Juradecke in den liegenden Kreidesflysch eingreift, also offenbar von obenher eingefüllt wurde.

Ich möchte ihre Entstehung auf folgenden Vorgang zurückführen.

Vor der anbrandenden Juradecke wurden die Unebenheiten des Terrains zunächst mit dem Schutt, der von der Deckenstirne abbröckelte und sich loslöste,<sup>114)</sup> zugefüllt, sodann von der nachdringenden Schubmasse überfahren. Unter der Einwirkung der weiter darüber gleitenden Massen wurde die Unterlage weiter zusammengepreßt und der eingefüllte Deckenschutt zwischen den Flyschgesteinen eingequetscht. Es sind hier also unter der schützend darüber gebliebenen Schubmasse Schuttreste erhalten geblieben, die sich in der Zeit der Deckenbewegung gebildet hatten.

#### 6. Tektonische Phasengliederung.

Schon die Sedimentation der Trias (Pseudo-Gailtaler Schiefer und Sandsteine), besonders aber jene des Lias-Jura, läßt Gebirgsbewegungen in den Julischen Alpen, wenigstens in der Form von Aufwölbungen und gleichzeitigen Muldensenkungen, annehmen.

In den zentralen Julischen Alpen ist sogar zum Teil eine tektonische Diskordanz der Transgression des Oberjura (Kimeridge) vorausgegangen.

Das Auftreten echter, faltender Bewegungen wurde schon in der Mittelkreide angenommen, und ist für die Oberkreide sichergestellt. Auch die weite Verbreitung des Kreideflysch, die immer mehr hervortritt, hat geradezu die Existenz eines südalpinen Gebirgskörpers zur Kreidezeit zur Voraussetzung.

Diese alten Bewegungen haben das Grundgerüst des Faltenbaues der Julischen Alpen, und zwar, wie vorausgesetzt werden kann, vor allem im Bereiche ihres Nordteils und ihrer Mitte geschaffen. (Karbonantiklinale!) Der wirksame Druck war wesentlich von Norden gegen Süden (und umgekehrt) gerichtet.

Vor dem Mitteleozän (Alteozän) findet die Hauptfaltung der Julischen Alpen und des Randteiles ihrer Vorlage statt. Schon damals haben sich scheinbar schwächere, transversale Spannungen in Form autochthoner seitlicher Verbiegungen und in der Beeinflussung der Faltenstruktur geltend gemacht.

---

<sup>114)</sup> Daher besteht die Schollenzone auch hauptsächlich aus Blöcken, die den höheren Jura- und Unterkreidegesteinen gleichen, die die oberen Teile der vorbewegten Decke gebildet haben, während die roten Lias-Jurakalke zurücktreten.

Nach dem Mitteleozän (vielleicht auch schon etwas früher!) erreichen die tangentialen Kräfte ihr Maximum. Aus dem vorhandenen Faltenbau entwickelten sich große Überschiebungen, deren Anordnung und Verteilung die Mitwirkung bedeutender, transversaler Spannungen beim Schub bezeugt. Nach dem Oligozän, vermutlich besonders im Miozän, setzten ausgesprochene Nachfaltungen ein, welche bei einem stärkeren Hervortreten steilerer Bewegungsflächen eine Verfaltung und Verschuppung (jüngere Knickung) des Gebirges erzeugt haben.

Eine an die letztgenannten Bewegungen anschließende, bis ins Quartär reichende, andauernde Verbiegung und Aufwölbung des Gebirges vollendete den Ausbau des tektonischen Gefüges der Julischen Alpen und ihrer Umrandung. Die Besprechung dieser Erscheinungen erfolgt im Zusammenhang mit jenen des Hochkarstes an späterer Stelle.

Im allgemeinen läßt sich wohl ein Ansteigen in der Intensität der Bewegungen vom Jura bis gegen den Eozän, weiterhin aber, seit dem Oligozän, ein Abflauen in der Bewegungsgröße wahrnehmen. Die bedeutendsten Schubstörungen fallen wohl in das Alttertiär. Namhafte Schübe sind aber auch noch nach-oligozän (miozän) eingetreten. Im höheren Miozän und besonders im Pliozän dagegen treten vertikale Schollenverschiebungen und Verbiegungen im allgemeinen mehr und mehr in den Vordergrund.

### **III. Einige Bemerkungen über den Bau der Steiner Alpen und dessen Beziehungen zu den Julischen Alpen.**

#### **A. Die eigentlichen Steiner Alpen.**

##### **1. Schubschollenbau. (T. IV.)**

Der Bau der Steiner Alpen weist nach den Untersuchungen von F. Teller große Analogien mit jenem der Julischen Alpen auf. Der Nordrand dieses Gebirgsstocks ist durch gegen Nord gerichtete schuppenförmige Überschiebungen beherrscht, die Teller (124) mit der Belipotoküberschiebung am Nordsaum der Julischen Alpen vergleicht. Der Süd-(Südost-)abdachung der Steiner Alpen zeigt den Ausstrich einer größeren Bewegungsfläche, an welchen sich die obertriadischen Kalkmassen, ähnlich wie in den Julischen Alpen, über ihre Vorlage (alte Grauwacken mit transgredierender Pseudo-Gailtaler Trias) aufgeschoben. Koß-

mat hat die Bedeutung dieser Bewegungsfläche besonders hervorgehoben, das Triasmassiv der östlich anschließenden Menina mit den Steiner Alpen zu einer einheitlichen Schubscholle vereinigt und die tief eingreifende metamorphe Aufwölbung des Krainski reber, die sich zwischen beiden einschiebt, als Fenster gedeutet. „Es wurde bereits erwähnt, daß die gesamte Masse der Steiner Alpen und Menina ziemlich beträchtlich auf die südlichen Vorlagen verschoben sein muß. Es ließe sich sonst auch schwer erklären, warum in den Profilen des nördlichen Schichtkopfes keine Spur von jenen mächtigen „Pseudogaitaler“ Gruppe zu beobachten ist, welche auf der Südseite mit scharfer Grenze unter die Kalkplatte taucht. Die weitgehende Pressung der Porphyre . . . und überhaupt die große Verbreitung serizitischer Gesteine weist gleichfalls auf starke Bewegung hin.“ (50, S. 112.) „Es liegen wichtige Anzeichen für eine durch die Südüberschiebungen der Steiner Alpen stark verengte oder verdeckte alte Aufbruchsserie zwischen beiden Zonen vor.“ (50, S. 73.)

Angesichts der hier angenommenen bedeutenden Schubweiten ist man wohl berechtigt, von einer Steiner Alpen-Menina-decke zu sprechen.

Es liegt nahe, noch einen Schritt weiterzugehen und die Kalkhochmassive der Steiner und Julischen Alpen zu einer einzigen Deckeneinheit zu vereinigen, wie es Ko b e r s (39) Auffassung entspricht. Zweifellos ist die tektonische Position beider Gebirge eine analoge. Auch in stratigraphischer Beziehung besteht in der mächtigen Entwicklung einheitlicher Kalk-Dolomitmassen in Mittel- und Obertrias eine große Ähnlichkeit zwischen den Gebirgsmassen, welche auf eine Entstehung in einem einheitlichen Meerestroge schließen läßt.

Im Gegensatz zu dieser Annahme Ko b e r s, stellt sich aber Ko ßm a t s Auffassung, welche die Steiner Alpen den Julischen Alpen gegenüber als ein selbständiges Element auffaßt, das von letzteren durch eine Diagonalstörung getrennt wäre.

Ko ßm a t scheint für die Hauptschubbewegung der Steiner Alpen eine Nordwest-Südost gerichtete Resultierende anzunehmen. Die Schubfläche geht nach ihm westwärts in die Save-linie über.

Letztere „bedeutet den Ansstrich einer neuen Gleitzone, deren Stellung zum alpinen Streichen des Gebirges sich auf jene dinarischen Ablenkungserscheinungen zurückführt, die vom Savebecken aus durch die südliche Kalkzone . . . reichen“ (59, S. 110). „Manches spricht dafür, daß die

Savelinie in ihrem westlichen Teil gewisse Merkmale eines Blattes, in ihrer gegen Osten und schließlich Nordost umschwenkenden Fortsetzung hingegen den Charakter einer reinen Überschiebung hätte" (59, S. 110).

## 2. Bewegungsrichtung der Steiner Alpen-Masse.

Ich pflichte den Anschauungen von Koßmat sowohl in der Annahme einer gewissen tektonischen Selbständigkeit der Steiner Alpen (gegenüber den Julischen Alpen), als auch in der Voraussetzung einer diagonalen Bewegung bei.

Letztere erscheint mir allerdings nicht in der Richtung von NW. gegen SO. vor sich gegangen zu sein, sondern vielmehr einer von NO. (ONO.) gegen SW. (WSW.) gerichteten Aufschiebung entsprochen zu haben.<sup>115)</sup>

Zur Begründung dieser Annahme kann ich anführen:

a) Die Steiner Alpen stellen einen Ausschnitt aus der großen alpidinarenischen Grenzregion dar, welche in tertiärer Zeit durch eine von Nordosten gegen Südwesten gerichtete Kompression ausgezeichnet ist (== dinarische Faltungsrichtung).<sup>115a)</sup> Es ist anzunehmen, daß sich auch die Steiner Alpen in der Resultierenden ihrer Bewegung dieser Schubrichtung eingefügt haben werden.

b) Die beiden Karawanken-Züge (Košutazug, Drauzug) zeigen, wie bereits angegeben wurde, sowohl eine Knickung als auch, wie es scheint, eine transversale Ineinanderschiebung ihrer steil aufgerichteten Schichtzüge (siehe S. 87—88). Richtet man den Effekt dieser Bewegungen aus, indem man die geknickten (und vermutlich ineinandergeschobenen) Sedimentstreifen in ihre ursprüngliche Lage bringt, so verschieben sich auch die mit diesen eng verknüpften Steiner Alpen in nordöstlicher Richtung.

c) Die Zlatna-Studor-Scholle der zentralen Julischen Alpen wurde, wie früher auseinandergesetzt wurde, als eine diagonal eingeschobene, aus nordöstlicher Richtung stammende Deckscholle gedeutet und als das seitwärts geschobene Bindeglied zwischen Julischen und Steiner Alpen (== Nordost-Teil der Julischen Alpen) angesehen. Auch die Steiner Alpen müssen daher, wenn diese Auffassung zu Recht besteht, in gleicher Weise an der gegen Südwesten gerichteten Bewegung teilgehabt haben.

d) Ein gegen Südosten gerichteter Schub der Steiner Alpen müßte unter den gegebenen Umständen zu einer Zerrung und damit zu einer gewaltigen Zerreißung der Schichtzusammenhänge geführt haben, was nicht zu beobachten ist.

<sup>115)</sup> Die Nordost streichende Schuppung am Südostrand der Steiner Alpen möchte ich, ebenso wie die Aufwölbung des Krainski reber (letztere auch von Koßmat als nachträgliche Verbiegung gedeutet [59, S. 112]) als eine zur Hauptschubrichtung transversale Biegung auffassen. Von diesen Querverbiegungen ist auch noch das Oligo-Miozän betroffen (Teller, 123, Koßmat 59° worden).

<sup>115a)</sup> Die allmählich in die alpine OW-Richtung einlenkt.

### 3. Selbständigkeit der Steiner Alpen gegenüber den Julischen Alpen.

Die Steiner Alpen entsprechen meiner Auffassung nach einer den Julischen Alpen gegenüber selbständigen Schuppenkulisse (Teildecke), welche, aus derselben Geosynklinalmulde wie letztere hervorgegangen, unter dem Einfluß transversaler Spannungen im Westen den Zusammenhang (mit den Julischen Alpen) gelöst und nebst einer südgerichteten Aufschiebung auch eine namhafte diagonale Gleitung vollzogen hat. Es handelt sich hiebei in letzter Linie um die Überwältigung der Ausläufer der Julischen Alpen, durch die sie im Nordosten begrenzende triadische Steinalpenscholle.

In welcher Weise das ineinandergreifen der Bewegungen meiner Auffassung nach zu denken wäre, habe ich auf Fig. 17 bis 18 (siehe S. 157) in schematischer Weise zum Ausdruck gebracht.

Die Bewegungsgröße des Gebirgsschubes am Südraud der Steiner Alpen kann bezüglich ihres Ausmaßes wohl jener an der Südabdachung der Julischen Alpen gleichgehalten werden. Der Effekt der südgerichteten Schubkomponente muß auf mindestens 15 km geschätzt, jene der transversalen Bewegungsgröße etwa auf ebenso viel gewertet werden.<sup>116)</sup> Der Seitenschub wäre bedeutender als jener der Julischen Masse.

Bezüglich der eigentlichen Savelinie, welche die oligo-miozäne Beckenfüllung der Lajbacher-Radmansdorfer Mulde von den nördlich angrenzenden Triasbergen trennt, bin ich der Ansicht, daß hier nicht die Fortsetzung der Steiner Alpen-Südüberschiebung, sondern eine jüngere (postmiozäne) steile Störung vorliegt. Ihr Verlauf schneidet verschiedene Schichtzüge ab; noch höher miozäne Sedimente sind entlang dieser Linie aufgerichtet. Demgegenüber erweist die große Randüberschiebung am Südabfall der Steiner Alpen ihre voroligozäne Entstehung, indem schon die marinen Schichten des Mitteloligozäns sowohl über die im Krainski-Fenster geöffnete Unterlage, als auch über die aufgeschobene Decke transgredieren. Nirgends

---

<sup>116)</sup> Der Gesamtzusammenschub der Steiner Alpen mit Einbeziehung der hier nicht näher zu erörternden Schuppungen im Innern und am Nordrand muß aber in der Nord-Südrichtung als bedeutender angesehen werden.

sind nach Teller (112) oligozäne oder miozäne Ablagerungen an der Bewegungsfläche eingeschlossen. Diese Umstände sprechen meiner Meinung nach gegen eine Vereinigung der Randüberschiebung der Steiner Alpen mit der geraden Savelinie. Letztere würde vielmehr als Vertikalstörung die Zone der Kalkhochalpen nur im großen und ganzen etwa dort queren, wo letztere durch älteren Transversal- (Diagonal-) Schub in zwei Teilschollen zerlegt war.

Für die Selbständigkeit der Steiner Alpen-Masse spricht der Umstand, daß die Randüberschiebung der zentralen Julischen Alpen (Krn-Kobla-Überschiebung Koßmats), wie es Koßmat andeutete, gegen Osten hin (im Laibacher Becken) ausklingt, die Steiner Alpen-Überschiebung daher dem Eintritt einer neuen, schräg übergreifenden Staffel entspricht (siehe Fig. 18 u. T. IV).<sup>117)</sup> Das Zurückspringen des Julischen Schubrandes gegen Osten (im Gebiet von Eisnern-Krainburg) begünstigt diese Auffassung; ebenso die aus den Beobachtungen Koßmats und Tellers sich ergebende Tatsache, daß am Ostrand der Julischen Alpen die faziellen Unterschiede der beiden überschobenen Schollen innerhalb der Trias an Bedeutung einbüßen. Die charakteristische, ladinische Pseudo-Gaitaler-Entwicklung tritt hier auch in den Bau der zentralen Julischen Alpen (Jelovca) ein und setzt sich von hier über die Save in das Ulrichsberger Plateau fort, das der Außenzone der Steiner Alpen entspricht (59, S. 108; 112).

### B. Die östliche Fortsetzung der Steiner Alpen.

(Vgl. 109, 110, 111, 112, 113 usw.)

Die Teildecke der Steiner Alpen, als neue, selbständige, gegen Südwesten vorgeschohene Einheit gedeutet, umfaßt gegen Osten hin noch die Kalkmassen des Rogac, der Menina-Dobrol

<sup>117)</sup> Die transversale (Nordost streichende) Aufwölbung des Krainski reber und die analogen Verfaltungen der Trias und des Oligo-Miozäns am Südostfuß der Steiner Alpen betrachte ich als sekundäre, jüngere Modifikationen des Gebirgsbaues, die auch, wie schon Koßmat betont hat, die Schubbahn verbogen haben. Ihr Auftreten mag dadurch veranlaßt worden sein, daß hier schon innerhalb der sich vorschreibenden Masse eine Nordost streichende Aufwölbung älterer Triasglieder bestanden hat, was die weite Ausbreitung dieser Schichtglieder gerade in der Umrandung des Krainski reber (Rogac, Polanski vrh) vermuten läßt. Dagegen treten im Westen (Ulrichsberger Gebiet) und im Osten (Menina) die höhertriadischen Kalkmassen direkt an die Schubfläche heran. Bei der jüngeren Verfaltung und Verbiegung des Schuppenbaues konnten dort, wo mächtigere Anhäufungen altriyadischer, leicht faltbarer Schichtmassen vorhanden waren, am ehesten Teilschuppen und Verfaltungen sich ausprägen.

und wohl auch noch ihre zum Großteil unter jungtertiärer Bedeckung verhüllte Fortsetzung (Ponigler Triasplateau, Trias von Hohenegg bei Cilli usw.).<sup>118)</sup>

Der gleichzeitig mit der alttertiären „alpinen“ Faltung der Kalkhochalpen erfolgte dinarische (schräge) Zusammenschub hat also die Entstehung einer einheitlichen, weitreichenden Schubdecke verhindert, und den durch ältere Faltung schon in alpiner Orientierung angelegten Gebirgskörper in zwei Teildecken (oder Schubschollen) gespalten, die sich auch in diagonaler (transversaler) Richtung miteinander geschuppt haben. Die eine Teildecke würde den zentralen Julischen Alpen, vom Tagliamento bis zur Saveebene verfolgbar, entsprechen, die zweite der Schubsscholle der Steiner Alpen, die vom Triasgebiet von Neumarkt über die eigentlichen Steiner Alpen, Rogač, Menina-Dobrol und Ponigler Plateau, sich mindestens bis zum Triasgebiet von Hohenegg bei Cilli erstrecken würde. In der Verlängerung derselben Zone liegt schließlich die Ravna gora an der kroatischen Grenze, die sich durch ihre mächtige Entwicklung massiger Triaskalke an die vorgenannten Einheiten anschließt.

#### IV. Die Tektonik der südalpinen Hochkarstschollen.

##### A. Allgemeine Bemerkungen.

###### 1. Bedeutung des Gebietes für die Erkenntnis des alpin-dinarischen Grenzproblems.

In der Darstellung der Tektonik des Ternowaner Karstes und der Save-Falten sehe ich den wichtigsten Teil vorliegender Studie. Hier liegt der Raum, in welchem die dinarischen Falten mit den südalpinen Bewegungslinien zusammenstoßen. Hier muß also die Erklärung, welche die Verhältnisse der beiden Gebirgsysteme zueinander ergründen will, einsetzen. Den Grundstock für die weiteren Darlegungen bilden vor allem die ausgedehnten, geologischen Aufnahmen Franz Koßmats und für die Save-falten jene F. Tellers, welche erst einen Überblick über den

<sup>118)</sup> Nach Tellers Karte treten noch im Blatte Praßberg die alten, metamorphen Gesteine, offenbar als Fenster, in der östlichen Menina unmittelbar unter Dachsteinkalk und Schlerndolomit hervor. Ebenso lagert der Muschelkalk den kristallinen Schiefern von Hohenegg bei Cilli direkt auf. Es scheinen also weit nach Osten hinaus die triadischen Kalkalpen einer kristallinen Aufbruchszone aufgeschoben zu sein.

Gebirgsbau ermöglichten. Ein ferner Fundament stellen des ersten Forschers zusammenfassende Darlegungen vor. Eigene, nur auf beschränkte Gebiete ausgedehnte Begehungen boten mir die Möglichkeit, einzelne Räume auch aus persönlicher Ansicht kennen zu lernen.

In einigen wesentlichen Fragen, zum Beispiel in dem Her-vortreten der Bedeutung einer alpin-dinarischen Knickung und der auf diese beschränkten tektonischen Bewegungen, stimme ich mit Koßmat überein. In anderen, für die Auffassung vom Gebirgsbau allerdings auch maßgebenden Punkten, welche ich in der Deutung, die ich den beobachteten Erscheinungen unterlege, ab.

Daß sich viele tektonische Einzelzüge in harmonischer Weise in das hier zu entwerfende Gesamtbild des Baues einfügen lassen, scheint mir die Fruchtbarkeit des begangenen Weges anzudeuten.

Bei der Kompliziertheit der aus mehreren tektonischen Einzelphasen hervorgegangenen gebirgsbildenden Vorgänge und von diesen erzeugten Strukturbildern, besteht eine große Schwierigkeit in der Darlegung. Ich will versuchen, meine Gedankenfolge an der Hand mehrerer Skizzen näher zu erläutern.

## 2. Tektonische Gliederung der „Vorlage“ der östlichen Südalpen. Räumliche Beziehungen zu den angrenzenden dinarischen Zonen. (T. IV.)

a) Die Vorlage der östlichen Südalpen. Dem Bau der Julischen und Steiner Alpen lagern in Anlehnung an die von Koßmat gegebene Gliederung im Süden nachstehende tektonische Hauptzüge vor:

α) Im Osten das breite Doppelgewölbe Savefalten (Littauer- und Trojana-Antiklinale mit zwischengeschalteter Tüfferer- und nördlich vorgelagerter Stein-Möttinger Synklinale). Das Gewölbe umfaßt noch das Gebiet des Laibacher Moors und geht westlich desselben bei stärkerer Beeinflussung durch die transversalen Strukturen in das Triasgebiet von Bischoflack-Billichgraz über.

β) Im Westen schließt sich die ausgedehnte Scholle des Ternowaner Hochkarstes an die Savefalten an. Zwischen dem Westrand der Savefalten einerseits, dem Ost-

rande des Ternowaner Karstes (Sairacherberg) andererseits, schalten sich die eng geprefsten, abweichend streichenden, von Koßmat als eingeklemmte Züge aufgefaßten Falten von Pölland—Oberlaibach ein.<sup>119)</sup> (Textfig. 1, T. IV.)

a) Gegen Westen taucht der Ternowaner Karst unter die Flyschzone von Friaul hinab, aus welcher gleichsam als seine Fortsetzung die Gewölbe (Antiklinale) des Kolo w r a t, Matajur und die Dome von Tarcento emportauchen.

Die letztingenannten (8) und der Hochkarst des Ternowaner Waldes bilden die orographische und meiner Auffassung nach auch die tektonische Vorlage der Julischen Alpen; die Savefalten die Vorlage der Steiner Alpen und deren östlicher Fortsetzung.

Das Verhältnis des Ternowaner Hochkarstes zu den Savefalten ist nach Koßmat durch die Existenz einer bedeutenden, transversalen Schuppung (von Osten nach Westen gerichtet) bedingt. Das Westende der Savefalten überschiebe sich in transversaler Richtung über die Faltenzone von Pölland und Oberlaibach (Pöllander Deckschollen), die dem abgesenkten, zusammengestauten Ostrand des Ternowaner Hochkarstes entspräche.

b) Die an die östlichen Südalpen angrenzenden dinarischen Züge.

An die Savefalten schließt sich südlich schon der rein dinarisch orientierte Bau an. Die Region des Unterkainer Karstes, aus dinarisch streichenden Falten bestehend, löst sich vom Südrande der Littauer Antiklinale ab. (Faltenzüge von Auersberg—Weichselburg.) Gegen Südwesten fügt sich an diese dinarischen Wellen der Adelsberger Kreidekarst an, der vermittels des Birnbäumer Waldes mit dem Ternowaner Hochkarst, der Vorlage der Julischen Alpen, in Verbindung tritt.<sup>120)</sup>

In der Flyschmulde des Wippachtals, die über die Präwald—Adelsberger Einmuldung mit der Eozänsynklinale des Recatals zusammenhängt, fügt sich ein weiteres dinarisches Element an den Rand der Südalpen (Ternowaner Scholle) an: Es lenkt

<sup>119)</sup> Der Hochkarst zerfällt nach Koßmat durch transversale, Südost gerichtete Schuppung in drei sekundäre Staffeln: a) Ternowaner Karst, b) Birnbäumer (Hrusica) Karst und Adelsberger Karst. Koßmat hält die genannten Schollen für dinarische Elemente und faßt sie als Fortsetzung des kroatischen Hochkarstes auf.

<sup>120)</sup> Auch noch letzterer wird von Koßmat (im Gegensatz zu meiner Auffassung) dem dinarischen System zugerechnet.

unter Komplikationen aus dem Nordwestverlauf in die alpine O.-W.-Richtung ein.

Die nachfolgende, meerwärts gelegene, dinarische Zone, der Küsten- oder Triester Karst, kommt nicht mehr mit der Vorlage des südalpinen Gebirgskörpers in Berührung. Die Fortsetzung des Küstenkarstes versinkt westwärts unter den Anschwemmungen der venezianischen Ebene.

Die Grenze des Ternowaner, Birnbaumer und Adelsberger Karstes gegen die vorgelagerte Eocänflyschmulde ist nach Koßmat teils eine normale, teils wird sie von einer Überschiebung gebildet. Gegen Westen hin (im Gebiet des Coglio) verfließt die Flyschzone des Wippachtals mit dem Südteil des Friauler Flysches, indem die weiter östlich vorhandene Überschiebung verloren geht. (Koßmat 59.)

### 3. Auffassung des Gebirgsbaues nach Koßmat und nach Limanowski.

Koßmat betrachtet das tektonische Verhältnis der Schollen des Hochkarstes zueinander und die Beziehung der letzteren (des Ternowaner—Birnbaumer Hochkarstes) zu den Savefalten und zum Wippach—Adelsberger Flysch, unter dem Gesichtspunkte eines „Schollenbaues mit schuppenartigem Übergreifen der Ränder“ (44, S. 92).

Er spricht sich mit folgenden Worten aus: „Ich bin der Überzeugung, daß die drei Hochkarststaffeln ein und derselben dinarischen Zone angehören, welche transversal zusammengehoben ist und uns nicht das Bild liegender Falten, sondern das einer besonderen, in der Anlage des periadriatischen Bogens begründeten Schuppenstruktur gibt“ (59, S. 81).

Da die NW streichenden dinarischen Zonen an die ostwestlich verlaufenden Julischen Alpen herantreten, so stoßen gegen Westen hin immer neue dinarische Elemente an dem durch Überschiebungen gekennzeichneten Julischen Südsaum ab: „Der Rand der Südalpen dringt über den Karst vor und in letzterem selbst deutet das Verhalten der Hochkarststufen, nämlich das Untertauchen des südöstlichen unter die nordwestlichen Abschnitte, einen weiteren Einflußbereich dieses Phänomens an“ (59, S. 81).

Diese von Koßmat gegebene Deutung führt zwei wichtige Momente zur Erklärung des Gebirgsbaues ein: 1. das Vordringen großer Überschie-

schiebungen von Norden und Osten her über den Rand des Hochkarstes; 2. die transversale Teilschuppung des letzteren, welcher unter dem Einfluß der einwärts gerichteten, dinarischen Bogenfaltung entstanden wäre. Die genannten Erscheinungen wären als ein Phänomen der südalpin-dinarischen Bogenknickung aufzufassen.

Koßmat glaubt zur Erklärung der beobachteten Erscheinungen mit den angedeuteten, mehr oder minder lokalen Bewegungen das Auslangen finden zu können, obwohl gewisse Indizien anscheinend auf das Vorhandensein viel weitgehenderer Deckenbewegungen bezogen werden könnten. Koßmat sagt hierüber (44, S. 91): „Ich habe bereits an mehreren Stellen hervorgehoben, daß die gegenseitige Stellung der tektonischen Elemente des Gebietes ganz jenem Typus entspricht, welcher gegenwärtig von vielen alpinen Geologen im Sinne der bekannten „Charriage-Theorie“ als der sichere Ausdruck der Übereinanderlagerung mehrerer Überschiebungstecken aufgefaßt werden.“ Er entwirft selbst die Grundzüge eines Deckenbaues der Hochkarstgebiete: „Es liegt der Gedanke nahe, daß die Bischoflacker Gebirgsgruppe einerseits“ (= Westrand der Savefalten) „und die Saaracher“ (= Ostrand des Ternowaner Hochkarstes), „andererseits nur Teile einer einheitlichen Überschiebungstecke bilden, deren Unterlage bei Pölland infolge einer Durchwaschung als Fenster zutage tritt“ (= Faltenzone von Ober-Laibach-Pölland-Blegas). Es wird weiter in Verfolgung einer deckentheoretischen Auffassung hervorgehoben, daß dieses über die „Pöllander Zone“ aufgeschobene Deckensystem im Westen (westlich des Blegas) durch eine weitere Schubfläche geteilt sei, welche der Karfreit-Kirchheimer Störung entspreche. Sie „wäre eine Teilbewegung in der beschriebenen Decke von Bischoflack-Sairach“, an welcher sich die Julische Außenzone (= Porezenzone Koßmats) über den Hochkarst aufschiebe. Das Dachstein-Kalkgebirge der Wochein bilde schließlich die oberste Deckeneinheit.

Unter dem Ternowaner-(Bischoflacker-) Deckensystem käme als tieferes tektonisches Element die Decke des Birnbäumer Waldes zum Vorschein. In der Kreidebucht von Idria tauche sie in einem gegen Süden geöffneten Fenster empor. Die Birnbäumer Decke hätte sich schließlich auf die Flyschzone des Wippachtals und jene von Adelsberg hinaufgeschoben.

Man gelange so, sagt Koßmat (44, S. 93), zur Annahme eines gewaltigen und ausgedehnten Überschiebungsbaues, dessen Schubweiten sehr bedeutende Beträge erreichen. Nach dem Auftreten des Pöllander Fensters zu schließen, müsse der Vorschub der Ternowaner Decke allein mindestens 40 km betragen haben.

Bei näherer Prüfung der hier dargelegten Annahmen ergeben sich aber nach Koßmat ernste Bedenken gegen diese Auffassungen: „Ich bin zur Überzeugung gekommen, daß die Erklärung dieser eigentümlichen Erscheinungen nicht auf dem oben angedeuteten Wege zu finden ist“ (60, S. 115). Die Gründe sind nach Koßmat folgende: Die Pöllanderüberschiebung (nach der von ihm entworfenen deckentheoretischen Gliederung die Basisüberschiebung des Ternowaner Systems) gehe schon östlich des Laibacher Moores (bei Orle) in einen normalen Faltenbau über. Das rasche Ausklingen der Überschiebung spreche gegen eine durchgreifende und weitgehende

Trennungslinie im Gebirge. „Die riesige Deckenbewegung der oben beschriebenen Gebiete wäre damit zu Ende, ohne daß in der unmittelbaren Fortsetzung der gleichen Gebirgszone die unbedingt nötige Kompensation vorhanden wäre.“ Desgleichen endige die Ternowanerüberschiebung schon bei Görz, indem sie in eine überkippte Falte übergehe, die sich in dem Flyschgebiet von Friaul als einfache Auffaltung weiter verfolgen lasse. Auch der einfache und normale Muldenbau der Flyschzone des Wippachtals spreche gegen eine weitgehende Überfaltung. Diese Gründe bewogen Koßmat, die von ihm selbst entworfene Deutung abzulehnen und sich mit der Annahme lokaler Schuppungen zu begnügen.

Vorzüglich auf Koßmats Aufnahmen und Berichten fußend, hat dann M. Limanowski (64—67) den Versuch unternommen, eine Einordnung der Tektonik des Hochkarstes und der Save-Falten in das Schema der Deckfaltentheorie vorzunehmen, worauf schon im I. Teil dieser Arbeit hingewiesen wurde. Die Auffassung von Limanowski deckt sich im wesentlichen mit der eben skizzierten, von Koßmat entworfenen, aber abgelehnten Deutung, mit dem Unterschied, daß an Stelle der Schubdecken Liegendifalten gesetzt werden. Ternowaner und Birnbäumer Karst (= Hrušica) werden in zwei gegen Südwesten gerichtete Überfaltungsdecken aufgelöst, die einen Ausschnitt aus einem großen, Südalpen und Dinariden verbindenden Deckenbau darstellen sollen. Ternowaner Wald und westliche Save-Falten werden als einzige, große Deckenfalte, die über das Deckenschollengebiet von Pölland zusammenhänge, aufgefaßt. Das Eozän von Idria wird als fensterartiger Aufschluß unter dem überkippten Faltenflügel gedeutet.

Einigen tektonischen Verknüpfungen, die Limanowski annimmt (Vereinigung von Save-Falten und Ternowaner Wald, Annahme einer einheitlichen Überschiebung beider und Deutung des Eozäns von Idria als Fenster) stimme ich bei. Leider hat es Limanowski verabsäumt, einige der schwerwiegenden Einwände Koßmats ernstlich zu entkräften, die dieser Forscher gegen eine weitreichende Deckengliederung der Hochkarstgebiete ins Treffen geführt hat. Gegen manche Punkte der Limanowskischen Auffassung, besonders gegen das mechanische Bild der Überfaltungsdecken bestehen sehr triftige Bedenken.

Weder an der etwa 80 km langen Grenze der Ternowaner Überschiebung, noch an der Pölland-Sairacherbergschubfläche, die sich an letztere anschließt, ebensowenig in der Umrandung des Fensters von Idria, zeigen

sich die Reste eines inversen Faltenschenkels.<sup>122)</sup> Die gleiche Beobachtung läßt sich in der Umrandung der „Überalte“ des Birnbäumer Waldes machen. Gerade hier konnte ich bei meinen Begehungen im Belatal feststellen (siehe S. 184—186), daß die von Limanowski angenommene stirnfältige Einhüllung der „Hrušica“ (= Birnbäumerwald-Kreide) durch Eozän nicht statthat. Fast stets lagern in der Umrandung der genannten Schubschollen die ältesten Schichten unvermittelt jüngeren Bildungen an einer basalen Gleitfläche auf. Es sind zwar Schubschollen, aber nicht Faltendecken vorhanden. Die speziellen tektonischen Verhältnisse des Bergbaugeschäftes von Idria, die Koßmatt (42) und Kropat (63) genauer studiert haben, wurden vom Letzteren, scheinbar auf Einflußnahme von Limanowski hin (66, 64), nach dem Schema der Deckfaltentheorie umgedeutet. Koßmatt hat hier in einer sehr eingehenden (60 c), sachlichen Erwiderung die nach seiner Meinung schon zum Teil auf unrichtiger, stratigraphischer Basis beruhenden Schlußfolgerungen der genannten Autoren abgelehnt und seine eigene Auffassung mit triftigen Gründen verteidigt. Nachdem meines Wissens weder von Limanowski noch von Kropat gegen die von Koßmatt 1914 publizierten Richtigstellungen und Kritiken Einwendungen erhoben worden sind, kann wohl angenommen werden, daß sie die Berechtigung der von ihm vorgebrachten Gründe anerkennen.

#### 4. Eigene Stellungnahme zu Koßmats Gebirgssynthese (T. IV).

Wenn auch hier die Annahme Limanowskis von der Existenz eines weitreichenden Liegendifaltenbaues abgelehnt wird, so hege ich doch Bedenken, in Koßmats tektonischem Bild schon eine restlose Lösung für das Problem der Gebirgsbildung zu sehen.

Für die auch von Limanowski (allerdings in wesentlich anderer Art, als es hier vertreten wird) supponierte Vereinigung der Bischoflack-Billichgrazer Scholle mit der Ternowanner Decke sprechen meiner Meinung nach doch sehr gewichtige Momente. Beide Zonen treten mit der gleichartigen Karbonbasis südwestlich Pölland auf einer größeren Erstreckung fast ganz aneinander. (Siehe Textfig. 1 und T. IV.)

An der Zeyer (bei Tratta) erscheinen die hüben und drüben den gleichen Raiblerzügen aufgelagerten Karbonmassen nur durch den engen Flußdurchbruch getrennt (siehe 44). Desgleichen ist das Karbonschubschollengebiet östlich Tratta nur etwa  $\frac{1}{2}$  km von der zusammenhängenden Karbonmasse des Sairacherberges (Ternowanerscholle) entfernt. Die Karbondeck-

<sup>122)</sup> Auch Limanowski muß vielfach zur Annahme sekundärer Gleitvorgänge greifen, um das Fehlen der inneren Serien zu erklären.

schollen weisen in eindringlicher Weise auf den einstigen Zusammenhang des Billichgrazer mit dem Sairach-Ternowaner Deckengebiet hin. Die Annahme der Einheitlichkeit der beiden Massen wird hiervon nahegelegt. Denn es wäre doch äußerst unwahrscheinlich, daß hier zwei Schubdecken von gleichartigem Aufbau aus entgegengesetzten Richtungen gerade bis zur Berührung durch Schub einander genähert worden wären.

Zum selben Schluß gelangt man bei Betrachtung der tieferen, unter der Pöllander Schubfläche liegenden Einheiten. Der Blegaš und die Triaswölbung der Mackoviča im oberen Pöllander-Zeyertal (Poljanska Zora) sind nach Koßmat Fenster unter den aufgeschobenen Grauwacken der Julischen Außenzone und unter der Karbonmasse des Sairacher Berges (= Ternowanerkarst). Nun zieht die Trias der erwähnten Fenster mit ihren charakteristischen Raiblerzügen ununterbrochen, wie Koßmats Karten zeigen (44, 58, 59) gegen Südosten weiter und verfließt hier mit den Triasfalten von Pölland-Oberlaibach, welche jene interessanten Karbondeckschollen tragen, die Ternowaner- und Billichgrazer Einheit gleichsam verbinden. Sind Blegaš und Mackoviča ein Fenster, so muß diese Rolle auch für die Pöllanderfalten<sup>123)</sup>, welche eng mit ersteren zusammenhängen, gelten. Bei der Einheitlichkeit des Fensterrahmens sind die beiden an die Pöllanderzone angrenzenden und diesen aufgeschobenen tektonischen Einheiten daher zu einer einzigen großen Schubmasse zu vereinigen.

Ein weiterer Einwand gegen nur lokale Schübe im Bereich der Pöllander Zone ergibt sich aus dem inneren Bau der Faltenzüge.

Koßmat faßt die Pöllanderfalten als die abgesenkten, östliche Fortsetzung des Ternowaner Hochkarstes auf. Dagegen spricht aber, meiner Meinung nach, ihr abweichendes Gefüge. Mit scharfer Grenze schneiden die viel breiteren, massiger gebauten Triaswellen der Ternowaner Scholle (Sairacherberg) an den eng gefalteten, so wunderbar im Kartenbild hervortretenden, unter-mitteltriadischen (auch obertriadischen) Gesteinswellen des Pölland-Oberlaibachergebietes ab. Die Streichrichtung der beiden ist im allgemeinen durchaus verschieden (O-W bis WNW im Ternowanerwald, NW bis NNW [auch WNW] im Bereich der Pöllanderfalten). Man gewinnt bei Betrachtung des Kartenbildes den Eindruck, daß die Pöllanderfalten, so wie sie im Norden unter die „Deckschollen“ und unter den Karbonrand der Bischofslack- (Billichgrazer) Masse hinunterziehen, auch im Westen die Scholle des Sairacherberges (Ostrand des Ternowanerwald) untertaufen müssen. (Vgl. insbesondere den Verlauf der Grenzlinie auf Koßmats Karte [44], nördlich und südlich Smrecje, der auf eine Auflagerung des Ternowaner Karbon-Perms auf der Pöllander Trias deutet.)<sup>125)</sup>

<sup>123)</sup> Der Bischofslack-Billichgrazer Einheit gegenüber sind die Pöllanderfalten schon durch die von Koßmat entdeckten Karbondeckschollen als (Halb-)Fenster sichergestellt.

<sup>125)</sup> Der gegenwärtige Rand der Ternowaner Schubmasse gegen das „Fenster“ der Pöllanderfalten entspricht zweifelsohne zum Teil einer jüngeren Verbiegung.

Zugunsten derselben Auffassung spricht das Verschwinden des Hauptdolomits am Ternowanerrand nordwestlich Podlipa<sup>124)</sup> und sein Wiederauf-tauchen (mit Raiblereinschaltungen) im Fenster der Mackovica und des Blegaš genau in der streichenden Verlängerung des Faltenbogens.

Die Art und Weise, mit welcher die Faltenzüge der Pöllander Zone an die Ternowaner Scholle herantreten, erweckt die Meinung, daß sie unter letztere, wie unter eine höhere tektonische Einheit, hineinziehen.

Die Selbständigkeit, Unabhängigkeit und schön geschwungene Bogenform der Pöllander Faltenzüge zeigt, daß Ternowaner Bischoflack-Billichgrazer Scholle einerseits, Pöllander Wellen andererseits, ihre eigene Tektonik besitzen. Sie können sich nicht unmittelbar nebeneinander, wohl aber in separaten Faltungsstockwerken übereinander, gebildet haben (3). Dazu kommt, daß im Charakter der Falten, insbesondere in dem schön geschwungenen Verlauf der Schichtzüge, sich deutlich der Übergang zu einer in etwas größerer Tiefe, unter Belastung vor sich gegangenen Tektonik zu erkennen gibt, bei welcher die Gesteine in weitgehenderem Maße durch plastisches Anschmiegen und Verbiegen den einwirkenden Druckkräften nachgeben konnten, Umstände, wie sie bei einer Faltung unter einer übergleitenden höheren Decke zu erwarten sind. Auch diese Momente bestimmen mich, Ternowaner Decke und Bischoflack-Billichgrazer Scholle zu einer einheitlichen höheren Schubmasse zusammenzufassen.

Die Einwände, welche Košmat gegen einen einheitlichen Deckenschub der Birnbaumerscholle (= Hrušiča Limanowskis) erhoben hat, werde ich noch im Verlaufe meiner Darlegungen erörtern. Auch hier sprechen aber meiner Ansicht nach triftige Gründe für ein „Schwimmen“ der Scholle auf einem von Eozänflysch gebildeten Untergrund.

Die Hauptargumente, die von Košmat gegen die Existenz weitgehender Überschiebungen (rasches Erlöschen der Schubflächen im Osten und Westen) vorgebracht wurden, verlieren, wie gezeigt werden wird, dadurch an Bedeutung, daß das baldige Abflauen der an und für sich namhaften Schubweiten in dem speziellen tektonischen Mechanismus der alpin-dinarischen Grenzregion eine befriedigende Erklärung finden wird.

---

<sup>124)</sup> Teilweise auch jenes der Raiblerschichten.

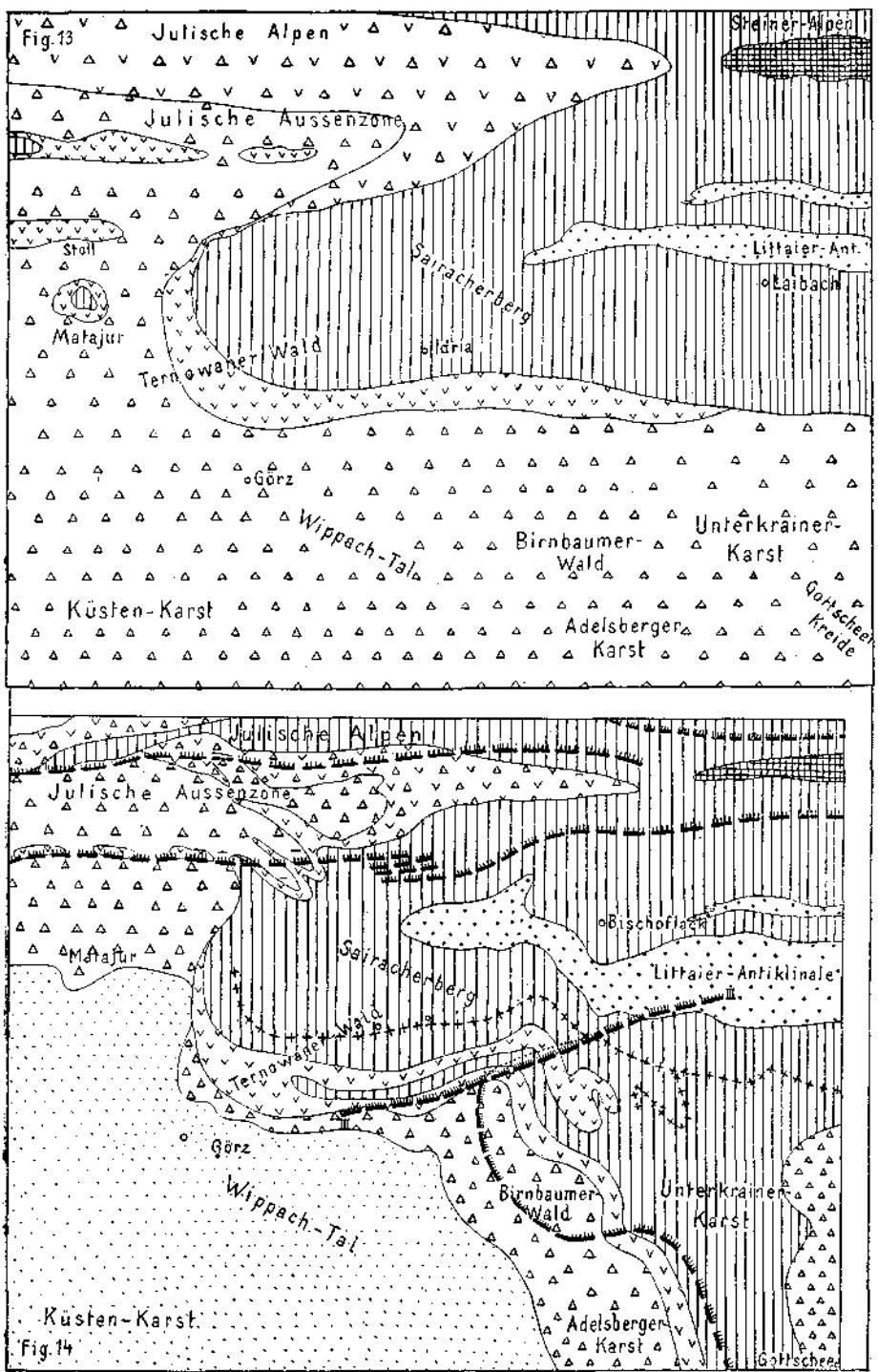
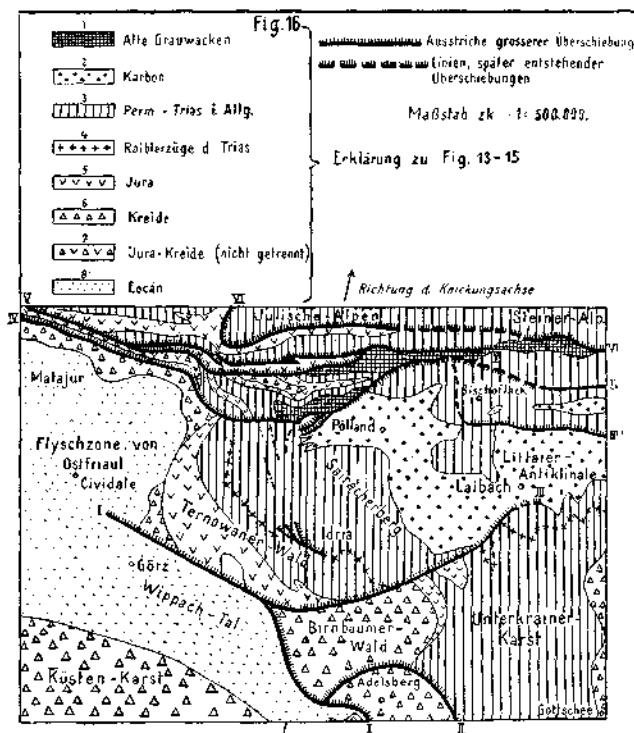


Fig. 13-14.



Bemerkungen zu Fig. 13 bis 15.

Schemata zur Erläuterung der zeitlichen Entwicklung der Tektonik in den Hochkarstgebieten und den anschließenden Randteilen der Julischen Alpen. Der durch Faltung und Schub bedingten fort schreitenden Raumverengerung in longitudinaler und transversaler Richtung wurde durch entsprechende Verkleinerung der Fig. 14 und Fig. 15 gegenüber dem Ausgangsstadium auf Fig. 13 Rechnung getragen.

Fig. 13: Grundlage des südalpinen Faltenbaues in der Ost-Westrichtung. Zeitbild etwa aus der oberen Kreide.

Fig. 14: Nach der Hauptfaltung des Gebietes in der alpinen (O—W) Richtung, bei gleichzeitiger Einwirkung dinarischer, seitlicher Spannungen. (Autochthone Knickung des Gebirges.) Erste (schwache) Faltung der anschließenden dinarischen Gebiete. Zeitbild etwa aus dem älteren Eozän (vor und höchstens während der mitteleozänen Transgression. Der Überschiebungsbau noch nicht entwickelt, beziehungsweise erst in den Anfängen.<sup>125a)</sup>

Fig. 15. Nach dem Eintritt der Hauptschubbewegungen und Knickungsüberschiebungen. (Krn-Überschiebung, Karfreit—Kirchheimer Überschiebung, Ternowauer—Pöllander Überschiebung, Birnbauer Überschiebung usw.)

<sup>125a)</sup> Legende für Fig. 13 und 14 siehe bei Fig. 15.

Auf die sicherlich vorhandenen und sich häufig andeutenden zeitlichen Unterschiede in dem Eintritt der Bewegungen an diesen verschiedenen Schubflächen, ist keine weitere Rücksicht genommen worden. So dürfte die Bewegung an der (Kartfreit—Kirchheimer) Krauburger Linie früher begonnen haben, und früher beendet gewesen sein, als an der östlichen Ternowaner—Pöllander Schubfläche. (Durchschneiden der letzteren in der Umrandung des Blegraßfensters durch die augenscheinlich bereits miteinander verschweißten Bischoflacker [= Vorlage] und Eisnern. I = Julischen Außenzone Schollen. Auch das noch jüngere Alter der Birnbäumer Wald- und mutmaßlich zugehörigen westlichen Ternowaner Waldüberschiebung gegenüber der östlichen Ternowaner Wald—Pöllander Schubfläche, kann vorausgesetzt werden. Hierfür werden im Folgenden noch genannte Belege beigebracht werden.

Fig. 15 ist also ein zusammenfassendes Zeithild der etwa vom Jung-eozän bis in das mittlere Miozän eingetretenen Bewegungsvorgänge. —

---

### B. Eigener Deutungsversuch (Fig. 13—15).

#### 1. Erste Anlage des Hochkarstes und der Save-falten.

F. Koßmatt hat den Ternowaner Karst in das dinarische System eingereiht und als nordwestliche Fortsetzung des Birnbäumer und Adelsberger Karstes angesehen. In Bezug auf das Alter und Ausbildung der Schichten, die ihn aufbauen, schließt er sich aber ebenso enge an die (Karbon-) Triaszonen von Pölland und Bischoflack-Billichgraz und damit an das Westende der Savefalten an. Eine analoge Entwicklung des Karbons, Perms und auch der Trias weist auf die Zusammengehörigkeit hin. Der Birnbäumer und Adelsberger Karst hingegen wird vorwiegend von jüngeren, jurassisch-kretazischen Schichten zusammengesetzt.

Seinem tektonischen Bau nach entspricht die Ternowaner Scholle einer Gewölbezone, welche — wenn Sairacherberg (Ostrand des Ternowaner Karstes) und Bischoflack-Billichgrazer Gebiet zu einer einheitlichen Decke vereinigt werden — in dem Doppelgewölbe der Save-Falten augenscheinlich ihre Verlängerung findet.

Aus diesen Gründen, die durch die später zu erörternden allgemeineren, tektonischen Erwägungen eine Stütze finden werden, fasse ich den Ternowaner Karst nicht als die Fortsetzung der dinarischen Karstzüge (Birnbäumer, Adelsberger, Schneeberger Karst) auf, sondern als ein (nachträglich dinarisch be-

einflußtes) südalpines Element, das der westlichen Verlängerung des Save-Faltensystems entspricht. Der Ternowaner Karst ist dieser Auffassung zufolge in die lang gedeckte tektonische Reihe: Dome von Tarcento, Matajur, Kolowrat, Ternowaner Karst, Bischoflack-Billichgrazer Gebiet, Save-Faltenzone einzureihen (Textfig. 1 und T. IV). (Die Verbindung: Dome von Tarcento—Matajur—Ternowaner Karst findet sich auch in Dainellis (9) Studie vertreten.)

Eine gleichartige oder doch ähnliche Entwicklungsgeschichte verbindet die genannten, in tektonischer Beziehung als breite Wölbungen zu bezeichnenden Schollen. (Siehe Fig. 13.)

Es liegt hier eine schon im mittleren Mesozoikum in Ausbildung begriffene Aufwölbungszone vor (siehe auch S. 95—96). An der ganzen Reihe läßt sich schon am Ende der Kreide (vor-mittteleozän) die erste Hauptfaltung nachweisen, wobei auch Anzeichen für oberkretacische Bewegungen nicht fehlen (siehe S. 63—66). Im besonderen sei hier auf die diskordante Transgression des Eozäns am Dom des Mt. Bernardia, am Matajur, Ternowaner Wald (Bainsizzaplateau, Plava usw.), dann auf das Übergreifen der Oberkreide von Domžale (im Laibacher Becken) bis auf Muschelkalk und auf die im Savegebiet konstatierbare Lagerung des Oligozäns direkt über bereits gefalteter Trias und über Karbon hingewiesen. Noch im östlichsten Teil der Savefalten (Samoborergebirge) vermerken Heritsch (36) und Tornquist (130) eine Transgression der Oberkreide in zum Teil klastischer Fazies über Trias.

Dieser an Diskordanzen reichen Entwicklung gegenüber zeigen die südlich anschließenden Karstgebiete eine vollständigere, ununterbrochene Sedimentfolge (zum Teil Überbrückung der Kreide-Eozängrenze durch die Zwischenschaltung der liburnischen Übergangsbildungen, konkordante Folge von Karstkalken der Kreide).

Auf den Nachweis einer einheitlichen, schon in der Jurazeit vorhandenen, in der Kreidezeit und später sich weiter ausbildenden Wölbungszone im Süden der Julischen und Steiner Alpen lege ich besonderes Gewicht. Stratigraphische und tektonische Analogien begünstigen die Zusammenfassung dieser Elemente zur alpin streichenden Vorlage der östlichen Südalpen. Ihre Hauptaufrichtung fällt zeitlich mit den voreozänen Faltungsphasen der Julischen Alpen zusammen.

## 2. Beeinflussung der Ternowaner Savefalten-Wölbungszone durch dinarische Bewegungen.

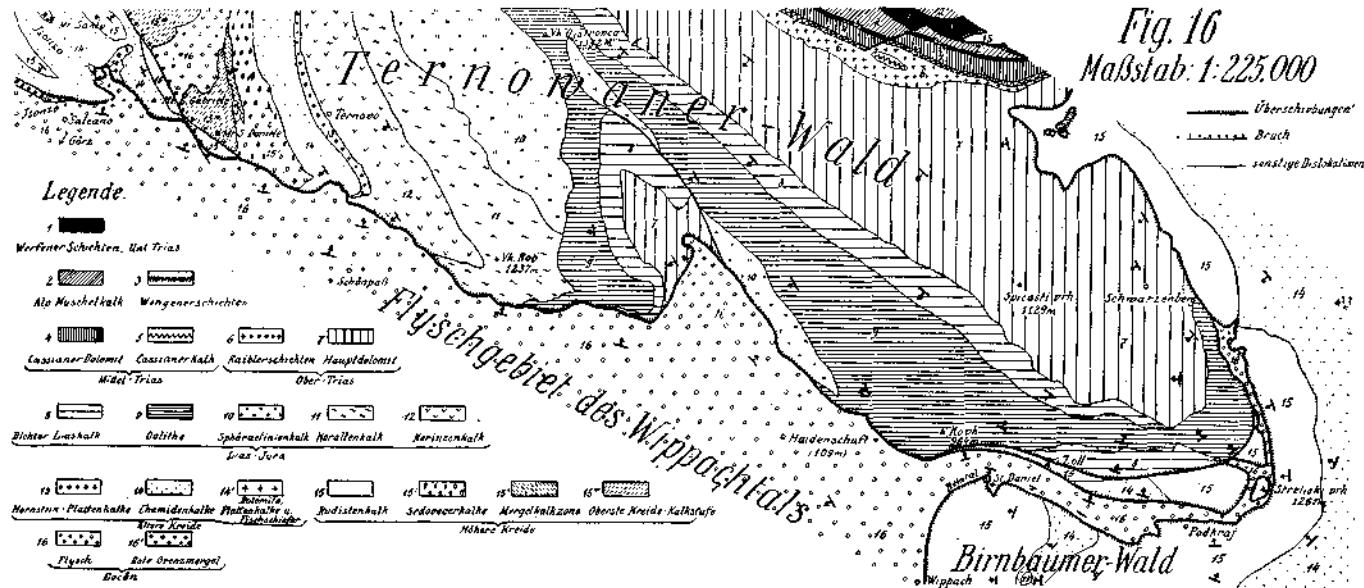
Das Hauptargument, welches scheinbar für eine Zuteilung des Ternowaner Karstes zu den dinarischen Alpen spricht, ist wohl der zum Teil in dinarischer Richtung erkennbare Verlauf seiner Hauptschichtzüge (NW—SO-Streichen). Siehe Fig. 16.

Eine Betrachtung der aneinander schließenden, geologischen Kartenblätter (1 : 75.000) Tolmein, Bischofslack—Idria und Haidenschaft—Adelsberg (60 b, 43, 44), aufgenommen von F. Kobmat, und des Blattes Görz, aufgenommen von G. Stache (82), zeigt in voller Deutlichkeit das Vorherrschen der dinarischen Richtung auch im Verlaufe der Teilzüge des Ternowaner Gebietes. Wenn diese Erscheinung primär ist, das heißt, wenn die dinarische (NW—NNW) Anordnung der Schichtzüge tatsächlich schon ursprünglich in jener Lage geschaffen worden wäre, in der sie heute eingegangen ist, so wäre dies in der Tat ein schwerwiegendes Moment für eine Zuordnung des Ternowaner Karstes zu den dinarischen Alpen. Es fällt aber auf, daß die einzelnen, dinarisch orientierten Schichtstreifen der Reihe nach an einem WNW verlaufenden Schubrand scharf abstoßen. (Fig. 16.)

Von West nach Osten streichen am Flyschrande über der Schubbahn zuerst die Gesteine der „Obersten Kreidekalkstufe“, dann die etwa mittelkretazische „Kalkstufe von Sedovec“ und die Chamidenkalke und Plattenkalke der Unteren Kreide aus. Es folgen gegen Osten (OSO) die Nerineenkalke des Tithon, die Korallenkalke des Ober-Jura, die Juraooolithe und dichten Liaskalke, schließlich der Hauptdolomit. Weiter im Osten endigen auch noch tiefere Schichtzüge über der basalen Gleitbahn über der Kreide. Diese Gesteinsserien können bei der so augenscheinlichen Diskordanz mit dem ganz abweichend, einfach muldenförmig gebauten, WNW streichenden Flyschuntergrund hier nicht in der Tiefe wurzeln. Sie liegen jedenfalls ihrer jungen Vorlage aufgeschnitten auf.

Welcher Art war die Schubbewegung? (Fig. 13 bis 16.) Im Westen erlischt die Schubbahn im Coglio (westlich Görz), indem hier eine überkippte, dann einfache Falte an ihre Stelle tritt. Siehe Fig. 21 a, b und c auf S. 164). Im Osten dagegen muß nach dem tiefen Eindringen der von der Ternowaner Decke überschobenen Kreide im Halbfenster von Idria (Textfig. 1 und T. IV) eine sehr bedeutende Schubweite akzeptiert werden.

Fig. 16  
Maßstab: 1:225.000



| 165 |

Bemerkung zu Fig. 16:

Etwas vereinfachter und verkleinerter Ausschnitt aus den geologischen Kartenblättern 1:75.000 der Geolog. Reichsanstalt in Wien, Haidenschaft—Adelsherg (aufgenommen von F. Kößmaß) und Görz (aufgenommen von G. Stache).

Die Überschiebungslinien und Brüche sind hier besonders hervorgehoben worden.

(Auftreten der Kreide noch fast 15 km vom Deckenrand entfernt). Die Schubbewegung muß daher eine drehende gewesen sein. Nur durch eine solche lassen sich die von ihrem Untergrund abgerissenen Teile des Ternowaner Karstes wieder in ihren ursprünglichen, vortektonischen Schichtverband einfügen.

Wenn man nun die Ternowaner Scholle (um einen etwa westlich Görz gelegenen Fixpunkt) um die Tiefe des „Fensters“ von Idria (von 15 bis 20 km<sup>126)</sup> gegen Norden, entgegengesetzt dem Sinn des Uhrzeigers, zurückdreht<sup>127)</sup>, so zeigt sich ein wichtiges Resultat: Das so ausgeprägt nordwestlich verlaufende Schichtsystem rückt in eine nahezu ostwestliche Streichrichtung. Mit anderen Worten: Der Ternowaner Karst war in der ursprünglichen Anordnung seiner Schichtzüge gar nicht dinarisch orientiert; er ist ein südalpinisches Element, das erst durch eine nachträgliche Eindrehung in die Nordwestrichtung eingelenkt worden ist.<sup>128)</sup> (Siehe Fig. 13—15.)

Damit ist auch das Hauptargument für eine Zuteilung dieser Gebirgsscholle zum dinarischen System gefallen. Der Ternowaner Karst entspricht meiner Auffassung nach einem alpinen Gewölbebau, der in der westlichen Verlängerung der Save-Faltenzüge gelegen ist.

### 3. Zusammenhang der Ternowaner Scholle mit den Save-Falten.

a) Wo lag das östliche Ende der Drehung der Ternowaner Scholle?

Naturgemäß muß sich letztere bei der Drehbewegung in irgendeiner Weise gegen ihre Umgebung ab-

<sup>126)</sup> Etwa um einen Winkel von 30 bis 40°.

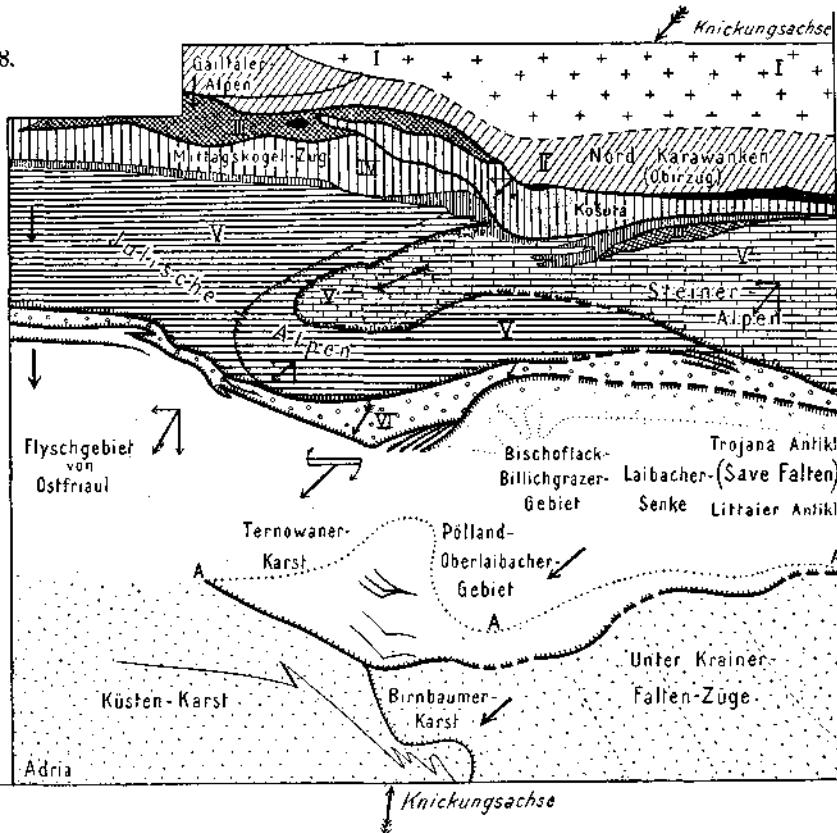
<sup>127)</sup> Es wird später erörtert werden, daß nicht eine, sondern vermutlich zwei zeitlich und örtlich verschiedene Hauptbewegungen stattgefunden haben. Hier soll nur das einfache Schema dargelegt werden.

<sup>128)</sup> Die Annahme, daß etwa die Ternowanerscholle fix geblieben sei und der vorlagernde Eozänsflysch samt dem Birnbäumerwald im Sinne Kofmats transversal (schräg) unter den Ternowanerwald eingeschoben wurde, ist keine gangbare Lösung. Denn in diesem Falle müßten sich auch innerhalb der Flyschzone des Wippachtals deutliche Anzeichen jener großen transversalen Stauchungen vorfinden, welche nach Kofmats Auffassung das gegenwärtige Verhältnis von Birnbäumer- und Ternowanerscholle bedingen. Die Flyschzone des Wippachtals würde nicht das Bild einer regelmäßigen, Ostwest streichenden Synklinale (kaum transversal beeinflußt) darstellen, wie es nach Kofmats und Stachels Untersuchungen der Fall ist. (Siehe 88, S. 43.)

Zentralalpen	[+ + +]
Drauzug (Nord-karawanken)	[Hatched]
Tonalitzone	[Horizontal lines]
Altpaläozoische Zone	[Dotted]
Südkarawanken (Košuta-Mittagskogel)	[Vertical lines]
Karbon antikl.	[Vertical lines]
zentrale Julische Alpen	[Horizontal lines]
Steiner Alpen, tektonische Scholle in NO der Julischen Alpen	[Brick pattern]
Julische- und Steiner Außenzone	[Circles]
>Vorlage< der Südalupen	[Empty]
Dinarische Zonen	[Dotted]

Maßstab 1:200.000

Fig. 18.



Linie A . . . A . . . A deutet die Knickung der Vorlage im tieferen tektonischen Stockwerk an.  
 Große Überschüttungen sind durch gezähnelte Linien, die Dislokationen im Bereich der Karawanken durch dicke, glatte Linien ersichtlich gemacht.

begrenzt haben. Hier sind theoretisch drei Fälle möglich:  
1. Entweder handelt es sich um die Drehung einer von ihrer Fortsetzung gleichsam losgerissenen Scholle, welche sich mit einem freien Ende über ihre Vorlage geschoben hat, ein in einem unter starker Druckspannung stehenden Gebirge etwas unwahrscheinlicher Fall; 2. oder es beteiligen sich an der Drehung sehr weitreichende, anschließende Gebirgszonen, in welchem Falle (bei einfacher Drehung) die Schubweiten bei Entfernung vom Drehpunkt zunehmen müßten. Dann müßte die Fortsetzung der Ternowaner Schubfläche gegen Osten (Südosten) in eine gewaltige Deckenüberschiebung ausmünden; 3. oder die Drehung kombiniert sich mit einer anschließenden Knickung, deren Begleiterscheinung sie eben darstellt. Dieser Vorgang kann in der Weise veranschaulicht werden, indem der Arm an der Spitze des Mittelfingers als fixer Drehpunkt festgehalten und gedreht wird, wobei das Handgelenk eingeknickt wird. Die Verschiebung der jenseits der Knickungsstelle gelegener Streifen erfolgt dann wieder zu sich parallel.

Prüft man diese drei Fälle, so scheidet der erste wegen des engen, tektonisch-stratigraphischen Verbandes zwischen der Ternowaner Scholle und dem Westende der Save-Falten (Bischofslack-Billichgrazer Gebietes) aus.

Würde man auch die Ternowaner Scholle um ein freies Ende (um etwa 25 km) zurückdrehen, so käme sie zum Teil über die Zone von Bischofslack-Billichgraz zu liegen, was nicht dem ursprünglichen Lagerungsverhältnis entsprochen haben kann. Ein Abgleiten der Ternowaner Scholle von letzterer kann schon aus dem stratigraphischen Befund nicht angenommen werden.

Zu Fall 2. Ein Übergang der Ternowaner Randüberschiebung ostwärts in ein Deckengebiet mit dort hin zunehmender Schubweite, wie es in diesem zweiten Falle erforderlich wäre, findet nicht statt. Im Gegenteil, die große Gleitfläche erlischt nach Krammat östlich des Laibacher Moors, indem sie in dem Littauer Gewölbe aufgeht. Zudem zeigen die Schichten, welche dem gedrehten Flügel angehören, im Osten wieder das Einlenken in die alpine (O—W.) Richtung. Sie gehen hier vollends in die gegenwärtig noch rein O—W. streichende (subalpine) Littauer Antiklinale über.

Dadurch tritt der dritte Fall, als einzig in Betracht kommende und, wie wir sehen werden, vollauf ausreichende Erklärung in den Vordergrund. Es wird also die Auffassung einer großen Knickung nahegelegt, welche das Westende der Save-Falten und den anschließenden Ternowaner Karst einheitlich betroffen hat.

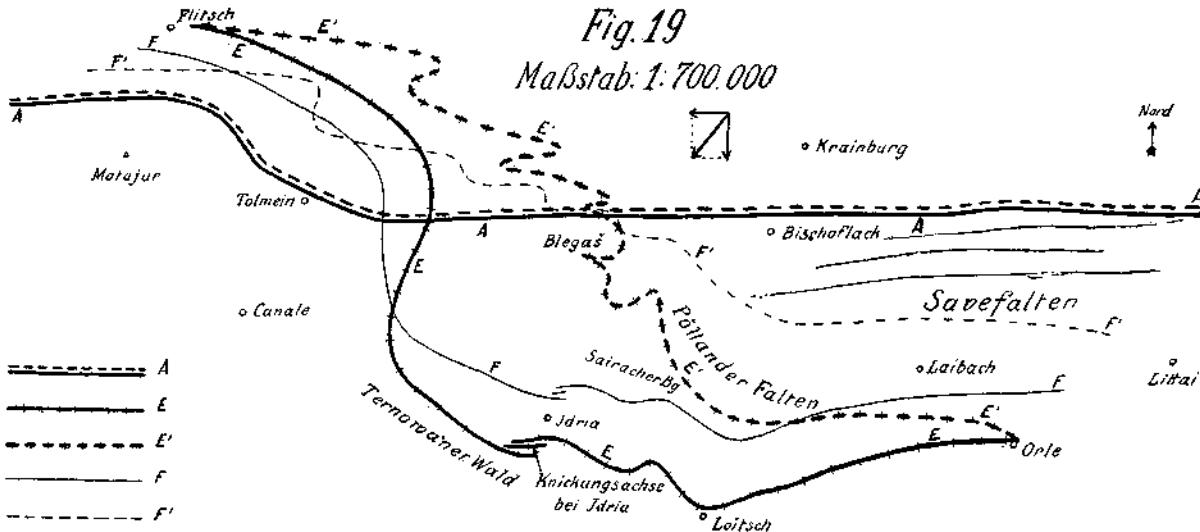
Das alpin-dinarische Grenzproblem ist auf jenes einer Einknickung des Gebirgskörpers zurückgeführt. Wir erinnern uns, zu demselben Resultat durch Detailstudien in den Julischen Alpen gelangt zu sein. (Fig. 17—18.)

Die Annahme einer gewaltigen, einheitlichen Knickung der Ternowaner-Save-Faltenzone erklärt die plötzliche Abdrehung der Schichtzüge, ihren starken Vorschub im Osten und dann das erkennbare Wiedereinlenken in die OW-Richtung. Die namhafte Größe der Förderweite des Schubs findet sich in dem bedeutenden Ausmaß der beteiligten Schollen, an der naturgemäß auf einen bestimmten Raum lokalisierten Knickung begründet.

b) Theorie der Knickung (Fig. 13—16, 19—20).

Die Ternowaner Scholle und die Save-Falten entsprachen, wie gezeigt wurde, vor der Knickung einer einheitlichen, alpinen, O—W streichenden Gewölbezone. Durch die in diagonaler Richtung von Nordosten gegen Südwesten wirksamen, dinarischen Druckkräfte wurde sie hernach posteozan, vielleicht schon im Eozän überwältigt. An der vorgezeichneten, älteren Gebirgsstruktur fand eine Zerlegung der angreifenden Druckkräfte statt. Eine N—S wirksame Kompressions- und Schubkomponente und eine ostwestliche, transversale Knickungskomponente (beziehungsweise ein drehendes Kräftepaar) waren die Folge. Erstere schuf den südgerichteten Vorschub des östlich der Knickung gelegenen Teils und die stärkere Zusammenpressung der Gebirgszonen, die letztere die Knickung und den Seitenschub (Transversalkomponente). In der Richtung der Resultierenden beider Kräfte ergibt sich eine in der NO—SW-Richtung erfolgte Raumverkürzung durch Schub und Knickung.

In der Vor- und Unterlage der so einheitlich geknickten Ternowaner-Save-Faltenzone muß sich die theoretisch zu fordernde Raumverringerung in der dinarischen (NO—SW-) Faltungsrichtung ebenfalls vollzogen haben. Dies ist in der Tat der Fall. Denn zwischen Orle, Loitsch und Haidenschaft ziehen



## Bemerkungen zu Fig. 19.

Diese Figur stellt in schematischer Weise den Verlauf eines (beliebigen) Schichtgliedes (etwa der Raibler Schichten) der Ternowaner-Savefaltenzone dar, und zwar vor, während und nach der Knickung, wie es sich auf einem durch das Gebiet gelegten Horizontalschnitte zeigen würde.

Da bei dem Beginn der Knickung eine Lösung der Gebirgszusammenhänge eingetreten und eine »Knickungsüberschiebung« zur Ausbildung gekommen ist, muß eine und dasselbe ursprünglich zusammengehörige Schichtglied nach dem Knickungsschub im unteren und oberen Knickungsstockwerk selbständige Knickungsbögen aufzeigen, wie sie in Fig. 19 zur Darstellung gebracht sind.

- A. Anfangslage des Schichtgliedes vor Eintritt der Hauptknickung (Überschiebung).
- E. Endlage des geknickten Schichtgliedes im oberen Knickungsstockwerk.
- E'. Endlage des geknickten Schichtgliedes im unteren Knickungsstockwerk.
- F. Mittlere Lage (während der Knickung) des geknickten Schichtgliedes im oberen Knickungsstockwerk.
- F'. Mittlere Lage (während der Knickung) des geknickten Schichtgliedes im unteren Knickungsstockwerk.

die dinarisch (NW—NNW) streichenden Falten des Unterkrainer Karstes unter die Ternowaner Schubfläche hinein. (Fig. 20.)

Werden diese Faltenzüge gegen Nordosten hin, aus welcher Richtung der Zusammenschub erfolgt ist, wieder ausgeglättet, so gleicht sich auch die Knickung der Ternowaner-Save-Faltenzone aus. Die dinarisch orientierten Schichtzüge der Ternowaner Scholle kehren wieder in ihr ursprüngliches, alpines Streichen zurück (Fig. 19). Auch die Größen der erzielten Effekte dürften einander ganz gut entsprechen.<sup>129)</sup>

#### 4. Art des Überschiebungsvorganges. Beziehungen der Decke zu den Faltenzügen von Pölland—Oberlaibach.

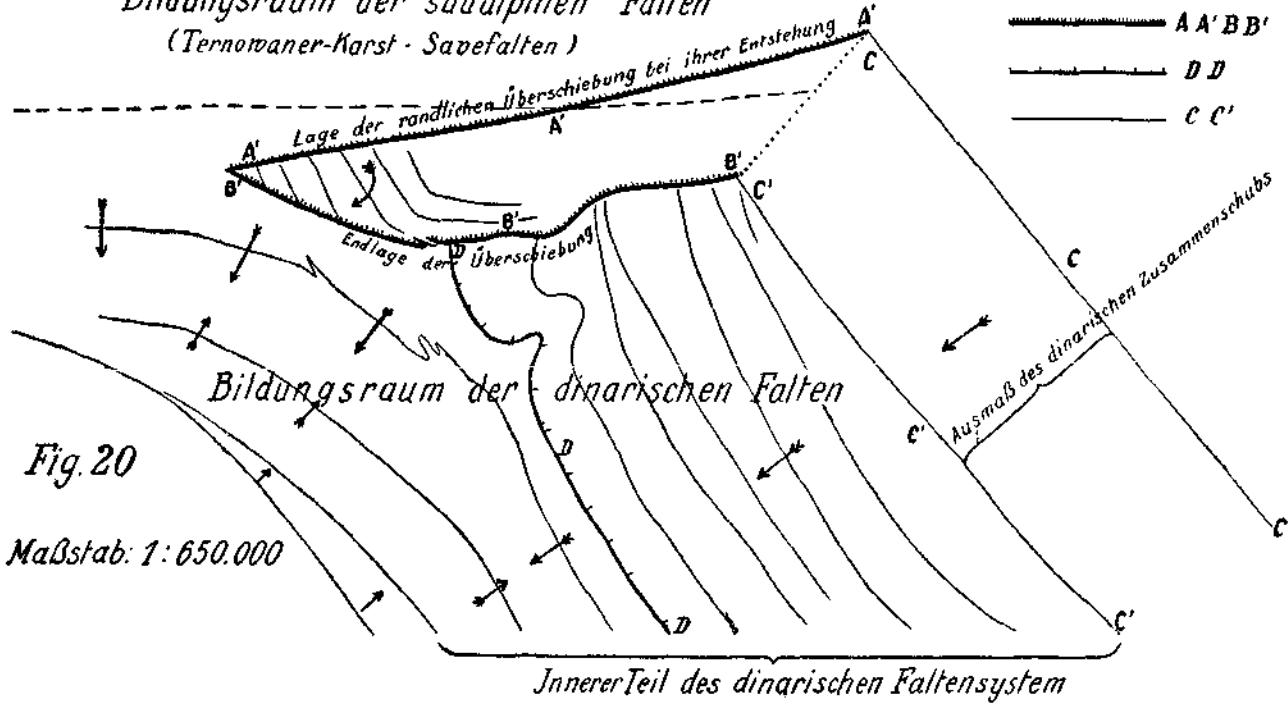
Wie die vorliegenden, geologischen Aufnahmen zeigen, bildet eine glatte Schubfläche (Gleitbahn) die Basis der Ternowaner-Pöllander Scholle. Mit steiler Neigung stoßen, wie schon ein Blick auf Körbmanns und Stachels Karten erkennen läßt, ihre aufgerichteten Schichtzüge in diskordanter Weise an der Unterlage ab. Überall tritt die diskonforme Struktur von Untergrund und Decke am Schubrand zutage. (Fig. 21.) Es besteht der gegenwärtigen Lagebeziehung nach keinerlei Zusammenhang zwischen den Schichtzügen der Unterlage und jenen der aufgeschobenen Massen. Die Entstehung der Falten muß daher älter als der Überschiebungsvorgang sein. Die Knickung des Ternowaner Karstes und der Save-Falten hat ein bereits gefaltetes Antiklinalsystem betroffen, das durch alpin verlaufende Faltenstrukturen gekennzeichnet war. (Siehe Fig. 22—23.)

In dem Deckengebiet der Ternowaner-Save-Zone tritt also, wie vielfach in den Julischen Alpen, nur der weit vorgeschoßene Oberteil einer gleichzeitig geknickten (gedrehten) Antiklinale entgegen (stiel- und sohlenloser Vorschub eines zerschnittenen Faltensystems; Typus des „zerschnittenen Faltenschubs“).

Wo liegt nun die ursprüngliche Unterlage der Decke? Sie blieb bei der Vorwärtsbewegung, durch welche

<sup>129)</sup> Wurde das Gebiet des Unterkrainer Karstes und des Birnbäumerwaldes durch die dinarische Faltung etwa von 70 bis 80 km auf 50 km verkürzt, so stünde damit ein Knickungsschub von zirka 20 bis 25 km, wie er sich als Maximalwert für die zugehörige, ältere Knickung ergibt, in gutem Einklang.

*Bildungsraum der südalpinen Falten  
(Tennowianer-Karst - Savefalten)*



#### Bemerkungen zu Fig. 20.

Stellt die Beziehungen zwischen dinarischer Faltung und gleichzeitiger südalpiner Knickung in schematischer Weise dar.

- A' . . . A'. Lage der Randüberschiebung der Ternowaner —(westl.) Savc-faltenzone in *statu nascendi*.
- B' . . . B'. Endlage derselben Überschiebung nach dem Vorschube und gleichzeitiger Knickung.
- C . . . C. Lage der innersten (auf der Skizze noch verzeichneten) dinarischen Faltenwelle in *statu nascendi*.
- C . . . C'. Lage derselben Welle nach Zusammenfaltung und Schiebung des dinarischen Systems.
- D . . . D. Endlage der bei letzterem Vorgange gebildeten Hauptüberschiebung (= Birnbaumer—Adelsberger—Grafenbrunner Schublinie).

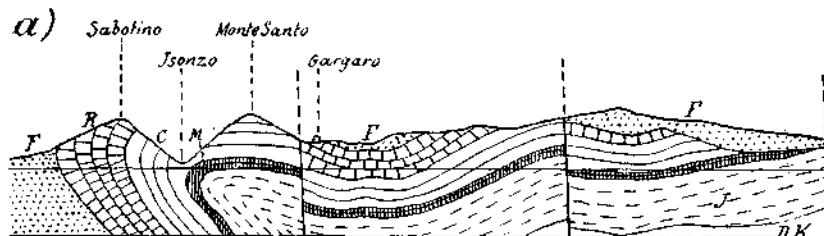


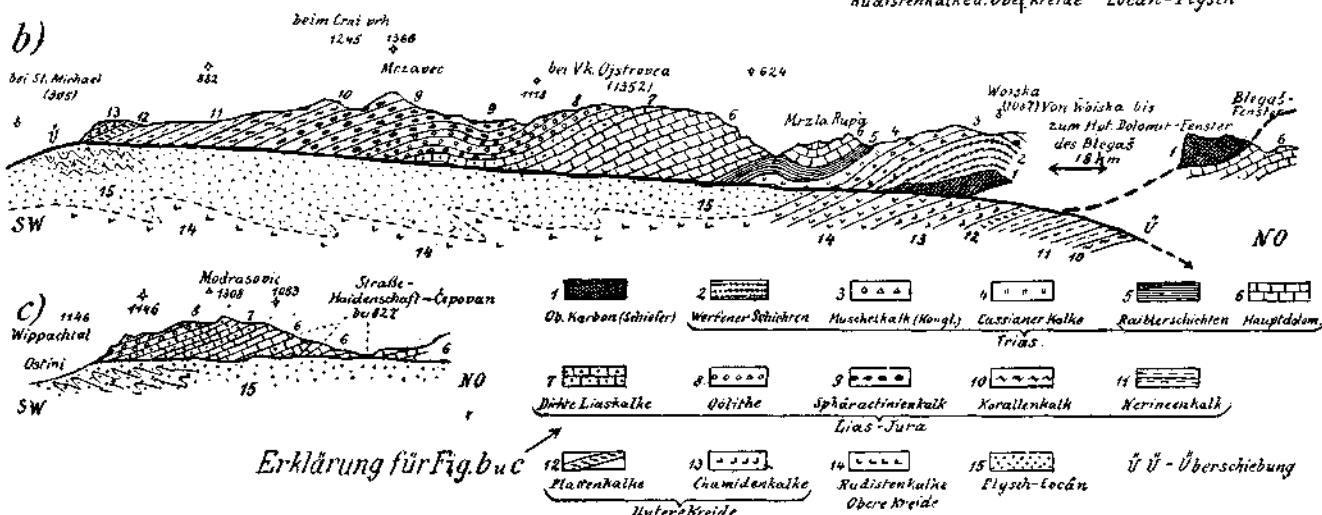
Fig. a nach T. Kossmat (Mitt. Geol. Ges. Wien 1913 p. 74).

*Fig. 21*

Maßstab: 1:100.000

← Erklärung zu Fig. a

<i>DK</i>		<i>J</i>	
<i>Hauptdol. u. Buchsteinkalk</i>		<i>Jurakalke</i>	
<i>M</i>		<i>C</i>	
<i>Unterkreatische bituminöse Chamidenkalke der Kalksteinferr-Schicht, b. d. Kitzlekgasse</i>			<i>Unterkreide</i>
<i>R</i>		<i>F</i>	
<i>Rudistenkalke d. Oberkreide</i>		<i>Eocän-Flysch</i>	



die Decke über den Untergrund vorgetragen wurde, in der Tiefe zurück. Doch sind die gesuchten Wurzeln des Faltenbaues, die zurückgelassenen Stümpfe der vorgeschobenen Oberteile der Falten, in einer langen Zone durch die Abtragung bloßgelegt. Hier wären die Fenster des Blegaš, der Makowica und die Pölland-Oberlaibacher Zone, jene in plasti-scherer Tektonik gefalteten und schöngeschwungenen Züge, die inmitten einer Karbonumwallung emportauchen, einzureihen. (Fig. 1 und T. IV.)

Wenn diese Annahme zu Recht besteht, so müssen die gleichaltrigen Schichten in der Decke gegenüber den korrespondierenden in der Unterlage mehr gegen Süden gerückt, und die Reihenfolge ihres Auftretens muß in ersteren und letzteren im großen und ganzen wenigstens dieselbe sein. An der Schubfläche müssen (im Bereich der Fensteraufschlüsse) die älteren Schichten des Antiklinalkerns (Karbon!) über die enthaupteten jüngeren Lagen des Faltengewölbes sich vorgeschoben haben. Dieser Forderung entsprechen nun in der Tat die in der Natur zu beobachtenden Verhältnisse. Um einen Winkel von 30 Grad zurückgedreht, decken sich die aufgerichteten Schichtzüge des

---

Bemerkung zu Fig. 21.

Fig. 21 b und c ist vor allem auf Grund F. Kobbmats genauer Kartendarstellung, die ich durch eigene Beobachtungen bestätigt fand, gezeichnet worden.

Bemerkung zu Fig. 22—23.

Auf diesen Figuren ist in schematischer Weise die zeithche Aufeinanderfolge der Bewegungsvorgänge im Ternowaner Karste ersichtlich gemacht.

Fig. 22, oben, stellt den durch die kretazisch-alteozänen Bewegungen geschaffenen Gewölbebau dar. Mit unterbrochenen Linien ist die Lage der erst später sich ausbildenden Schubfläche *in statu nascendi* angedeutet.

Fig. 22 unten stellt das tektonische Bild nach Eintritt der ersten Überschiebungssphase, etwa im höheren Alttertiär, dar. Mit unterbrochenen Linien ist die Lage der später entstehenden, jüngeren Schubfläche (*in statu nascendi*) angedeutet.

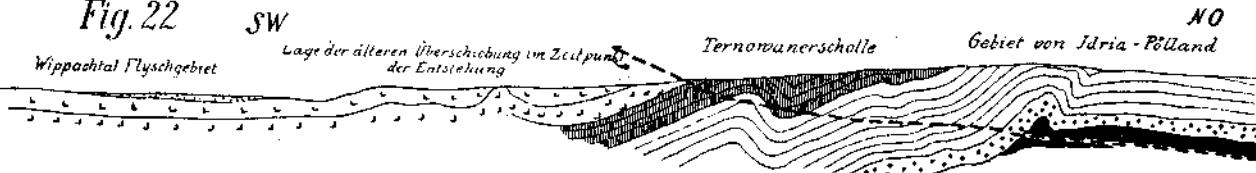
Fig. 23 stellt denselben Querschnitt nach Ablauf auch der jüngeren (vermutlich jungoligozänen-miozänen) Schubbewegungen und nach Ausbildung des noch jüngeren (obermiozänen-pliozänen) Idrianaer Bruches dar. Fig. 23 entspricht somit dem gegenwärtigen geologischen Bilde.

Die tieferen Teile des Profiles Fig. 23 sind naturgemäß in ideal-schematischer Weise ergänzt worden.

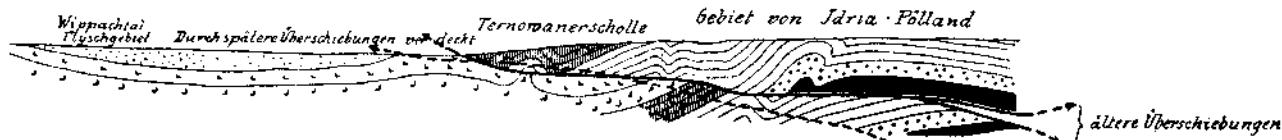
Beim Vergleiche von Fig. 22 und Fig. 23 beachte man, daß die Maßstäbe wesentlich verschieden sind.

Fig. 22

SW



Liegende siehe Fig. 23



Maßstab 1:550.000

Lage der jüngeren Überschiebung im  
Zeitpunkt der Entstehung

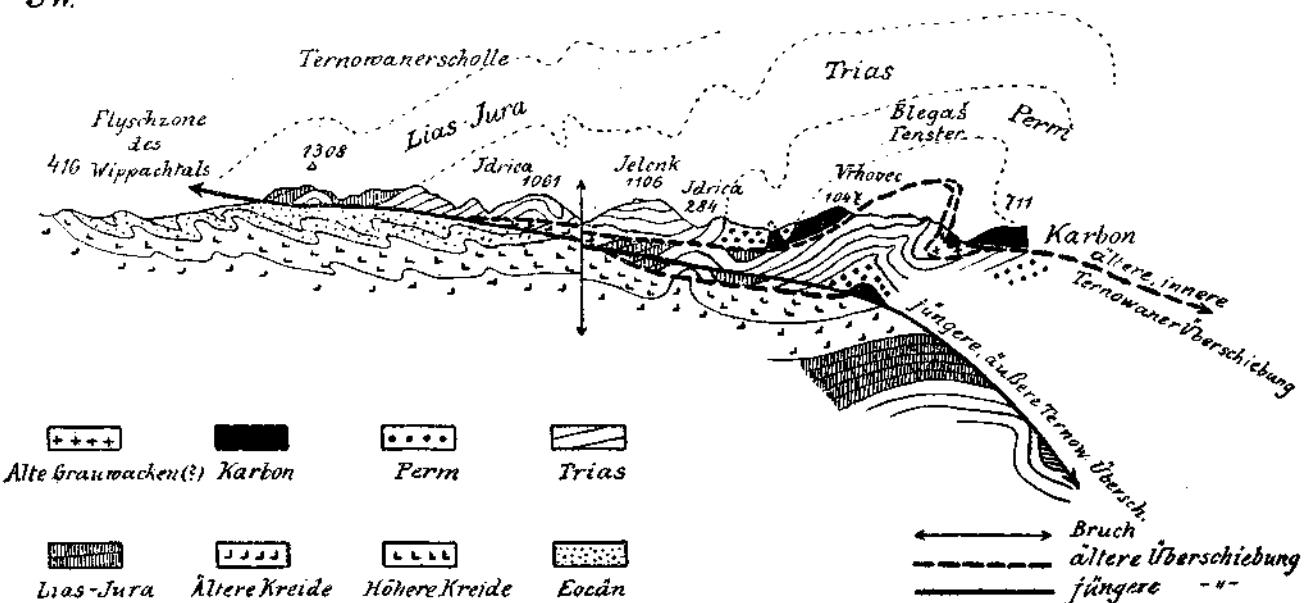
Fig. 23

Maßstab: 1:350.000

SW.

10 km

NO.



Ternowaner Karstes (und seiner abgetragenen Fortsetzung) mit den gleichaltrigen, gekappten Zonen des Blebaš—Pölland—Oberlaibacher Gebietes (Fig. 19, 22—23).

Beide Räume (Ternowaner Scholle, Pölland-Oberlaibacher Zone) zeigen zudem nach Koßmat einen vollständig gleichen stratigraphischen Aufbau.<sup>130)</sup>

Ich sehe also in der Fensterreihe Teile von „Wurzeln“<sup>131)</sup>, für die nach Süden weit vorgeschobenen Antiklinalteile, welche erstere hier unter der aufgeschiobenen Decke bloßgelegt sind.

Ich habe hier in kurzen Umrissen das alpin-dinarische Grenzproblem im Bereich des Ternowaner Karstes und der Savefalten darzulegen getrachtet. Es wird die Aufgabe der folgenden Seiten sein, die Erscheinungen im Detail auszuführen.

### 5. Der Detailbau der großen Ternowaner Knickungsüberschiebung.

#### a) Der Gewölbebau mit der gegen Westen absinkenden Achse.

Es wurde schon mehrfach hervorgehoben, daß in der Ternowaner Scholle und in dem anschließenden Zuge der Savefalten eine ältere (mesozoische) Aufwölbung vorliegt. (S. 95 und 150.)

Sie ist in den östlichen Teilen eine bedeutendere (Bischoflack—Billichgrazer Gebiet und Savefalten). Die Achse senkt sich rasch gegen den Isonzo, so daß die einzelnen Schichtzüge der Trias, Jura und der Kreide in schönen Bögen den Abschluß des Gewölbebaues gegen diesen Fluß andeuten. Wenn auch die Gewölbebiegung durch jüngere postkretazische und posteozäne Bewegungen noch bedeutend verstärkt wurde — darauf deutet schon die teilweise Mitverbiegung der Senon- und Eozän-sedimente — so zeigt doch die Beschränkung der Oberkreide und des Eozäns auf den gegen Westen absinkenden Gewölbeflügel und ihre an Diskordanzen reiche, grobklastische Ausbildung (Senonflysch von Auzza, St. Luzia, Lom, Ponikve, Eozänflysch) auf die Präexistenz der Ternowaner Antiklinale in der Oberkreide und im Alteozän hin. Auch die (vermutlich alttertiäre) Karfreit—Kirch-

<sup>130)</sup> Koßmat. 54.

<sup>131)</sup> Das Wort nicht im Sinne von Deckfaltenwurzeln gebraucht, sondern als Bezeichnung für die zurückgebliebenen Teile eines zerschnittenen Faltensystems, dessen Oberteil weit vorgeschoben wurde.

heimer Überschiebung greift bereits über verschiedene Schichtglieder hinweg. (Unterkreide; Muschelkalk, Werfener Schichten und so weiter). Vor (und während) ihrer Ausbildung hatte bereits eine bedeutende Aufwölbung und Tealfaltung, sowie eine namhafte Abtragung der Ternowaner Scholle stattgefunden. Auf andere Anzeichen höheren Alters der Wölbung (Juradiskordanz, Fozändiskordanzen usw.) habe ich bereits mehrfach hingewiesen. Es bestand also schon in der obersten Kreide und im Eozän eine gegen Westen absinkende Antiklinawölbung, die den Steiner Alpen und Julischen Alpen im Süden vorgelagert war. Im Laibacher Becken war an ihr bereits in der Oberkreidezeit zum Teil die Mitteltrias bloßgelegt.

Während der Ternowaner Karst ein zwar durch Tealfalten zerlegtes, doch im großen und ganzen einheitliches Gewölbe darstellt, herrscht vom Westrande der Laibacher Senkung an ostwärts ein Doppelgewölbe vor, dessen Karbonkern in der Billichgrazer—Littaier Antiklinale einerseits, in der Trojana-Antiklinale und in dem paläozoischen Gebiete nördlich Pölland anderseits hervortritt. Auch die Teilung der Savefalten in zwei Teilgewölbe reicht offenbar bereits in ältere Zeiten zurück.

b) Bedeutung des Karbons im Kern der Gewölbezone für die Entstehung der Knickungsüberschiebung.

Indem sich die Littaier Wölbung gegen Osten mit ihrer Achse emporhob, und gleichzeitig zu einem breiten Gewölbe anschwoll, tauchten im Kern (beziehungsweise in den beiden Kernen) die Karbongesteine in breiter Ausdehnung hoch empor. Dadurch war ein für die Entstehung der Überschiebungsstrukturen sehr wesentliches Moment geschaffen. Ein mächtiger, plastischer, gleitfähiger Horizont, wie ihn die karbonen Schiefer- und Sandsteine repräsentieren, gelangte in ein höheres Niveau und wurde der Ausgang- und Ansatzpunkt für bedeutende tektonische Gleitvorgänge. (Siehe Fig. 22—23.) Die große Ternowaner Überschiebung ist in der Hauptsache durch eine Scherfläche bedingt, welche das Gebirge an der Basis der Karbonmassen durchsetzt.<sup>132)</sup>

<sup>132)</sup> Schon Kofmat hat auf das Zerreissen der Schichtzusammenhänge, bevor es zu einer Ueberfaltung gekommen war, hingewiesen (58 S. 517).

Eine Betrachtung der Schubfläche macht dies deutlich: Aus dem Gebiete östlich des Laibacher Moors über die Inselberge bis nach Billichgraz und Pölland wird die Basis der Schubdecke nahezu ausschließlich von karbonischen Schiefern und Sandsteinen gebildet. Aus karbonischen Sedimenten sind die von Koßmat entdeckten, so eindrucksvollen Deckschollen des Pöllandergebiets zusammengesetzt. Karbone Ablagerungen bilden auch zum großen Teil die Basis des NW-Randes der Decke (auf der Strecke von Pölland—Eisnern). Die Hauptdolomitenster des Blegaß und der Mackovica werden zu etwa vier Fünftel von einer aufgeschobenen Karbonbasis umgürtet. Der (jüngere) östliche Aufbiegungsrand der Ternowaner Decke auf der Strecke Loitsch—Pölland, an dem diese gegen die tieferen Falten des Oberlaibach—Pöllander Gebietes (Fenster!) abbricht, wird ebenfalls zu etwa drei Vierteln von karbonischen Gesteinen zusammengesetzt. Es findet also ein gewaltiges Gleiten triadischer Gebirgsstücke an ihrer karbonischen Basis statt; ein Vorgang, gegenüber welchem das Mitvorschieben der die Randteile der Antiklinale bildenden, von ihrer Basis abgerissenen Triaszüge nur als sekundäre Erscheinung betrachtet werden kann. Die Aufschlüsse im obersten Idriagebiet (Bergaugebiet von Idria, karbone Aufbrüche im Känomatal) zeigen, daß auch noch in den zentralen Teilen der Ternowaner Schubmasse karbone Bildungen die Unterlage der gleitenden Schubschollen darstellen. Aus den Angaben F. Koßmats in seiner Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues (42) geht die Bedeutung des Karbons für die Gleitung und Schiebung in diesem Gebiet hervor. Bei Darstellung einer sekundären Schuppung, die bei Idria innerhalb der gleitenden Schubmasse (= Ternowaner Decke) entstanden ist, schreibt Koßmat (42, S. 375) folgendes: „Ein gewaltiger Riß hat also die Komplexe des Vogelberges und des Čerin aus ihrem Zusammenhang mit der jetzigen erzführenden Zone gelöst und zwischen die auseinandergerissenen, gegeneinander verschobenen Schichtmassen der Trias ist wie ein mächtiger Intrusivgang der plastische Karbonschiefer eingezwängt“ (42, S. 375). „Im allgemeinen finden wir in der unten steil, höher oben flach über die erzführende Region hinweggehenden Überschiebung sofort die Karbonschiefer, deren stark zerquetschte Lagen ihrer Nachgiebigkeit im allgemeinen entsprechend den tektonischen Hauptlinien orientiert sind. Das Karbon hat in Bezug auf sein Auftreten fast den Charakter einer intrusiven, plastischen Masse und zieht sich als ein schmaler Streifen auch am Ostrand der Deckscholle beträchtliche Erstreckung durch.“ Was hier Koßmat vom Detailbau des Idrianer Bergaugebietes vermerkt, gilt zweifelsohne auch im großen. Das Karbon, welches am Safracherberg (Nordwestteil der Ternowanerscholle) die Basis der Grödener Sandsteine bildet, zieht sich nach Koßmats Karte dem Ausstrich der Schubfläche entlang an deren Basis viel weiter nach Süden, als ihm nach seiner stratigraphischen Position zukommen würde. Es zwängt sich hier, wie aus Koßmats Aufnahmen geschlossen werden kann, zwischen die unter der Überschiebung liegenden Triaskalke einerseits und die aufgeschobenen untermitteltriadischen Bildungen andererseits unvermittelt ein.

Diese Erscheinungen sind unter der Annahme einer plastischen Anschmiegens und Einpressens der Karbongesteine an einer in Aktivität befindlichen Schubbahn verständlich. Die Höherschal-

tung des gleitfähigen Karbonuntergrundes in das zur Entstehung einer großen Gleitfläche prädisponierte Niveau war daher der letzte Anlaß für die Entstehung der gewaltigen Schubbewegung, welche das Ternowaner Gewölbe unter dem Einflusse dinarischer Spannungen ergriffen hat.

c) Die Ternowaner Überschiebung entspricht dem Typus eines „zerschnittenen Faltenschubs“. (Vergleiche Koßmats Karten 43, 44, 60 b.)

In den ausgedehnten, flacher gelagerten Regionen des Antiklinalkerns konnte zum großen Teil ein Gleiten der entstehenden Schubdecke an ihrer Karbonbasis erfolgen. Hier war daher, wenigstens teilweise eine Parallelität zwischen Schicht- und Schubfläche erhalten. (Siehe Fig. 22 unten und Fig. 23.) Dagegen fand am Süd-(Südwest-)flügel des Gewölbes ein scharfes Durchschneiden der antikinalen Gleitfläche durch die aufgerichteten Schichtzüge der Flanken statt. (Siehe Fig. 16, Fig. 21—23.) Es herrscht der Typus eines zerschnittenen Faltensystems vor, wie ich ihn bereits im Bau der Julischen Alpen als maßgebend hervorgehoben habe.

In voller Klarheit tritt, wie schon betont, diese Erscheinung am Südrande des Ternowaner Karstes zutage (Fig. 16 und Fig. 21 b) (an der Randüberschiebung über den Flysch des Wippachtals). Vom Gewölbekern absinkend, grenzen sich, wie erwähnt, gegen Südwesten hin immer jüngere Schichten am Eozänflysch ab. Besonders eindrucksvoll sind die Verhältnisse nördlich Haidenschaft (Aidussina, Aidovsna), die ich auch selbst kennen zu lernen Gelegenheit hatte. Hier wird eine sekundäre Antiklinale mit einem Kern von Dachsteinkalk und einer Lias-Jura-Umwallung vom Schubrand abgeschnitten. An dem rückwitternden Erosionsrand der Decke ist hier die Überschiebung prächtig erschlossen. Die Bewegungsfläche hat die verschiedenen Schichten der Antiklinale (Dachsteinkalk, Lias, Jura-Oolith) glatt durchrisen, welche der Reihe nach an dem Eozänflysch abstoßen. (Fig. 21 c.)

Es liegt hier wieder ein untrügliches Kennzeichen für die Annahme vor: 1. daß die Entstehung des Gewölbes der Ternowanerscholle nicht nur in den Hauptzügen, sondern auch in manchen Details (zum Beispiel sekundäre Antiklinale nordwestlich Haidenschaft) bereits vor Eintritt der Überschiebungen fertig vorlag; 2. daß die sich bildende Überschiebungsfläche imstande war, Teile des Faltenbaues, unbekümmert um dessen innere Struktur, zu durchschneiden.

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt schließlich der Südost- und Ostrand der Ternowanerschuhmasse, wo die Jura-Oolithe, Liaskalke, Dachsteinkalke,

Raiblerschichten, mittlere und untere Trias im großen und ganzen in der erwähnten Reihenfolge gegen Osten und Nordosten hin an deren Deckenrand herantreten. Weiterhin bildet das Karbon, zuerst nur an der Schublinie eingekreust, dann mächtiger anschwellend, die Basis der Schubdecke. Wenn man bei Betrachtung der Karte bemerkt, wie von Pölland im Nordosten, bis Görz im Südwesten, der Reihe nach immer jüngere Glieder der mesozoischen Formationen mit steil aufgerichteten Schichten über der jungen Vorlage ausstreichen, so wird es völlig klar, daß hier ein Gewölbe vorliegt, dessen Scheitel gekappt und bei zurückbleibenden Wurzeln weit über seine Vorlage geschoben wurde. (T. IV und Fig. 20.)

Ähnliche Bewegungsbilder, wie sie hier im großen angenommen werden, treten im Detailbau der Teilschuppen des Bergaugebietes von Idria auf. „Die Werfenerschiefer . . . stellen sich ebenso wie weiterhin die Dolomite des Muschelkalkes und sogar die Wengenerschichten diagonal zur Karbongrenze, werden also von dieser durchschnitten. Auch am Vogelberg sind ähnliche Verhältnisse zu beobachten.“ Koßmats Profil (42, T. XXVII, Fig. 1) zeigt deutlich das Abstoßen der aufgerichteten Schichten einer gekappten Antiklinale an der Unterlage. „Die Überschiebungsfäche schnitt also schräg über die Schichten hinweg, so daß die einander folgenden Profile zwar reich wechselnde Einzelbilder geben, im großen aber einander gleichen, tektonischen Charakter aufweisen.“

#### d) Zur Herkunft der Schubmassse.

Als besondere Momente für die ursprüngliche Zugehörigkeit von Blegaš-Pöllander Falten zu den äquivalenten Gesteinszügen des Ternowaner Karstes betrachte ich:

1. Das im allgemeinen erkennbare Korrespondieren der einzelnen Zonen in beiden Einheiten.

2. Den geschlossenen Faltenbau (aus Unter-Mitteltrias) im Bereich der Pöllander Falten, der nur gegen W und SW (Zaplana, Mackovica, Blegaš usw.) auch noch Raibler Schichten und Hauptdolomit aufnimmt. Dieses tektonische System war, wie das Übergreifen des Karbons über die einzelnen unter-mitteltriadischen Schichtzüge beweist, schon zur Zeit der Schubbewegung in der charakteristischen zonaren Anordnung vorhanden. Koßmats sagt (44, S. 81): „Die Karbondeckschollen liegen indifferent über verschiedenen Schichten der Trias, vom Muschelkalk bis zu den Raibler Schichten. Das Karbon des Ovčje hrib greift sogar über den Westflügel einer unter ihm völlig durchziehenden Triassynklinale über“. Hier müßte entweder eine enge Faltung und eine darauf folgende weitgehende, merkwürdige Ab-

tragung (bis auf Untertrias) schon in der kretazischen Zeit (vor der Schubbewegung) stattgefunden haben, oder aber das ursprünglich vorhandene normale „Hangend“ auf tektonischem Wege abgeschoben sein. Letztere Annahme erscheint mir hier viel wahrscheinlicher; dies um so mehr, als das flache und gleichmäßige Übergreifen<sup>133)</sup> der großen Karbondeckschollen über die verschiedensten Triashorizonte dafür spricht, daß die vorschreitende Schubdecke eine glatte, ebene Bahn vorgefunden hat. Wäre die Decke über ein Erosionsrelief vorgeglitten, so sollten sich größere Unregelmäßigkeiten in der Bodengestaltung der „Unterlage“ bemerkbar machen. (Herauspräparierung der härteren Kalk- und Dolomitzüge durch die Erosion, Terrainmulden in den Wengener und Raibler Zonen.)

3. Eine weitere, dritte Überlegung macht es zur Gewißheit, daß hier tatsächlich die Unterlage des abgeschobenen Deckenbaues zu suchen ist. Meine Argumentation stützt sich auf Folgendes: Koßmat deutet die von ihm erwiesene große Schubbewegung der Ternowaner Scholle über die Kreide durch transversalen Ineinanderschub: „Ich fasse aber die Erscheinungen nicht als Folge der Durchwaschung einer gegen Südosten geflossenen Faltendecke, sondern als Zernagung des Randes einer neuen Schichtplatte auf, welche natürlich nicht nur eine longitudinale, sondern auch eine starke, transversale Zusammenschiebung des Gebirges voraussetzt.“ (44, S. 379.) Eine solche Seitenbewegung müßte nach dem Auftreten der tiefen Kreidebucht von Idria zu schließen, eine Schubweite von mindestens 20 km besitzen. Die Existenz einer so großen, transversalen, gegen Südosten gerichteten Schuppung zwischen Ternowaner und Birnbaumer Wald müßte meines Erachtens, unter der Voraussetzung eines im wesentlichen autochthonen Verbandes zwischen den Hochkarststaffeln und ihrer Flyschvorlage, unbedingt in der vorgelagerten Eozänflyschzone des Wippachtals ihr Gegenstück finden. Denn es erscheint unmöglich, die Ternowaner und Birnbaumer Scholle an Ort und Stelle auf so bedeutende Erstreckung transversal ineinander zu schieben, ohne daß die vorliegende (nach dieser Voraussetzung zum Teil letzterer normal angelagerte) Flyschzone von demselben Vorgang in ähnlichem Umfange mitbetroffen worden wäre. Davon ist aber nichts

---

<sup>133)</sup> Abgesehen von jüngeren Verbiegungen der Schubdecke.

zu sehen. Vielmehr laufen die einzelnen Konglomerat- und Kalkbänke des Flysch, wie man aus Staches und Koßmats Aufnahmen ersehen kann (43, 88) vollkommen geradlinig und ungestört aus der Gegend von Görz bis Haidenschaft und südlich davon bis in das Adelsberger Becken hinein. Ich halte es daher für unmöglich, in einer vorwiegend transversalen, lokalen Verschiebung der Hochkarstschollen gegeneinander eine angemessene Erklärung zu sehen. Es muß außerdem eine einheitliche, weitreichende Bewegung der inneren Schollen über ihren Außenraum vorliegen.

Daraus ergibt sich nun noch der weitere Schluß: Die Faltenwurzeln der abgeschobenen, höheren Ternowaner Gewölzbeteile können nicht im Westen unterhalb der Ternowaner Scholle (von dieser transversal überschoben) gesucht werden. Da nach den ganzen Verhältnissen eine Herkunft der Decke aus dem Süden und Südosten überhaupt nicht in Betracht kommt, kann die Wurzelregion nur im Norden und Nordosten gelegen sein. Hier taucht in den Fenstern des Blegaš, der Mackovica und der Pölland—Oberlaibacher Falten äquivalenter Untergrund tatsächlich hervor. Biegt man durch eine Drehung (entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn), die ganze Ternowaner Scholle gegen NO zurück, so gelangen die unter-, mittel-, obertriadischen Gesteinszüge des östlichen Ternowaner Waldes über die zeitlich äquivalenten Zonen des Blegaš—Pölländer Faltengebietes. Die Annahme einer solchen Rückverlegung ist schließlich zur Rekonstruktion des ursprünglichen tektonischen Bildes unerlässlich. (Ausklingen der Überschiebung westlich Görz, große Schubweiten im Gebiete von Idria!) (Fig. 16, Fig. 21.) So mögen die Obertriasdolomite von Ober-Loitsch ursprünglich etwa über jenen des Blegaš, die Raiblerzüge bei ersterem Orte über jenen des Tratta—Mackovica—Bleagaš-Gebietes, also über die Fortsetzung der Oberlaibach—Pöllander Falten gelegen gewesen sein. (Fig. 22, Fig. 23 und T. IV.) Die Werfener Muschelkalk-(Wegener—Cassianer-)zonen im Gebiet von Idria und Gereuth würden bei der vorausgesetzten Rückverlegung über die verdeckte nordwestliche Fortsetzung der gleichaltrigen Pöllander Züge, die beim Orte Pölland unter das Karbon hinabtauchen, zu liegen kommen. (Siehe Fig. 19, auf welcher die selbständige Knickung der „Decke“ und „Unterlage“ in schematischer Weise ersichtlich gemacht ist).

e) Die Knickung im tieferen Stockwerk der Ternowianer-Savezone. (Fig. 19.)

Aus dem Verlaufe der Schichtzüge der Pölland--Oberlaibacherfalten ergibt es sich, daß auch die Unterlage der betrachteten Scholle in einem Bogen der Knickung nachgegeben hat, über welche die Decke in einem selbständigen bewegten Bogen hinweggeschoben wurde. Beide haben also die Knickung nicht kongruent übereinander vollzogen. Der oberste Teil des Gebirges ist als Schubdecke weiter gegen Süden und Südwesten vorgeglitten, während die relativ zurückbleibende Unterlage in selbständiger, engerer Bogenfaltung die gleiche Raumverringerung vollzogen hat. Den hier unter der Last der darübergleitenden Schubdecken stehenden Massen war die Möglichkeit zur Deformation unter Bedingungen gegeben, die jenen der Belastungstektonik angenähert sind. Dies tritt in dem im Kartenbild so prächtig hervortretenden, halbplastischen Anschmiegen und Biegen der Gesteinszüge besonders in Erscheinung.

Die Knickung der Decke und jene der Unterlage zeigt aber noch einen Unterschied. Erstere hat ihre Konvexität gegen Südwesten, letztere gegen Nordosten gerichtet. (Siehe Fig. 19.)

Ich sehe die Erklärung hiefür in Folgendem: In beiden Fällen ist die Konvexität nach der bevorzugten Ausweichsrichtung des geknickten Faltenbogens gerichtet. Bei der oberen Decke war es der freie Raum, welcher der, an einer aus der Tiefe aufsteigenden Schubfläche heraufgehobenen Schole im Südwesten vorlag. Bei der unteren Einheit aber, die unter der Last mächtiger, darübergleitender Decken stand, war die Bewegung in der Richtung gegen die Achse des Gebirges (Zone der Unterströmung, Verschluckungszone O. Ampferers) bevorzugt.

Mancherlei Ähnlichkeiten im Detailbau von „Decke“ und „Unterbau“ lassen sich hier anfügen. Es ist ganz charakteristisch, daß sich speziell im Nordosten des gefalteten Gebietes von Oberlaibach--Pölland eine ganz ähnliche Verfaltung von „Muschelkalk“ und Werfener Schichten erkennen läßt, wie sie in der „Decke“ in der Gegend von Gereuth--Sairach auftritt (43. 44). In der Unterlage kommt ein geschlossener Zug von Werfener Schichten am Nordostrand des Pöllander Gebietes unter den Schubmassen von Bischoflack--Billichgraz zum Vorschein. Dieser kann mit dem Werfener Zug im Süden des Sairacher Berges in Vergleich gesetzt werden, der der „Decke“ angehört. Das Perm und Karbon ist in der Unterlage (Pöllander Falten) bereits unter der aufgeschobenen Karbon-Triasdecke von Bischoflack--Billich-

graz begraben, kann aber in der Tiefe unter letzterer auch bestimmt erwartet werden. Eine steile „Einfaltung“ von Raiblerschichten im Hauptdolomit, analog jener, wie sie im Blegaš-Mackovicafenster vorherrscht, ist im Deckengebiet östlich Hotederschitz—Loitsch zu beobachten. Und gerade diese beiden Räume scheinen mir nach der auf der Skizze (Fig. 19) angegebenen Rekonstruktion ursprünglich einander entsprochen zu haben. Ihre gegenwärtige, durch den Schub bedingte Entfernung beträgt etwa 25 km.

Zirka 25 km können wohl als Maximalwert für die Schubweiten an der Ternowaner Knickung gelten. Sowohl nach Westen als nach Osten nehmen, wie aus Fig. 19 (und Fig. 14—16) ersichtlich ist, die Förderlängen ab, um westlich Görz einerseits, und zwischen Orle und Littai anderseits den Nullwert zu erlangen. Die Knickungsschublinie erreicht bei diesen Orten ihr Ende.

#### f) Die Achse der Knickung.

Der „Knickungsschub“, der als Grundprinzip für die Tektonik des Hochkarstes bezeichnet wurde, erfordert naturgemäß einen inneren Knickungspunkt, an welchem die herein gebogenen Züge aus der Richtung an der Einknickung wieder in ihre ursprüngliche Richtung einlenken. Die innere Knickungsachse muß dort angenommen werden, wo die Nordwest streichenden (geknickten) Züge wieder mehr in die Ost-Westrichtung zurückkehren. An dieser Stelle werden infolge der Raumverringerung, die bei der Einknickung entsteht, starke tektonische Deformationen zu erwarten sein. Sekundäre Schuppungen (unter dem Einfluß transversaler Spannungen) dürften sich einstellen. Unregelmäßigkeiten in der Streichrichtung und starke Kompression des Gebirges überhaupt ist zu erwarten.

Ich betrachte es als eine Bestätigung für die Richtigkeit der hier dargelegten Auffassungen, daß sich all die genannten Erscheinungen tatsächlich an der inneren Knickungsstelle des Ternowaner Waldes, besonders in den Aufschlüssen des Bergbaugebiets von Idria erschlossen vorfinden. (Fig. 15.)

Etwa 8 km westlich der Stadt Idria stellen sich (nach Koßmats Karte und Mitteilungen, 42, 44, 49, 61 b, die ersten Anzeichen der Knickung in Form eines transversalen Aufbruches von Werfener Schiefer ein. Die weiter westlich vorherrschende, scharf nordwestliche (beziehungsweise nördliche) Streichrichtung macht ziemlich unvermittelt einer west-nordwestlichen, west-östlichen und sogar ost-nordöstlichen Richtung Platz. „Überhaupt kann man beobachten, daß die Stärke der Dislokation in der Richtung gegen

Idria in Zunahme begriffen ist. In der Umgebung dieses Ortes treffen Störungslinien aus verschiedenen Richtungen zusammen und bewirken infolgedessen die große Komplikation der dortigen tektonischen Verhältnisse.“ (49, S. 75.)

An der Knickungsstelle wenden sich die unter-obertriadischen Schichten ziemlich unvermittelt aus der Nordost- in die Ost-West-, beziehungsweise ONO-Richtung um. Dabei erscheint ein System schräger (diagonaler) Schuppen, welche WNW, O-W, und SW streichend, gegen die Stadt Idria zu konvergieren. Koßmats Karte (44) verzeichnet an der Knickung auch eine auffällige Diagonalverschiebung. Es tritt bei Idria ferner eine auf die Knickungsstelle lokalisierte, aber nicht unbedeutende Teilschuppung innerhalb der Ternowaner Decke ein. Die durch den Bergbau bekannt gewordenen Deckschollen des Vogelberges und Čerin, von Koßmat als solche erwiesen, deuten auf eine Überschiebungsweite von mindestens 1-5 km hin. Den engen Zusammenhang, welcher zwischen der großen Deckenbewegung und dieser Teilschuppung besteht, hebt Koßmat hervor. „Die Überdeckung des erzführenden Triaskörpers durch den Čerin und Vogelberg ist nur eine Begleiterscheinung zur Aufschiebung des Triasgebirges auf die bis in das Nikovatal zurückreichende Kreideplatte des Birnbaumer Waldes“ (42, S. 379). Die Bewegung erreicht bei Idria ihr größtes Ausmaß, während sie gegen Westen, wie Koßmat angibt, „ziemlich bald zersplittert, also durch eine Summe von Einzelschuppen abgelöst wird; das Streichen der letzteren wendet sich übrigens bald mehr und mehr gegen Südwesten“ (42, S. 71). Gegen Osten findet ebenfalls ein Abklingen der Überschiebung in das einfacher gebaute, schon wieder O-W streichende Triasgebiet von Gereuth statt. In ursächlichem Zusammenhang mit den hier beschriebenen Erscheinungen steht jedenfalls auch das Ausschalten der Raiblerzüge, welche zwischen den Cassianer- und Dachsteinkalken südöstlich Idrias auskeilen, um weiter östlich, im Gebiete von Gereuth, in größerer Breite wieder hervorzutreten. Hier handelt es sich wohl um die Unterdrückung dieser Schichtzüge unter dem Einfluß lokaler verstärkter Pressung an der Knickungsstelle. All die genannten Erscheinungen betrachte ich als Begleitvorgänge der inneren Knickung der eingebogenen Ternowaner Platte.

Verfolgen wir nun die Anzeichen der Knickung von Idria aus gegen Süden und Norden. Für die Obertrias-Jurazüge liegt sie genau südlich des Idrianaer Gebietes. Hier ist nach Koßmats Karte und Angaben bei Zoll das Einlenken der Nordwest streichenden Züge in einer scharfen Knickung in die Ost-West-Richtung zu verzeichnen. Es ist wohl kein Zufall, daß gleichzeitig mit dem jähem Wechsel in der Streichrichtung eine Überstülzung (Überkipfung) der aufgeschobenen Juraschichten eingetreten ist, indem diese invers unter Dachsteinkalk eingesunken. Diese Erscheinung hat Limanowski zur Konstruktion einer Deckenstirn an dieser Stelle verleitet. (64, 65.)

Die Verfolgung der Knickung von Idria gegen Norden führt zunächst in das Gebiet des Tebelo brdo, wo nach Koßmat „bedeutende Störungen vorkommen, welche stellenweise zu einer Aufpressung der weicheren Gesteinsunterlagen führen.“ Weiters liegen in der nördlichen Verlängerung der Knickungsachse die eigentümlichen Verzahnungen zwischen Perm und

Untertrias (zwischen Skofje vrh und Idriatal), welche in der Karte im Verlaufe der Schichtgrenzen deutlich werden und auf transversale Verbiegungen hinweisen. Auch sie liegen dort, wo das Nordweststreichen in das ost-westliche übergeht. Vor allem schließen sich aber hier die diagonalen Schuppen des Skofje vrh bei Kirchheim an, auf welche ich hier nicht näher einzugehen brauche, da ich sie bereits früher hervorgehoben habe. In ihnen kommt die Knickung in Form mehrfacher gegen Südost gerichteter Schuppung zum Ausdruck. (Siehe S. 91—93 und S. 180—181.)

Auch die erste Anlage der so charakteristischen Knickungsbögen im Blegasgebiete wird hierherzuzählen sein, die freilich erst durch nachträgliche, dem Schub gegenüber jüngere Verfaltung ihre gegenwärtige Akzentuierung erfahren haben. Auf höheres Alter deutet der auf Koßmats Karte ersichtliche Verlauf der Bänderkalkzüge, welch unter die aufgeschobene Bischoflacker Scholle bogenförmig hineinziehen.

Die Betrachtung der Transversalschuppen des Skofje vrh-Gebietes bei Kirchheim hat, wie früher erörtert wurde, anderseits ergeben, daß der Knickungsvorgang, der sie erzeugt hat, als Begleiterscheinung der Schubbewegung an der Karfreit—Kirchheimer Überschiebung<sup>134)</sup> zu betrachten ist. Daraus kann weiters geschlossen werden, daß die großen Schubbewegungen in den Julischen Alpen zum Teil gleichzeitig mit jenen in der Vorlage erfolgt sind.

g) Beziehungen zwischen der Knickung der Ternowauer Scholle und der Nordbewegung der Bischoflacker-Billlichgrazer Scholle. (Fig. 1, 13, 14, 15, 18, 19, 20 und T. IV.)

Sehr komplizierte Verhältnisse zeigt die Region des Blegaš (östlich Kirchheim), auf welche schon hingewiesen wurde (siehe S. 74). Koßmat hat die Lagerungsverhältnisse eingehend dargestellt (44). Zwei große Überschiebungen laufen hier durch. Eine tiefere trennt die basalen Gewölbe des Blegaš und der Mackovica (Fortsetzung der Pöllander Falten) von dem aufgeschobenen Karbon- und Grauwackengebiet. Eine zweite, höhere Schubfläche (Fortsetzung der Kirchheimer Schubfläche nach meiner Auffassung) zeigt im Westen und Osten des Blegašmassivs verschie-

<sup>134)</sup> Zusammenhang mit dem Wechsel in der Schubrichtung an dieser Bewegungslinie.

denes Verhalten. Im Westen (Kirchheim) schiebt sich die Serie paläozoischer Grauwacken (unbestimmten Alters) mit ihrer Triasdecke (= Julischen Außenzone) über die Trias des Idriagebietes (= Ternowaner Scholle). Im Osten dagegen bewegt sich ganz entgegengesetzt, das südliche Karbon-Triasgebiet von Bischoflack (= nordöstliche Fortsetzung der Ternowaner Scholle) über die Grauwacken-Triaszone von Eisnern (= Jürische Außenzone).

Die tiefere Überschiebung entspricht der basalen Gleitfläche der Ternowaner Scholle, die höhere ist (meiner Auffassung nach) die Fortsetzung der Kirchheimer Überschiebung, deren Bewegungssinn sich östlich des Blegaš umgekehrt hat.

Diese höhere Schubfläche scheint von der tieferen, wie die Aufschlüsse südlich des Blegaš zeigen, überschnitten zu werden. (Ostabfall des Skofje vrh bei Tratta.) Daraus kann man auf einen gewissen Altersunterschied beider schließen. Doch reihe ich in der hier zugrunde gelegten zeitlichen Gliederung der Bewegungsvorgänge die Entstehung beider Bewegungshorizonte in ein und dieselbe tektonische Hauptphase ein und setze noch ein gleichzeitiges Fortwirken der Bewegung an beiden der Störungen voraus. Nur die erste Anlage (Beginn) des Überschiebungsvorganges mag in der Karfreiter Überschiebung früher, an der Ternowaner Schubbahn vielleicht später eingesetzt haben. Für eine engere, zeitliche Zusammenfassung dieser beiden Bewegungen bestimmt mich besonders die, wie ich glaube, vorhandene, genetische Beziehung zwischen der Kirchheimer (Süd-gerichteten) Überschiebung, der Nordbewegung des Bischoflackgebietes, der Knickung am Skofje vrh und der großen Knickungsüberschiebung der Ternowaner Scholle.<sup>135)</sup>

Die tektonische Position des Grauwackengebietes von Eisnern, welches östlich und nordöstlich des Blegaš, zwischen die zurückgebliebenen (Trias-) Wurzeln der Ternowaner Scholle einerseits und die vor- und aufgeschobene Karbon-Triasscholle von Bischoflack (= Fortsetzung der Ternowaner Decke) andererseits eingeschaltet ist, möchte ich mit jener eines Keils vergleichen. Er greift von Norden (Nordosten) her unter die nach Süden abgeknickte (abgedrehte) Bischoflacker (Ternowaner) Scholle ein. Er wurde anderseits von den zurückbleibenden Faltenstielen (Wurzeln) der Ternowaner Einheit von Süden her unterschoben. (Siehe Fig. 13—16.)

Bei Kirchheim muß der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung eine nicht unbedeutliche Schubweite zukommen. Darauf

---

<sup>135)</sup> Ich will die Möglichkeit auch einer schärferen zeitlichen Sonderung der Bewegungsvorgänge, etwa durch Zerlegung in zwei tektonische Unterphasen, jedoch nicht ausschließen.

weisen insbesondere die starken faziellen Kontraste innerhalb der einander überdeckenden Schollen hin (ladinische Transgression über alte Grauwacken im Norden; normale Karbon-Perm-Trias-profile im Süden). Dieser namhafte Unterschied in der Sedimentausbildung der benachbarten Zonen endet noch nicht bei Kirchheim, sondern findet, wie der Fazieskontrast zwischen Eisnern Zone und Bischoffacker Scholle, entlang der Kirchheim-Krainburgerlinie, erweist, auch weiter im Osten seine Entsprechung. Zwar fehlt dort (östlich des Blegaš) die am Rande der mittleren und westlichen Julischen Alpen herrschende, von Norden gegen Süden gerichtete Aufschiebung, wohl aber ist, meiner Auffassung zufolge, eine solche der südlichen auf die nördliche Scholle (genauer gesagt, eine SW gerichtete Unterschiebung letzterer unter die südliche Scholle) zu verzeichnen. Wie schon früher auseinandergesetzt wurde, wechselte eben der Bewegungssinn, indem an Stelle der Überschiebung der nördlichen über die südliche Einheit, eine Unterschiebung der ersten unter letztere eingetreten war.

Man kann, wie ich glaube, auch der Ursache dieses Phänomens näher treten. Die Antiklinalachse des Ternowaner-Save-Faltensystems hebt sich gegen Osten heraus. Gerade im Blegaš-Gebiet wölbt sich in breiter Front der Karbonkern auf. Die Höherschaltung der südlichen Zone im Raume östlich Kirchheims und das Auftauchen gleitfähigen Karbons in ihrem Untergrunde war jedenfalls die Ursache, daß nördliche und südliche Einheit ihre tektonische Rolle vertauscht haben. Ich sehe hierin eine Bekräftigung für die schon öfters betonte Wichtigkeit (zum Beispiel Schwinner, 82) der gegenseitigen tektonischen Höhenlage der Schollen für die Richtung des Schubes (beziehungsweise für die Entstehung von Über- oder Unterschiebungen).

#### In welcher Weise vollzieht sich der Prozeß der Änderung in der Schubrichtung?

Eine Betrachtung der tektonischen Verhältnisse des Skofje vrh (40) bei Kirchheim nach Koßmats Karte gibt einen Fingerzeig. Ein großer Querriß bildet gleichsam die Scheide. Der Sedimentstreifen, welcher hier an der Grenze der von Norden her überschobenen, bzw. von Norden (Nordosten) unterschobenen

Scholle liegt, erscheint in mehrere enge, diagonale Schuppen zusammengepreßt (siehe S. 178). Koëmats Profile (40, 59) erläutern sehr gut die tektonischen Verhältnisse. In fünf NO streichenden Schuppen ist der Raum zusammengedrängt (siehe Fig. 15 und 18, auf welcher die angenommene Entstehung der Schuppenzone verdeutlicht ist).

Die Schuppen des Skofje vrh entsprechen dieser Auffassung zufolge nur den an der Rißstelle angeschoppten, übereinander geschuppten Teilen. Die nördliche Einheit (= julische Außenzone) ist gewissermaßen das aktiver Element, welches die südlich gelegene Ternowaner-Bischoflacker Scholle überwältigt, indem die julische Außenzone sich im Westen, wo sie tektonisch höher liegt, über letztere aufschiebt, im Osten aber, wo sich die Ternowaner-Bischoflacker Scholle höher schaltet, sich unter diese keilartig schräg unterschiebt. Dabei wird die südliche, sich einknickende Zone (Hochkarst—Save-Falten) an der Scheidefläche zerissen und zerstutzt und ihr Randeil im Skofje vrh-Gebiet, gleich den Fetzen an einem eingerissenen Bogen Papier, an der Grenze von Unter- und Überschiebung, eben der Knickungsstelle, gestaut.

#### h) Bedeutung und Ausmaß der Nordbewegung des Bischoflacker Gebietes.

Wenn auch die Kirchheimer Störung östlich Kirchheims als südgerichtete Überschiebung endet, so setzt sich doch der Schub der julischen Außenzone — nunmehr vermutlich in Form einer süd(südwest)gerichteten Unterschiebung — weiter nach Osten fort. Denn würde der Vorschub schon östlich Kirchheims enden, so müßte ein bogenförmiges, geogn Nordosten und Osten erfolgendes Rückspringen der julischen Außenzone erfolgen, was nicht der Fall ist: im Gegenteil, ihr Grauwackenrand zieht an seinem östlichen Punkt bei Tratta am weitesten nach Süden.

Einige Gesteinszüge der Zone von Eisnern (zum Beispiel der Triasdolomit des Malenski vrh, der breite Trias-[Jura]-Zug von Eisnern, die Grauwacken und eingefalteten Triaszüge nördlich des Selzacher Tales) streichen nach Osten unter die disjunkt mit schrägem Anschnitt darüber hinwegziehende Karbondecke hinein. Sie dürften noch auf eine größere Erstreckung

unter dem Karbon-Triasgebiet von Bischofslack ihre Fortsetzung finden. Die Schubweite, mit welcher die Karbon-Triaszone von Bischofslack (= Westende der Savefalten) über die julische Außenzone vorgeschoben wurde, kann auf zirka 20 km geschätzt werden (Entfernung vom Südrand des Grauwackengebietes bei Tratta bis zum Nordrand der Bischoflacker Scholle nordwestlich Krainburg).

i) Die Bedeutung der Transversalbewegungen für den Bau der Ternowaner-(Save-Falten) Scholle.

Die Eindrehung und Knickung der Ternowaner-Bischoflacker (Save-Falten) Scholle war natürlich von einer bedeutenden transversalen Raumverringerung begleitet.

Die NNW—NS streichenden „Wengener“ Einfaltungen des Idrianer Gebietes und die analog orientierten Schichtzüge des westlichen Ternowaner Waldes überhaupt (Raiblerzüge usw.) sind jedenfalls erst durch diese Eindrehung in ihr scharf meridionales Streichen eingelenkt worden. Diese Bewegung vollzog sich, während die Ternowaner Scholle gleichzeitig von der in SSW-Richtung vorgeschobenen Außenzone der Julischen Alpen (an der Karfreit-Kirchheimer Überschiebung) überdeckt wurde. Die große Ternowaner (Savefalten-) Einheit wurde eben gegen Osten heringeborgen und geknickt, während die Julischen Alpen in (mehr) alpiner Richtung (hier SSW. gerichtet) darüber vorgeglitten sind.

Die Ausrichtung der Ternowaner (Savefalten-)Knickung ergibt, wie ich annehmen zu können glaube, eine seitliche Verkürzung von mindestens 15 bis 20 km.

Doch kommt in bezug auf die Julischen Alpen nur ein Teil dieses Wertes in Form eines differentiellen, seitlichen Aneinandergleitens zwischen Julischen Alpen und Ternowaner Scholle zur Geltung. Denn auch die Julischen Alpen haben ja, wenn auch in verminderter Grade, den auf sie einwirkenden, seitlichen Kräften nachgegeben, indem sie eine, mit der Ternowaner Einheit gleichzeitige und gleichsinige, schwächere, transversale Knickung vollzogen haben. (Siehe hiezu die Bemerkungen auf S. 93.)

Trotzdem hat auch eine seitliche Gleitbewegung zwischen den Julischen Alpen (Außenzone) einerseits, der Ternowaner Scholle anderseits (an der Karfreiter-Kirchheimer Überschiebung und an der Nodaufschiebung der Bischoflackscholle) stattgefunden. Schon das Bild, welches man bei Rückgängigmachung der Schuppung des Skofje vrh erhält, führt zur Notwendigkeit einer derartigen Voraussetzung.

Es kann somit hervorgehoben werden: 1. Daß die Masse der Julischen Alpen nicht genau in die Nord—Südrichtung, sondern etwa von NNO gegen SSW vorgeschoben wurde;

2. daß die Scholle des Ternowaner Karstes—Save-Falten durch eine stärkere Seitenkomponente in ihrer Bewegung charakterisiert, daher einem etwa von Nordost gegen Südwest wirkenden Impuls gefolgt war;

3. daß es zum Ausgleich der dadurch entstehenden Differenzen in dem Ausmaß des Seitenschubes in beiden einander unmittelbar übergleitenden Schollen naturgemäß auch zu einem differentiellen Transversalschub beider Einheiten kommen mußte (Transversalkomponente an der Karfreit-Kirchheimer Störung):

4. und — dies sei ergänzend hinzugefügt — daß die in ihrem Ausmaße der Vorlage entsprechende Transversalkürzung zwar auch im Bereich der Julischen Alpen erfolgt ist, daß sie aber hier erst weiter östlich (zum Teil an der Grenze gegen die Steiner Alpen) in vollem Werte zur Geltung kam. Die seitliche Verkürzung liegt für die zentralen Teile der Julischen Alpen in dem vermuteten Diagonalschub der Zlatna-Studor-Einheit, für die Außenzone teilweise wohl schon in der transversalen Verbiegung der Blegaš-Umrandung und in dem stärkeren (gekrücktem?) Vordringen der Grauwackenserie in diesem Raum; sie vollzieht sich übrigens wohl auch noch im Untergrund der von der Karbon-Triassscholle des Bischoflacker Gebietes verdeckten Fortsetzung der Julischen Außenzone.

#### k) Das Westende der Ternowaner Randüberschiebung.

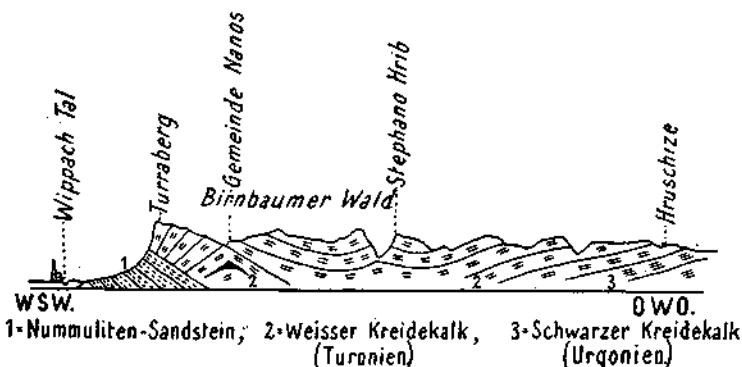
Das Erlöschen der südlichen Randüberschiebung des Ternowaner Karstes westlich von Görz wurde von F. Koßmatt eindringlich hervorgehoben. Die eben veröffentlichten Untersuchungen Müllers (74 b) zeigen, in welcher Weise sich bei Görz die Randüberschiebung aus der Sabotino-Falte entwickelt. Die Flyschunterlage hat sich hier (östlich des Isonzo-Durchbruches) mit der aufgeschobenen Kreide in mehrere Teilschuppen gelegt, die NW streichenden Keilen entsprechen. Der Eozäflysch selbst wurde in dem vorliegenden Raum zu ebenfalls NW streichenden Schichtüberkipplungen veranlaßt. Auch aus Stach's Karte (88) und aus eigenen gelegentlichen Beobachtungen ergibt sich oberhalb Salcano eine Schuppung zwischen Kreide und Eozäflysch. Es haben sich also, was mechanisch ganz verständlich ist, an der Stelle, wo sich aus der Sabo-

tino-Antiklinale eine Überschiebung zu entwickeln beginnt, lokale Absplitterungen vollzogen, welche die Findrehung der Scholle aus ihrer ursprünglichen O—W-Richtung in den gegenwärtigen NW—SO-Verlauf der Schichtzüge ermöglicht haben.

I) Die Grenzregion zwischen Ternowaner und Birnbaumer Decke (Fig. 16, 25, 26).

Östlich Haidenschaft beginnt an der Basis der Ternowaner Schubmassen ein Streifen von Kreideschichten (Unter-Oberkreide), welcher unter die Juragesteine der Ternowaner Scholle

Fig. 24 (nach D. Stur)



einsinkt, selbst aber dem Eozämflyschzug Oberfeld—Podkraj aufgeschoben ist. Koßmat sieht in dem Auftreten der Kreidescholle zwischen dem Flysch und der Ternowaner Einheit eine sekundäre, transversale Schuppung. Der Ternowaner Wald selbst würde eine obere Schuppe, die Kreidezone eine mittlere, der nach Koßmat von Flysch zum Teil normal überlagerte Birnbaumer Wald eine tiefste Schuppe bilden.

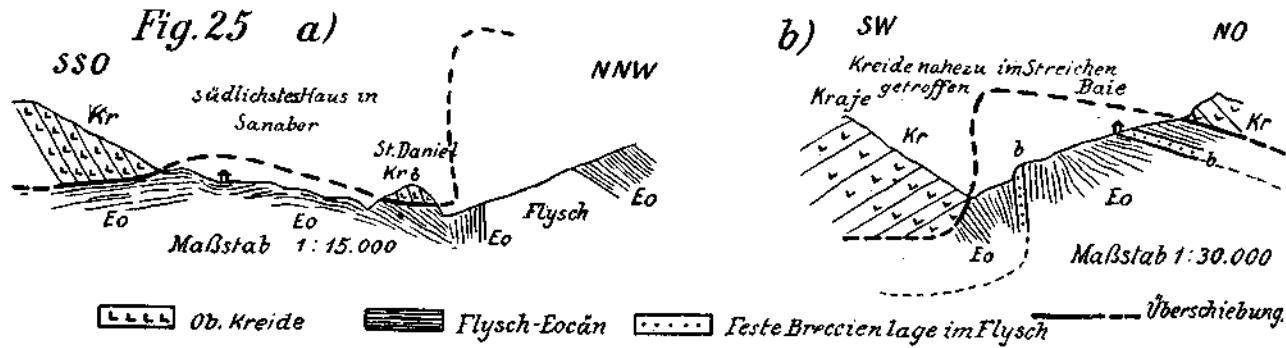
Aus den Studien von Koßmats Karten (43) erwuchs mir zunächst die Möglichkeit einer anderen Auffassung. Um in dieser Frage auch über eigene Beobachtungen verfügen zu können, unternahm ich im vorvergangenen Sommer Exkursionen in das Kreide- und Flyschgebiet östlich Haidenschaft (siehe Figur 16).

Ich gelangte hier zur Ansicht, daß die Flyschzone Oberfeld—Sanobor—Podkraj—Wodize nicht, wie von Koßmat (52, 43) seinerzeit angenommen wurde, im Süden normal der Kreide des Birnbaumer Waldes aufruht, sondern unter diese versinkt oder an ihr abstößt. Da der Flysch im Norden von einem Kreidestreifen überschoben wird, stellt er somit ein Fenster innerhalb einer aufgeschobenen einheitlichen Scholle dar. Der Südrand des Fensters entspricht einer jüngeren, steilen Kniefalte, an welcher der Untergrund einseitig aufgewölbt und dadurch der Erosion bloßgelegt wurde.

**Beobachtungsergebnisse** (Fig. 25 und 16): Die Kreidekalke des Birnbaumer Waldes (Hrušič treten, wie Koßmat hervorgehoben hat, mit fast senkrechter Richtung (NS—NNO-Streichen) an die im allgemeinen O—W verlaufende Flyschmulde (Zoll—Wodize) heran. Koßmat spricht von einer diskordanten Lagerung des Flysch auf der Kreide und nimmt am Südrande die „Einmuldung“ im Belatale auch noch die Existenz einer Verwerfung an (52). Die eigenen Beobachtungen bei St. Daniel und Sanobor, bei welch letzterem Orte die Flyschgrenze einen einspringenden Winkel aufweist, überzeugte mich aber, daß der Flysch hier unter die Kreide des Birnbaumer Waldes hinabtaucht. Die kleine Klippe mit der Kirche von St. Daniel, bereits nördlich der Bela gelegen, und aus Kreidekalk bestehend, stellt einen isolierten Deckschollenrest dar, welcher dem Eozänllysch aufliegt.<sup>136)</sup> Ebenso muß das Eindringen des Eozänllysches bei Sanobor in das Kreideterritorium als ein Halbfenster gedeutet werden. Die Kreidekalke streichen hier deutlich über diesen unter ihnen zutage tretenden Eozängesteinen aus. (Siehe Fig. 25.) Ganz ähnliche Verhältnisse zeigen sich westlich und südwestlich von Podkraj, wo die Kreide-Flyschgrenze offensichtlich dem rückgewitterten Rand einer Schubfläche entspricht. Daraus ergibt sich auch der unregelmäßig gezackte Verlauf der Grenzlinie. Anzeichen einer Transgression des Eozäns konnte ich weder oberhalb Oberfeld, wo ich ein steiles, tektonisch diskordantes Abstoßen der Kreide am Flysch beobachtete, noch bei Sanobor, noch weiter östlich beobachten. Ich muß daher annehmen, daß der Nordrand des Birnbaumer Waldes dem Ausstrich einer Schubfläche entspricht, an welcher eine diskordant gefaltete Schichtdecke von Kreide dem Flyschuntergrund aufruht.

Wenn der Flyschstreifen Oberfeld—Sanobor—Podkraj eine synklinale Einfaltung im Sinne von Koßmat darstellen würde, so müßten hier Anzeichen einer muldenförmigen Lagerung des Eozäns zu beobachten sein. Dies ist nun, wie ich bei meinen Begehungen erschen konnte, nicht der Fall. Vielmehr entspricht der Bau des Eozäns einer großen Flexur mit steil aufgerichteten Südflügel (Kniefalte). (Fig. 25.) Wandert man auf der Straße von Podkraj nach Zoll, so kann man an den Straßenaufschlüssen selbst, besonders aber am Gehänge unterhalb Wischine die Süd gerichtete Kniefalte

<sup>136)</sup> Auf Koßmats ausgezeichneter Karte als Eozänllysch einge tragen.



(mit fast saigerem Südschenkel) beobachten. Dieses Ergebnis spricht zugunsten einer jüngeren antikinalen Aufbiegung des überschobenen Untergrundes, nicht aber zugunsten einer synkinalen Einfaltung.

Das schräge, fast unter einem Winkel von  $90^{\circ}$  erfolgende Herantreien der Kreidekalke (Chamidenkalke der Unterkreide, Rudistenkalke der Oberkreide) an den O—W streichenden Flysch erscheint schon an und für sich ein Argument gegen eine Einfaltung des letzteren in erstere. Solch' diskordante Faltenstrukturen können nicht an Ort und Stelle übereinander entstanden sein, sondern weisen auf eine nachträgliche Übereinanderprägung unabhängig voneinander verbogener Schubmassen.

Unter diesen hier gemachten Voraussetzungen klärt sich nun auch die Beziehungen des an der Basis der Ternowaner Überschiebung liegenden Kreidestreifens Zoll—Wodice zum Birnbaumer Wald. Es ist offensichtlich nur die durch die Fensteraufstellung des Belatales getrennte Fortsetzung des Birnbaumer Waldes, der hier unter die Schubdecke des Ternowaner Waldes hinabtaucht. Dies wird besonders daraus klar, daß die Aufstellung der Chamidenkalke, die im Birnbaumer Walde mit N—S und NNO-Streichen zu verfolgen ist, quer über das Fenster hinweg in dem Kreidestreifen von Podkraj—Zoll in Form eines Unterkreideaufbruches ihre vollkommene Entsprechung findet.

Beide Kreideschollen sind offenbar eng zusammengehörig. Am Strelski vrh. (Fig. 16) berühren die Kreidekomplexe einander fast völlig. An diesem Berge verbindet eine allseitig freigelegte Deckscholle wie eine Brücke die Kreideschollen von Zoll—Wodize mit jener des Birnbaumer Waldes über den hier sehr verschmälerten Eozänaufbrüchen. Die beiden Teile der einst ganz zusammenhängenden Kreidedecke sind dieser Auffassung zufolge durch eine jüngere, knieförmige Aufsattelung voneinander geschieden, an welcher der aus jüngeren Schichten gebildete Untergrund hervortritt. Die Höhe der Kniefaltung beträgt bei Zoll—Sanobor etwa 400 m. Um diesen Betrag erscheint die Basis des Birnbaumer Waldes gegenüber jener der Kreidescholle von Zoll gesunken. Gegen Osten vermindert sich der Niveaunterschied.

## 6. Die Birnbaumer Scholle (Hrušica).

a) Allgemeines. Der Südostrand der Birnbaumer Masse entspricht auch nach der Auffassung von Koßmat einer Ueberschiebung, welche in Form einer doppelten Schuppung in Erscheinung tritt. (Hauptstörungslinie Suchi vrh—Kaltenfeld—Planina, sekundäre, tiefere Schuppe Suchi vrh—Luegg—Kaltenfeld). Koßmat<sup>137a)</sup> nimmt an, daß

<sup>137a)</sup> In seiner neuesten Arbeit „Die mediterranen Kettengebirge usw.“ (Abh. sächs. Ak. d. Wiss. 1921) zeichnet Koßmat auch am Westrand des Birnbaumerwaldes eine Ueberschiebung ein, stimmt daher vielleicht der Deckschollennatur zu.

entlang dieser Störungen ein transversaler (SO gerichteter) Aufschub über den Flysch von Adelsberg sich vollzogen hätte. Nachdem nunmehr auf Grund der vorhin gemachten Angaben auch der Nordrand der Birnbaumer Scholle einer Überschiebung entspricht, sehe ich mich genötigt, den Birnbaumer Wald in seiner Gesamtheit als große Schubscholle aufzufassen. Ich stimme also mit Limanowski (64, 65) in der Annahme einer einheitlichen „Hrusicä“-Überschiebung überein, nicht aber in der Auffassung von der Existenz einer großen Liegendifalte und auch nicht in der tektonischen Bewertung des Kreidestreifens Zoll-Wodize und der angrenzenden Eozäflyschzone.<sup>137)</sup>

Die in schön geschwungenen Kurven verlaufenden, aus steil stehenden Schichten bestehenden Kreidefalten des Gebirges streichen im Norden und Süden an dem ganz abweichend gebauten Flyschterrain ab. Die Tektonik der Kreidedecke des Birnbaumer Waldes und jene seiner Flyschunterlage ist daher eine verschiedene. Der Gegensatz tritt zum Beispiel in Koßmats Karte an dem Ausstrich der Kreidezüge über dem Flysch nördlich Präwald prächtig hervor.

Flysch und Kreidedecke entsprechen selbständigen tektonischen Stockwerken, deren Faltenwellen jedenfalls unabhängig voneinander an getrennten Ursprungsorten ausgebildet und erst nachträglich übereinander geprägt wurden. Der Südwestrand des Birnbaumer Waldes zeigt (nach Koßmat) ein dem vorgenannten gegenüber abweichendes Bild. Er verläuft dem Schichtstreichen parallel. Hier ist nach Koßmat (bei Wippach) eine steile Aufrichtung, weiter südlich eine Überkippung der Kreideschichten über den Flysch zu beobachten. Das Verhältnis zwischen beiden deutete Koßmat nach Art eines einfachen Transgressionskontaktes des Flysches an der Kreide. Von der Grenze beider wird das Auftreten von Konglomeratlagen beschrieben. Auf Grund der Lagerung am Nord- und Südrand der Birnbaumer Scholle, die meiner Ansicht nach den Deckschollencharakter beweisen, kann ich nicht umhin, den von Koßmat vom Südwestrand der Einheit beschriebenen Kontaktverhältnissen nicht jene Bedeutung,

<sup>137)</sup> Limanowski deutet den Flysch von Oberfeld-Podkraj als Auflagerung auf die Birnbaumer Kreide, welcher hier als Deckenstein diese Kreidescholle einhüllt und dann als inverser Hangendschenkel unter diese hinuntertaucht.

wie dieser Forscher zuzuschreiben. Ich möchte der Vermutung Ausdruck geben, daß es sich hier entweder um Konglomerateinlagerungen im Flysch oder um tektonische Schuttbildungen handelt (Mylonite oder an der Deckenstirn abgebrockelter und überschobener Schutt) oder daß hier ein ausgedehnter Streifen transgredierender Flyschbildungen<sup>138)</sup> bei der Schubbewegung mitgenommenen und samt der Kreide<sup>139)</sup> über die Flyschvorlage vorgeschieben wurde. In der Tat ist der Flysch, wie Koßmatz (52) erwiesen hat, vor dem Südweststrand der Birnbauamer Scholle eng zusammengepreßt und die weiter westlich breite Wippacher Mulde auf etwa ein Drittel ihrer dortigen Breite reduziert. Die Abhängigkeit der Zusammendrückung der Flyschzone von der Stirn des Birnbauamer Waldes ist deutlich.

Es ist übrigens interessant, daß D. Stur (1858) auf dem in Fig. 24 teilweise wiedergegebenen Profil schon die Birnbauamer Überschiebung angibt und auch das Abstoßen steil aufgerichteter Kreidebänke an der flachen Schubbahn verzeichnet hat. (95, S. 359).

#### b) Schubweite der Birnbauamer Überschiebung.

Die Schubweite kann aus einigen Fensteraufschlüssen, wie ich annahe, annähernd ermittelt werden. Der Eozäflyschstreifen, der, als Feuster aufgefaßt, von Wippach über Podkraj-Wodize bis in die Gegend von Schwarzenberg zieht, entfernt sich bis zu etwa 12 km vom Rand der Schubdecke. Im Idrica- und Nikova-Tal bei Idria finden sich inmitten des Kreideterrains kleine Streifen von Eozäflysch, von Koßmatz als schuppenartige Einfaltungen gedeutet. Limanowski und Kropac fassen sie als Fenster des Eozäns unter der Kreide auf und bringen diese Auffassung auch in einem Profil zum Ausdruck. Ich möchte mich nach dem (aus Koßmats Karte ersichtlichen) Auftreten des Eozäns in der Taltiefe dieser Ansicht anschließen. Für ein Auftauchen des überschobenen Eozäuntergrundes spricht auch die nahe räumliche Beziehung (etwa

<sup>138)</sup> In diesem Falle würde die Überschiebung am Südwestrande zum Teil innerhalb des Flysch, vielleicht in Einzelschuppen aufgelöst, verlaufen.

<sup>139)</sup> Diese Ansicht würde mit Koßmats Nachweis von Dauienkalken am Südwestrande des Birnbauamer Waldes, die auf die Nähe der Eozängrenze schließen lassen, harmonieren.

<sup>140)</sup> Auf der Skizze in Koßmats neuester Arbeit (60 a) als Überschiebung eingetragen.

6 km Entfernung) zum Nordostrand des Eozänenfesters bei Schwarzenberg. Ihr Auftreten erweist eine Schubweite von mindestens 14 km.

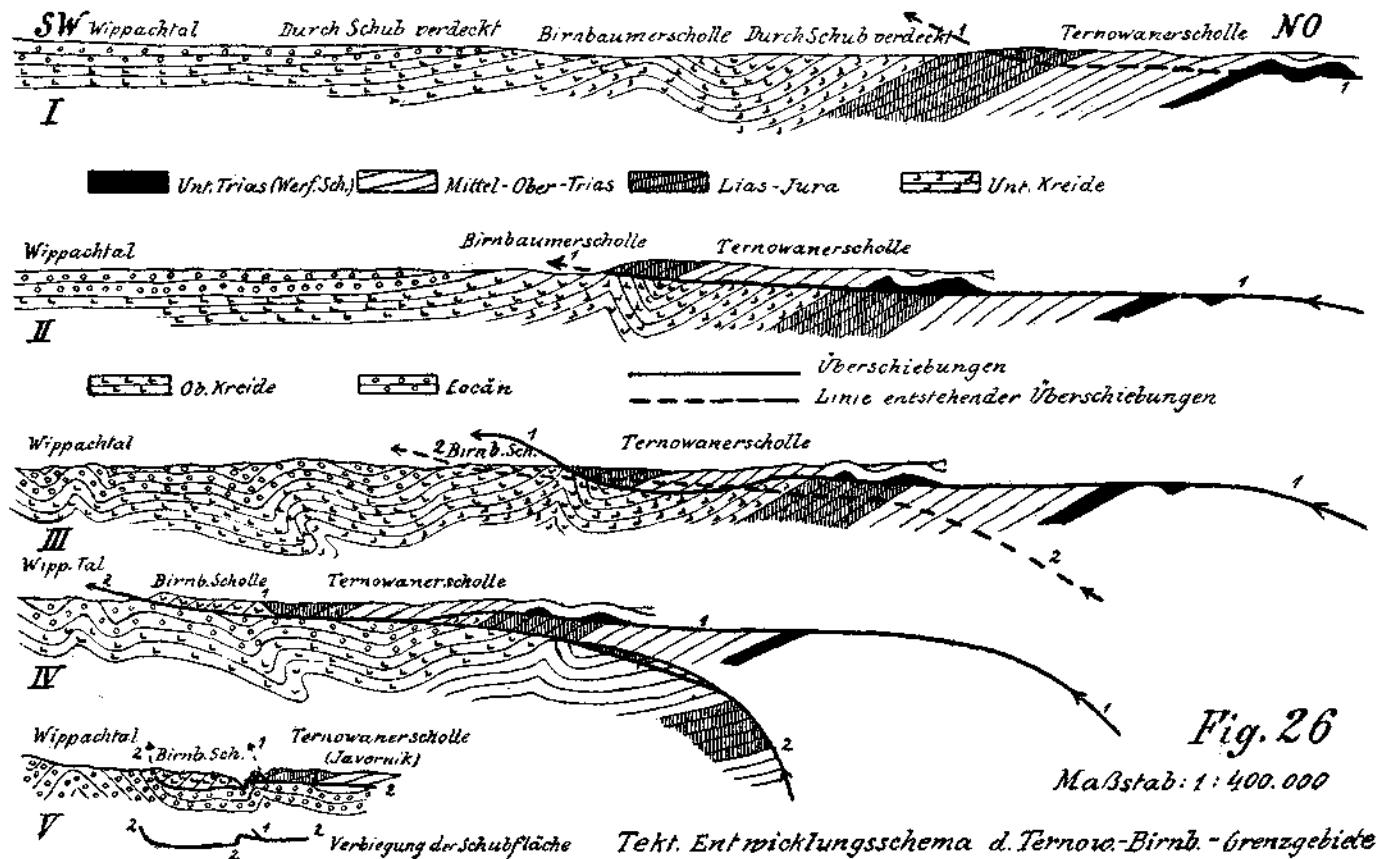
Schließlich verzeichnet Koßmats Karte bei Kalisče, südlich Loitsch, inmitten der Oberkreide vier weitere Vorkommnisse von Eozänenflysch, welche 6 bis 7 km vom Rande des zusammenhängenden Flyschgebietes bei Kaltenfeld entfernt sind. Sollte auch hier ein Fenster vorliegen? Die westliche der Eozänschollen deutet auf eine Aufpressung oder Einklemmung an dem von Koßmat (51) festgestellten jüngeren Bruch' Godowitsch—Holederschitz—Eibenschitz. Die Entfernung von hier bis zum Stirnrand des Birnbaumer Waldes beträgt 20 km. Alles in allem ergeben sich also ganz beträchtliche Schubweiten für die Birnbaumer Scholle, welche sich aber ganz gut mit dem allgemeinen tektonischen Bild vereinbaren lassen.

### c) Beziehungen zwischen Ternowaner und Birnbaumer Überschiebung.

Die Schubfläche an der Basis des Birnbaumer Waldes, die in jene am Südrand der Ternowaner Scholle fortsetzt, schneidet die Überschiebung, an der sich die Ternowaner Scholle über die Kreide der Birnbaumer Einheit hinaufbewegt hat; ab. Sowohl westlich Zoll als östlich des Javornik stößt der Grenzkontakt der beiden großen Randschollen an der Flyschunterlage ab. Es scheint hier eine Durchkreuzung altersverschiedener Schubstörungen vorzuliegen.

Ich glaube zur Mutmaßung berechtigt zu sein, daß die Aufschiebung des Ternowaner Karstes über den Birnbaumer Karst einen älteren, jene der geknickten Ternowaner—Birnbaumer Scholle über die Flyschzone des Wippachtales einen jüngeren Vorgang darstellt. Die Schubfläche, an der sich der Ternowaner Wald über die Birnbaumer Kreide bewegen hätte, würde, meiner Auffassung nach, durch eine jüngere Bewegungslinie, an der sich beide gemeinsam über den Eozänenflysch aufgeschoben hätten, überschnitten werden.

Einen wichtigen Anhaltspunkt gewährt das innere, tektonische Gefüge der Grenzregion. Der Birnbaumer Wald bildet (nach Koßmats Aufnahme) einen prächtigen, doppelt geschwungenen Bogen, dessen Verlauf aus der Gegend von Idria in Südostrichtung (bis westlich Hotederschitz) zieht, dann in die Nordsüdrichtung umbiegend, gegen den Strelski vrh, von hier bei ONO- und OW-Verlauf bis Podkraj und schließlich in NNO- und NS-Richtung



*Fig. 26*

Maßstab: 1:400.000

bis Wippach zu verfolgen ist. Von hier wendet er sich abermals in die SSO- und schließlich in die Südostrichtung um, mit welcher er über dem Adelsberger Becken ausstreckt. (Siehe Fig. 13—16 und Karte in 43.)

Die Schubmasse entspricht daher einem verbogenen, breiten Faltenstrang.

Ich halte es für wichtig, zu konstatieren, daß die an die Knickungsbögen anschließenden Teile des Ternowaner Karses an dieser Biegung des Birnbaumer Waldes, wie aus Koßmats Karte ersichtlich ist, vollständig Anteil nehmen.

Das geologische Bild der Birnbaumer—Ternowaner Grenzregion erhält meiner Meinung nach nur durch Auflösung der Bewegungen in mehrere Phasen eine befriedigende Deutung. Wegen der Schwierigkeit, die Erscheinungen durch Beschreibung allein darzustellen, werde ich in fünf schematischen Figuren meine Auffassung näher erläutern. (Fig. 26, I—V.)

So klar das Einsinken der Kreide unter den Jura (beziehungsweise Trias) der Ternowaner Scholle am Südsaum (Raum von Zoll) und in der Umrandung des gewaltigen Halbfensters von Idria hervortritt, so auffällig ist die aus dem geologischen Kartenbild (Blatt Adelsberg) hervorgehende Tatsache, daß die Kreide in der Umsäumung der vorspringenden Südostpfeiler der Ternowaner Scholle nur randlich unter letztere (mit steilerer Neigung) hinabtaucht. Zweifelsohne liegt die moldenförmig verbogene Trias-Jurascholle (des südöstlichen Ternowaner Waldes) hier zum großen Teil direkt dem Eozän auf.

Die Kreide verhält sich hier in tektonischer Beziehung, in bezug auf die Verbiegung der Ternowaner [Birnbaumer] Scholle, wie das älteste basale Schichtglied derselben. Die (ältere) Überschiebungsfäche ist also mit verbogen worden. Dies läßt nur die Annahme zu, daß die gemeinsame Verbiegung und Verfaltung jünger ist, als die Aufschiebung der Ternowaner (Trias—Jura) Scholle auf die Birnbaumer Kreide. Da aber die bereits (gemeinschaftlich) verbogenen Ternowaner—Birnbaumer Schollen an ihrer Basis, unbekümmert um ihre innere Struktur, von einer weiteren, meist flach gelagerten Schubfläche durchschritten werden, auf welcher der Aufschub über das Eozän erfolgt ist, so muß die Existenz noch einer jüngeren Schubphase angenommen werden. Schließlich ist auch dieser Bau in der Flexur Zoll—Podkraj abermals (lokal) verbogen worden (und zwar in präpliozäner Zeit).

Es ergibt sich daher folgende Altersfolge der Störungen:

1. Entstehung der Ternowaner und Birnbaumer Wölbung (autochthone Knickung). (I in Fig. 26.)
2. Knickungs-Überschiebung des Ternowaner auf das Birnbaumer Gewölbe. (II in Fig. 26.)
3. Verfaltung und Verbiegung des Überschiebungsbaues zu einem s-förmig gebogenen Faltenstrang (autochthon). (III in Fig. 26.)
4. Bei neuerlich einsetzender starker Kompression: Überschiebung der beiden bereits miteinander verschweißten und

verbogenen Ternowaner—Birnbaumer Zonen über den Eozänflysch. (IV in Fig. 26.)

5. Vorpliozäne Verbiegung in der Grenzregion (Flexur—Zoll—Podkraj). (V in Fig. 26.)

6. Pliozäne (einheitliche) Randflexur der Ternowaner—Birnbaumer Scholle.

d) Der Südostrand der Birnbaumer Scholle.

Am Südostrand tritt nach Koßmats Karte und Mitteilungen eine weitere Teilschuppung hervor. Ein schmaler Randsaum, der Fortsetzung des Adelsberger Karstes entsprechend, sinkt hier nord- und nordwestwärts unter die Hauptmasse des Birnbaumer Waldes (Trias-Kreide) ein. Die Überschiebung setzt sich ostwärts über Planina in die Grenzstörung zwischen der Trias von Rakek und dem Adelsberger Kreidekarst fort. Sie zeigt hier schon rein dinarischen Verlauf. Nach Koßmats Kartenbild muß ich annehmen, daß die Teilschuppung des Birnbaumer—Adelsberger Karstes älter ist, als der gemeinsame Vorschub beider Schuppen über den Eozänflysch. Auch hier kann analog den im Birnbaumer—Ternowaner Grenzgebiet festgestellten Verhältnissen eine zwischen den beiden Schubphasen gelegene Verbiegung des älteren Überschiebungshauses angenommen werden. Vermutlich ist die Teilschuppung des Birnbaumer Waldes—Adelsberger Karstes gleichzeitig mit der Aufschiebung der Ternowaner Scholle über ersteren erfolgt.

e) Störung Loitsch—Oberlaibach (T. IV).

Zwischen Unterloitsch und Oberlaibach verläuft, wie man aus der Aufnahme von Koßmat schließen kann (43), eine Störung, welche den Hauptdolomit des Gebietes von Zaplana (Fortsetzung der Birnbaumer Scholle) von dem südöstlich angrenzenden Jura-Kreidegebiet scheidet. Nach dem diskordanten Abstoßen der Jura-Kreidezüge am Hauptdolomit und nach der auf der Karte ersichtlichen Lagerung des Jura von Loitsch scheinbar über dem Hauptdolomit des Zaplana-Gebietes möchte ich vermuten, daß hier eine Überschiebung des südöstlichen über den nordwestlichen Teil erfolgt ist. Ein einfacher Bruch kann meiner Ansicht nach die Erscheinungen nicht befriedigend erklären. Gegen Westen verschwindet diese Störung unter der auflagernden Decke der Ternowaner Scholle; im Osten taucht

sie unter das Quartär der Laibacher Senke hinab. Man fühlt sich versucht, die Entstehung dieser Überschiebung, welche älter oder gleich alt wie die sie übergreifende Ternowaner Decke ist, zur ersten Anlage des Pöllander Faltenbogens in Beziehung zu setzen. An der beschriebenen Überschiebung fände eine Abösung der schon typisch dinarischen (hier fast N-S streichenden) Trias-Jura-Kreidefalten von Franzdorf—Loitsch von den südlich vorliegenden, subalpinen Save-Falten (Pöllander-Falten) statt.

Es läge also eine Teilbewegung zur großen alpen-dinarischen Knickung vor.

Die Existenz der Störung Loitsch—Oberlaibach fügt sich somit gut in das angenommene tektonische Bild ein: Die Jurakreidemulde von Loitsch—Franzendorf, der tektonischen Fortsetzung des Birnbaumer Karstes entsprechend, schaltet sich gleichsam wie ein Keil zwischen die obere Ternowaner Decke und ihr ursprüngliches Liegend, das ist die beim Schub zurückbleibenden Pöllander Falten, ein. Sie spielt daher eine ähnliche Rolle wie der Grauwackenkeil des Bleßgebietes im Norden. Sowohl der Ternowaner Decke wie den Pöllander Falten gegenüber stellen die Jurakreidezone von Loitsch—Franzendorf und der Birnbaumer Karst die dinarische Vorlage dar. Beide erstgenannten wandten ihre Knickungsschübe der letzteren (dinarischen Vorlage) zu. Während aber die Ternowaner Scholle in Form einer freien „Überknickung“, in einem oberflächlichen Knickungsbogen darübergeschoben wurde, vermochte sich die Unterlage des Ternowaner Waides (Pöllander Falten) nur in Form einer „Unterknickung“ (mit gebirgsseinwärts gerichteter Konvexität) unter die Loitsch—Franzendorfer Scholle einzubiegen.

Der Nordrand der Birnbaumer—Loitsch—Franzendorfer Scholle entspricht genau jenem Saume, an dem sich der Stirnrand der Ternowaner Scholle (im Hangenden) und das Pöllander Faltensystem (im Liegenden) ursprünglich abgelöst hat. Es sind also Bewegungsdifferenzen zwischen den drei Schollen erkennbar: Stärkstes Vorgeleiten der oberen Ternowaner Decke, mäßigeres ihrer Unterlage (= Pöllander Faltenunterschiebung), dazwischen die Einkeilung der Loitsch—Franzendorf—Birnbaumer Scholle. In letzterer treten daher jüngere Schichten zwischen den vorgeprellten älteren entgegen. Aber auch die Loitsch—Birnbaumer Scholle war hiebei gleichzeitig in Vorbewegung begriffen gewesen, wie der (ältere) Aufschub der Birnbaumer Masse über die Adelsberger Kreide schließen lässt.

Das stärkere Bewegungsausmaß der (oberen und unteren) Ternowaner Scholle, gegenüber der Birnbaumer—Loitsch—Franzendorfer Masse, ist leicht zu begründen. Denn der Knickungsschub des „südalpinen“ Ternowaner Ge wölbes hatte nicht nur den dinarischen Zusammenschub der Birnbaumer—Adelsberger Zone allein zu kompensieren, sondern auch die Kompression der weiter einwärts gelegenen dinarischen Falten von Loitsch—Auersberg—Orle, durch den Vorschub zum Ausgleich zu bringen.

Schließlich müssen auch noch scheinbar Differenzen im Bewegungsausmaß, infolge der Verschiedenheiten in der resultierenden Bewegungs-

richtung — mehr gegen WSW in der Adelsberg-Birnbaumer Scholle, mehr gegen SW in der Temowanner Zone — berücksichtigt werden, die mit Richtungsänderung des (einlenkenden) dinarischen Bogenverlaufes zusammenhängen.

## D) Die Schubsscholle des Adelsberg-Schneeberger Karstes.

### 1. Die Randüberschiebung des Adelsberger Karstes über die Reka-Mulde.

markiert sich bekanntlich besonders in dem von Stache vor mehr als einem halben Jahrhundert entdeckten Fenster von Grafenbrunn<sup>141)</sup>, in welchem das Eozän noch 2 km innerhalb der Kreideumrahmung zutage tritt.

Schubert hebt hervor (80, S. 20), daß am Nordostrande der Reka-Flyschmulde „vielfach weit wichtigere Störungen ersichtlich sind. Auch hier treten auf großen Strecken Kreidekalke direkt an die Flyschmergel und Sandsteine heran, ähnlich wie in der Wippacher Mulde. Doch handelt es sich hier erwiesenermaßen nicht um eine Absatzlücke im Alteozän, sondern um eine durch Überschiebungen der Kreide über die Flyschgesteine bedingtes Fehlen der Kosinaschichten, Alveolinien- und Numulitenkalke“ (siehe Profile in 80). Aus dieser Angabe (80, 81) geht schon hervor, daß hier der Ausstrich einer bedeutenderen Schublinie vorliegt. „Nach Südosten zu verschmälert sich die Flyschzone in auffallender Weise und geht schließlich in die lange, schmale Grabenzone über, die sich östlich von Fiume über Buccari und durch das Vinodol bis Novi verfolgen läßt, wo sie dann in das Meer ausstreicht“ (80). Aus den vorliegenden Aufnahmen und Staches älterer Übersicht (87) ergibt sich, daß hier eine einheitliche Flyschzone existiert, die der Fortsetzung der Wippach—Adelsberger Mulde entspricht. Die tektonischen Verhältnisse im „Graben“ von Buccari sind nach Staches Profilen (10) als steile, zum Teil überkippte, tief muldenförmige Einfaltungen des Eozäns in die Kreide aufzufassen. F. Nopcsa (75 b) verzeichnet in seiner,

<sup>141)</sup> Schon Stache schreibt 1864: „In Rücksicht auf diese Tatsachen wird man zu der Ansicht ... gleichsam genötigt, daß die beiden betrachteten Ränder des Recea-Dreieckes in der Tat die Seiten einer Mulde vorstellen, von denen die eine (westliche) ihrer ganzen Länge nach ziemlich regelmäßig und mittelstiel aufgerichtet, die andere (östliche) bei gestörteren Lagerungsverhältnissen sogar faltenförmig übergebogen oder übergekippt ist (86, S. 57).

„Geologische Gründzüge der Dinariden“<sup>142)</sup> betitelten Arbeit (siehe Kartenskizze), scheinbar der Buccari-Spalte entlang, eine Deckengrenze. Wahrscheinlich liegt hier die Fortsetzung der Birnbaumer Überschiebung vor.

Ist diese Annahme zutreffend, so wäre die Birnbaumer—Adelsberger—Schneeberger Zone, samt dem kroatischen Karst in Bezug auf die vorliegende Eozänmulde als einheitliche Schub-scholle aufzufassen.

Die posteozäne, vermutlich miozäne Ternowaner—(Südrand) Birnbaumer—Reka-Überschiebung hat eine wohl schon vorher bogenförmig angelegte, tektonisch komplexe Kreiderandzone ergriffen. In einer älteren Phase wurde dieser Sedimentstreifen gefaltet, im Streichen verbogen und sodann in zwei Teilschabschollen zerlegt; hierauf bei Fortdauer der Kompression abermals verbogen und schließlich einheitlich weit über die Eozänvorlage vorgeschoben. Dabei wurden die durch die vorangehende Faltung und Schub erzeugten Wellen der Ternowaner—Birnbaumer—Adelsberger Scholle, unbekümmert um ihre innere Struktur, von der Überschiebung an der Basis abgeschnitten und weit vorgetragen. Die tektonischen Verhältnisse erweisen also auch hier den „zerrissenen Faltenschub“ als wichtigsten tektonischen Grundzug.

## 2. Die Grenze des Adelsberg—Schneeberger Karstes gegen die vorliegende Flyschzone.

Nur einige Worte mögen über die Fortsetzung des tektonischen Baues nach Südosten angefügt werden. Daß sich die am Südwestrand zweigeteilte Schuppe der Birnbaumer Mulde<sup>143)</sup> auf eine größere Erstreckung über die Adelsberger Eozän-Flyschmulde fortgesetzt haben muß, ergibt sich aus der Art und Weise, in welcher die Kreidezüge über den Schubrand ausstrecken. Die auch von Limanowski als Deckscholle gedeutete Kalkklippe „Na Huculi“, die inmitten des Flyschterrains der Adelsberger Bucht aufragt, muß wohl nach ihrer Position als Überschiebungszeuge aufgefaßt werden. Es liegt naturgemäß sehr nahe, wie

<sup>142)</sup> Nur ganz kuriosisch bezieht sich Nopcsa noch auf das alpidinärische Grenzgebiet.

<sup>143)</sup> Es ist wahrscheinlich, daß diese Teilschuppung schon bei der älteren, voreozänen Bewegungsphase angelegt wurde. Die jüngere Aufschiebung auf das Eozän erscheint durch das Herantreten der Teilschuhlinie ungestört.

es schon Koßmat erwogen, aber abgelehnt, Limanowski angenommen hat, die Eozänmulde von Adelsberg als ein „Fenster“ unter der Kreide des Birnbaumer—Schneeberger Karstes aufzufassen. In diesem würde auch noch im Starigrad die autochthone Kreide als normales Liegend des Eozäns (mit liburnischen Übergangsbildungen) emportauchen. Freilich stehen dieser Annahme die Angaben Koßmats gegenüber, welche sich auf ein Hinabtauchen der Kreide unter den Flysch und auf das Auftreten von Grenzkonglomeraten beziehen. In seiner neuesten Arbeit bezeichnetet aber Koßmat (59, Übersichtskarte, S. 14) auch den Nordsaum der Adelsberger Mulde als Überschiebungsrand, und zwar als Verlängerung der Birnbaumer Schubfläche.<sup>144)</sup> Da schließlich auch der Rand des Schneeberger Karstes gegen die Reka-Mulde (bis zum Adelsberger Becken heran) von Koßmat als „Überschiebungskontur“ akzeptiert wird, verbleibt nur mehr das schmale Stück am Ostsaum des Adelsberger Beckens als ungeklärt. Die Existenz einer bedeutenden Überschiebung am Südwestrand des Schneeberger Karstes legt, im Zusammenhang mit der nunmehr so weit und einheitlich verfolgten Schubgrenze am Birnbaumer Wald, die Auffassung nahe, daß auch dieses tektonisch sich prinzipiell nicht abweichend verhaltende Zwischenstück (Ostrand der Adelsberger Bucht) einer analogen Störung entspricht.

## E. Einige allgemeine Bemerkungen über die Tektonik des Hochkarstes.

### a) Absolutes Alter der Bewegungsphasen.

Es wurde auf Grund der vorliegenden Beobachtungssachen die Existenz eines älteren und eines jüngeren Gebirgsschubes festgestellt. Vorangehend, dazwischen eingeschaltet und nachfolgend wurden autochthone Faltungen und Verbiegungen angenommen. Bezüglich der zeitlichen Einordnung dieser Vorgänge in das geologische Altersschema kann folgendes bemerkt werden:

1. Die Schubbewegungen sind angesichts der Mitbeteiligung oberkretazischer Schichten zweifelsohne postkretazisch. Die

---

<sup>144)</sup> Siehe Anmerkung S. 189.

piazänen Einebnungen greifen über die tektonischen Einheiten hinweg (unteres Pliozän als obere Altersgrenze).

2. Die inneren Bewegungen (Schub der Ternowaner auf die Birnbaumer Scholle, letzterer auf den Adelsberger Karst) sind zweifellos älter als die äußeren (Überschiebung auf den Eozäntlysch).

3. Die inneren Bewegungen sind vermutlich gleichzeitig mit der Ausbildung der Randüberschiebung der Julischen Alpen vor sich gegangen.

Denn die Eindrehung der Ternowaner Scholle konnte nur unter der Voraussetzung erfolgen, daß sie an einer Schubfläche sich von der (nicht in gleichem Grade eingedrehten) Jußischen Masse ablösen und sich unter dieser einschieben konnte.

4. Die inneren Bewegungen haben, worauf auch Koßmat hingewiesen hat, schon im Alttertiär stattgefunden, da der Ablagerung des transgredierenden Oligozäns (Bischofslack!) bereits die Hauptstörungen im Gebirgsbau und große Abtragungen vorangegangen waren (58, S. 520).

Ein vorobcroligozänes Alter derselben kann daher als ziemlich sicher gelten. Hier fragt es sich nur, ob die Schubbewegungen schon vor der Transgression des Mittelozäns (im Alteozän) oder erst im Obereozän-Altoligozän eingetreten sind. Da, dem Überschiebungsvorgang zeitlich vorangehend, eine autochthone Faltung angenommen werden konnte, erscheint es möglich, letztere in vormitteleozäne Zeit, den Schub aber nachmitteleozän (obereozän—altoligozän) anzusetzen. Es wäre aber auch möglich, die Überschiebung etwas älter und in engerem Anschluß an die Faltung einzureihen.

Am Krainski reber (Steiner Alpen) transgrediert schon marines Mitteloligozän über die im Fenster bloßgelegte Unterlage der Schubmasse. Dies deutet hier eher auf eine frühere Ansetzung der Hauptschubbewegungen.<sup>144a)</sup>

Die äußeren Bewegungen sind jüngere Vorgänge (große, einheitliche Ternowaner—Birnbaumer—Adelsberger Überschiebung über den Eozäntlysch). Hier haben die Schubbewegungen, wie an der „Frattura periadriatica“, bis ins Miozän hinein ange-

---

<sup>144a)</sup> Wahrscheinlich ist der Vorschub der Steiner Alpen aber noch älter, als jener der Julischen Alpen und zeitlich und kausal mit der Faltung der innersten dinatischen Karstzonen verknüpft.

dauert. Dafür sprechen die Analogien mit der friaulischen Außenzone, die genetischen Beziehungen zu den korrelaten, in Julischen Alpen festgestellten, jungen Schubstörungen und die postoligozänen Knickungen des Ternowaner Systems, die als zugehörige Teilbewegungen einer jüngeren Randüberschiebung gedeutet werden können. Die (hier als älter angenommene) Ternowaner-Pölländer Überschiebung zeigt eine dem Überschiebungsvorgang gegenüber jüngere Verbiegung und Verfaltung von sehr bedeutendem Ausmaß (insbesondere Aufbaumung der Blegaš- und Mackovica-Kuppen). Diese Erscheinungen weisen dort auf ein früheres Erlöschen der Schubbewegung und auf das Nachfolgen noch tiefgreifender Gebirgsstörungen hin, welche ohne weiteres als Begleiterscheinung einer weiter im Südwesten erfolgenden Knickungsüberschiebung betrachtet werden können. Auch dieser Umstand begünstigt die Annahme eines etwas höheren Alters der Ternowaner Schubfläche.

Ich vermute daher für die Ternowaner-Pöllander Überschiebung ein jungeozän.-altoligozänes, für die Aufschiebung auf den Eozänllysch ein miozänes Alter, zumindest aber eine Fortdauer der Bewegungen im Miozän.

Da sich in die Zeiträume zwischen den Schüben, ihnen vorangehend und nachfolgend, autochthone Verfaltungen einschalten, so ergibt sich ein sehr wechselvoller Rhythmus des tektonischen Geschehens.

#### b) Bewegungen während der Bildung des Eozänllysches.

Auf eine Fortdauer tektonischer Bewegungen während der Sedimentation des Eozäns deuten die Ergebnisse der Untersuchungen Müllers (74 b) bei Görz. Hier zeigt sich in einer höheren Abteilung des Flysch (über der tieferen „Mergelstufe“) ein Komplex von roten und gelbgrauen Sandsteinen, Konglomeraten und rotem Letten (= „Sandsteinstufe“ Müllers). Die Konglomerate sind zum Teil groß und mächtig ausgebildet und enthalten abgerollte Kreidekalke und Hornsteine. Die Konglomeratentwicklung hält sich nur an den Nordteil des durch die obere Sandsteinstufe bedeckten Terrains. Das rasche Auskeilen der Konglomerat- und Sandsteineinlagen und ihre grobe Beschaffenheit lässt eine Entstehung durch lokale Einflüsse annehmen. Letztere können am einfachsten in einer Aufwölbung der nördlich anschließenden Ternowaner Scholle (Antiklinale des Monte Sabotino—M. Santo) angenommen werden. Im Hinblick darauf verdient die Beobachtung Müllers Beachtung, daß die Konglomerat-Sandsteinstufe am (beziehungsweise unter) dem Schubrand der Kreide nicht mehr hervortritt, woselbst die ältere

„Mergelstufe“ vorherrscht. Vermutlich wurde also noch während des Eozäns im Zusammenhang mit der Aufwölbung der Kreidescholle, die Randzone des Eozänmeeres, in der sich die „Mergelstufe“ gebildet hatte, gehoben und dem Festlande angegliedert. Über diese hinweg wurde grober Kalkschutt und rote Verwitterungserde (rote Letten und Sandsteine!) dem südlicheren, noch verbliebenden Meeresteil zugeführt.

Die genannten Erscheinungen lassen also die Fortdauer tektonischer Bewegungen während des Eozäns mutmaßen, analog jenen Anzeichen, die ich bereits a. a. O. (131, S. 73—74) vom Kolowrat beschrieben habe.

### c) Älterer und jüngerer Schub.

Zwischen der älteren und jüngeren Schubbewegung der Hochkarst-Schollen besteht meiner Auffassung nach ein gewisser Unterschied. Die ältere Knickung ist entstanden, als die Ternowaner Scholle noch einem rein alpinen Gewölbe entsprochen hat, und unter dem Einflusse der sich ausbildenden, mittleren, dinarischen Falten, zu deren Kompensation geknickt und über ihre Kreidevorlage vorgebogen wurde. Die Überschiebung entwickelte sich im Westen aus einem alpinen Bauelement (Ternowaner Wölbung) und endete im Osten wieder an einer alpinen Falte (Littauer Wölbung). Anders die jüngere Schubbewegung. Die dinarische Gebirgsbewegung war schon weiter nach Außen vorgedrungen. Die neu entstehende Schubfläche, die Ternowaner und Birnbaumer Scholle gemeinsam erfaßte, lief gegen SO hin in einer dem dinarischen System angehörigen Gleithahn aus. Die Ternowaner Scholle war somit durch die beiden Bewegungen dem dinarischen Faltenbogen mehr oder minder einverleibt worden.

Der dinarische Einfluß mußte sich zur Zeit des jüngeren Schubs auch in den nördlich anschließenden, alpin orientierten Zonen ausprägen. Ich sehe seine Wirkungsäußerungen in der früher so eingehend geschilderten doppelten Knickung des Julischen Gebirgskörpers und seiner Vorlage (Matajur—Kolowrat), ferner in der Verbiegung am Ostrand des Sairacher Berges, in den Verfaltungen und jungen Knickungen im Blegašgebiete, und in den Verstellungen des Pöllander Deckschollengebietes.

Es liegt meiner Meinung nach in diesen, auch auf transversale Raumverbiegung abzielenden Bewegungen die Kompensation für den jüngeren Zusammenschub der äußeren dinarischen Gebirgsteile vor.

Auf noch jüngere miozäne und postmiozäne Verbiegungen, die sich wohl unmittelbar an die ältertiären anschließen, werde ich noch später zu sprechen kommen.

d) Einführung der Sedimentzonen in den ursprünglichen Ablagerungsraum.

Auf Fig. 13 bis 15 S. 150 habe ich den Versuch unternommen, dem Entwicklungsgange des Gebirges gemäß, die ursprüngliche Zonenanordnung wieder herzustellen.

Infolge der Eindrehung der Ternowaner Wölbung sind naturgemäß die an der Schubfläche ausstreichenden Schichtköpfe<sup>145)</sup> der einzelnen Lagen von ihrer Tiefenfortsetzung abgetrennt worden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Kreidezüge des Ternowaner Karstes, die nach Stach's Karte (88) (und nach meinen eigenen Begehungen) am Mt. S. Daniele bei Görz über den Flyschrand an der Überschiebung ausstrecken, vor dem Schub in dem Oberkreidezug von Idria ihre ursprüngliche Fortsetzung besaßen; weiters, daß die anschließenden Unterkreidekalke von Ternowa ursprünglich mit jenen der Zone von Idria—Hotederschitz in Verbindung gestanden waren. Die Lias—Jurazüge, die nordöstlich Ternowa am Deckenrande ausstrecken, bildeten wahrscheinlich die einstige Fortsetzung jener von Oberlaibach, der Triasaufbruch nordwestlich Haidenschaft vielleicht jene der Triasantiklinale von Franzdorf. Das Trias—Juragebiet des Javornik endete ostwärts vielleicht in jenem des Krim (Südrand des Laibacher Moores). Die mittelobertriadischen Züge der zentralen Ternowaner Scholle (Idrica—Tribuša-Gebiet) verbanden sich einst über die (Blegaš-) Pöllander Falten mit der Triaszone von Auersberg—Weichselburg.

Die fehlenden Verbindungsglieder liegen teils unter den Schubdecken begraben, teils sind sie der Erosion zum Opfer gefallen. Die einzelnen Glieder sind voneinander losgerissen und bedeutend verschoben worden. Durch Rückgängigmachung der Bewegungen läßt sich, wie ich glaube, die ursprüngliche Anordnung wieder im Großen und Ganzen rekonstruieren.

<sup>145)</sup> Die entstehende Überschiebung hat das Gewölbe schief durchschnitten.

Die bogenförmige Faltung des alpin-dinarischen Grenzgebietes konnte in den nördlichen, inneren Teilen nur in Form einer Anpassung an die alpinen Strukturen; von der Fortdauer alpiner Druckkräfte begleitet, zur Auslösung gelangen, während die äußeren, der Adria zugewendeten Teile (Reka-Wippachmulde—Küstenkarst) in viel ungestörterer und einfacherer Weise die bogenförmige Einlenkung ihres dinarischen Streichens in die OW-Richtung zu vollziehen<sup>146)</sup> in der Lage waren. (Siehe Fig. 20, S. 161.)

#### IV. Der Bau der Savefalten.

##### A. Die westlichen und mittleren Teile.

###### 1. Allgemeines.

Wie auf S. 181—182 ausgeführt wurde, dringt der Westteil der Savefalten gegen Norden (Nordosten) über die Julische Außenzone vor und begräbt letztere auf größere Erstreckung unter sich.

Dies regt die Frage an, ob sich auch noch in den mittleren Teilen der Savefalten Anzeichen für eine große, nord-(nordöst.) gerichtete Schubbewegung des Gebirges über den Rand der Steiner Alpen (= Fortsetzung der Julischen Alpen) finden lassen.

Ich würde auf diese hypothetische Frage nicht näher eingehen, wenn nicht gewisse Momente vorhanden wären, die eine solche Auffassung in der Tat begünstigen.

Der bei Betrachtung des geologischen Kartenbildes besonders in die Augen springende Bau der Savefalten geht auf sehr jugendliche, nachmiozäne Gebirgsbewegungen zurück.<sup>147)</sup> Noch die sarmatische Stufe ist den Falten, Überkipplungen und Schuppen einverleibt. Weiter draußen, im kroatischen Anteil des Gebietes, sind sogar noch die pontischen (= phiozänen) Ablagerungen in Faltenwellen gelegt. Viele Umstände, von denen einige schon früher hervorgehoben wurden, weisen aber darauf hin, daß die Grundanlage des Gebirgsbaues viel älter ist und sogar

<sup>146)</sup> Aber auch hier gibt es Anzeichen lokal stärker hervortretender, transversaler Verfaltungen, zum Beispiel enge Verfaltung von Präwald, Querantikinale von Senosetsch usw. Sie entsprechen den beim Gebirgszusammenschub ganz allgemein auftretenden, seitlichen Kompressionen an geknickten Eogenstellen.

<sup>147)</sup> Dasselbe gilt auch vom Südrand der Steiner Alpen (Überkippung sarmatischer Schichten!).

bis in die Kreidezeit zurückreicht (Koßmat; 59). Das Oligozän und Miozän greift schon über verschiedene Schichtglieder der Trias und auch des Karbons hinweg. So lagern zum Beispiel bei Ratschach a. d. Save untermiozäne Sedimente über Raiblerschichten und im Tüfferer Gebiete über Muschelkalk. Nach Tellers Karte (11) transgredieren sie nordwestlich Sawa sogar auf Karbon. Auch das Oligozän liegt (nach Teller) mehrfach direkt karbonen Sedimenten, und die Oberkreide von Domžale nach Koßmat dem Muschelkalke auf (usw.).

In einem Raum, in dem sich seit dem höheren Mesozoikum bis nahezu in die Gegenwart faltende und schiebende Bewegungen abgespielt haben, wird sich naturgemäß ein äußerst kompliziertes und mannigfaltiges tektonisches Bild ergeben, dessen Enträtselung mit großen Schwierigkeiten verbunden sein muß.

Die nachfolgenden Ausführungen mögen nur als Andeutung und Anregung zu einer Lösung betrachtet werden.

Eine große Schwierigkeit in der tektonisch-stratigraphischen Deutung der Savefalten besteht in dem unvermittelten Auftreten von zwei Hauptzügen des sogenannten Pseudo-Gailtaler Schiefers. Durch die Begehungen von Teller (116) und den Fossilfund Riedels<sup>148</sup>) konnte wenigstens die Altersstellung dieser Schichten hinreichend geklärt werden. Es handelt sich um einen ladinischen Gesteinskomplex, wohl von gleichem Alter, wie jener, der den Südfuß der Steiner- und Julischen Alpen begleitet und dort unmittelbar über einem aus älteren (altersunsicheren) Grauwacken und Schiefern gebildeten Sockel transgrediert. Die Lagerungsverhältnisse konnten keinen Anhaltspunkt für die Altersdeutung bieten, wie Teller (122, S. 20), auf seine erfahrungsreiche Aufnahmestätigkeit rückblickend, hervorhebt: „Das Schichtenmaterial des in Rede stehenden Gebietes ist durchwegs außerordentlich steil, ja vielfach senkrecht aufgerichtet, und wiederholt an parallelen Längsbrücken disloziert, so daß aus den Lagerungsverhältnissen allein eine Gliederung der Schichtfolge schwer abzuleiten ist.“

Auch A. Bittner (7), bekanntlich ein hervorragender Aufnahmsgeologe, hat sich geradezu resigniert über die stratigraphische Einordnung dieses Komplexes in die Schichtfolge auf Grund der Lagerungsverhältnisse geäußert.

---

<sup>148</sup> Daonella Lomellii (Teller 116, S. 210).

Die große Schwierigkeit besteht darin, daß im Bereiche der Savefalten eine gut entwickelte, gliederbare, normale Sedimentserie vorliegt, welche eine lückenlose Schichtfolge vom Oberkarbon über das Perm bis in die Obertrias aufweist. Sie zeigt aber (den Randteil am Laibacher Becken ausgenommen) nirgends die Einschaltung jener so merkwürdigen, ladinischen „Pseudo-Gailtaler“ Entwicklung, welche in zwei schärfer begrenzten, langgestreckten Zügen zutage tritt. Der eine begleitet die (nördliche) Trojana-Antiklinale an ihrem Nordrande, während der südliche Zug inmitten des Gebirges, am Nordrand der Tüfferer Mulde hervortritt.

Leider sind zu dem prächtigen Kartenblatte Tellers Cilli-Ratschach (111) keine Erläuterungen erschienen. Man ist daher vornehmlich auf das Studium der genau ausgeführten Karte selbst und auf kurze Aufnahmsberichte (hauptsächlich im Jahresberichte des Direktors der Geologischen Reichsanstalt) angewiesen. Da zeigt es sich, daß die von Bittner hervorgehobenen Schwierigkeiten durch die Neuaufnahme nicht vermindert, sondern eher vermehrt wurden. In der breiten, im Kern von Karbon gebildeten Wölbung der Trojana-Antiklinale baut sich überall, wo nicht untergeordnete Gleitungen stattgefunden haben, ein ganz normales und regelmäßiges jungpaläozoisch-triassisches Profil (Oberkarbon, Grödener Sandstein, Muschelkalk, Schlerndolomit) auf.

Am Nordabfalle der Trojana-Antiklinale stellt sich unvermittelt (in ein oder zwei Streifen gespalten) die Zone der Pseudo-Gailtaler Schiefer ein, die Teller unter der Bezeichnung „Schiefer und Grauwacken von paläozoischem Habitus im Hangenden als Muschelkalk“ und als „graue Plattenkalke und Kalkschiefer von Franz-Lotschitz“ (111) zusammenfaßte. Sie treten nach Tellers Karte mit verschiedenen Schichtgliedern der normalen mesozoischen Entwicklung in Berührung. Ihr Kontakt ist, wie schon aus Tellers Angaben (122) hervorgeht, durch Störungen bedingt: So grenzen sie auf weite Erstreckung an Perm (oder Karbon), stellenweise an den Schlerndolomit und kommen hauptsächlich mit dem Muschelkalk<sup>149)</sup> in Berührung. Ein normales Profil, in welchem die Einfügung dieser Schichtserie in das bekannte stratigraphische Schema möglich wäre, ist der Karte nicht zu entnehmen, was um so mehr befremdet, als die unmittelbar anschließende, auf weite streichende Erstreckung parallele Antikinalwölbung vollständige Triasprofile ohne Einschaltung von Pseudo-Gailtaler Lagen trägt.

Dies legt den Gedanken nahe, daß die Grenze zwischen dem Karbon-Triasgebiete der Trojana-Antiklinale und der Pseudo-Gailtaler Zone nicht mehr den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen entspricht.

Eine vielleicht noch größere Schwierigkeit birgt das Auftreten des südlicher gelegenen Parallelzuges von Pseudo-Gailtaler Schichten in der

<sup>149)</sup> Alpiner Muschelkalk (der anischen St.).

Tüfferer Mulde in sich. Hier hat speziell Bittner (7, S. 477—478) darauf hingewiesen, daß die Einschaltung dieses Schichtkomplexes in irgendeinem triadischen (oder paläozoischen) Niveau daran scheitert, daß sowohl nördlich dieses Zuges, — an der Trojana-Antiklinale — als auch südlich derselben — an der Littauer Falte — zwar sehr gut erschlossene, aber durchaus normal entwickelte triadische Schichtfolgen wahrzunehmen sind. Keine Spur der zwischen beiden Faltenzonen so mächtig entwickelten Pseudo-Gailtaler Serie schaltet sich hier in der Schichtfolge ein. In der Tüfferer Antiklinale (Nordflügel) ist dabei die Sedimentfolge von Oberkarbon bis zu den Dachsteinkalkeen geschlossen sichtbar.

Die Betrachtung von Tellers Neuaufnahme zeigt also in Erweiterung älterer Beobachtungen (141, 94) (7), daß im Bereich der Save-Falten; von Norden nach Süden fortschreitend, ein zweimaliger Wechsel von ladinischer Pseudo-Gailtaler Fazies und normaler Triasentwicklung zu konstatieren ist, der durch keine Übergänge gemildert erscheint.

Hier mögen nun einige regionaltektonische Erwägungen zur Erklärung der Erscheinungen herangezogen werden.

## 2. Die tektonische Rolle der Pseudo-Gailtaler-Zone am Nordrand der Save-Falten.

Betrachtet man den Bau der Trojaner Antiklinale vom tektonischen Gesichtspunkt aus, so zeigt es sich, wie schon angegeben, daß ihrem Nordrand entlang eine sehr durchgreifende tektonische Trennungslinie verlaufen muß. Das Abstoßen verschiedener Triasglieder (Schlerndolomit, Muschelkalk, Werfener-schichten, auch Perm) am Pseudo-Gailtaler-Schiefer und die Erscheinung, daß auch innerhalb der Triasprofile am Nordabfall der Wölbung tektonische Reduktionen der Schichtglieder (zwischen dem Karbon und dem Schlerndolomit) eintreten, weist unbedingt darauf hin, daß dem Nordrand der Trojana-Antiklinale entlang ein Bewegungshorizont verläuft.

So ist auf Tellers Karte (111) in typischer Weise das Ausbleiben der Zwischenglieder (zwischen Karbon und Schierndolomit) am Nordrand der Velka planina (1206), der Mrzlica planina, des Gosnik, des Mali Dost-Zuges usw. zu ersehen. Es handelt sich hier gewiß nicht um Zufälligkeiten, sondern um eine Gesetzmäßigkeit; wenn man im Gegensatz hiezu die regelmäßigen Profile an der Südabdachung der genannten Berge vergleicht. Diese konstante Ausschaltung ganzer Schichtglieder

weist auf eine größere einheitliche Bewegung der betreffenden Schollen hin.<sup>149a)</sup> Unbeschadet der bedeutenden, jüngeren postmiozänen Verfaltungen und Verbiegungen ergibt sich doch aus dem Kartenbild die bemerkenswerte Tatsache, daß die Triasschollen der Trojana-Wölbung dem Pseudo-Gailtaler Komplex aufgeschoben sind, daß also hier zum Teil ältere über jüngeren Schichten aufruhen.<sup>150)</sup>

Man betrachte nur den langgedehnten Jasownik-(716 m)-Kozicazug (972 m), dessen Kamm von Schlerndolomit und (unterer) Muschelkalk gebildet wird, unter welchen die Pseudo-Gailtaler Schiefer ersichtlich hinabtauchen. Am Tousti vrh und St. Magdalenberg, sowie am benachbarten Buchberg gewinnt man nach Tellers Karte durchaus den Eindruck flacher Auflagerung des älteren Muschelkalkes über ladinischem Pseudo-Gailtaler Schiefer.

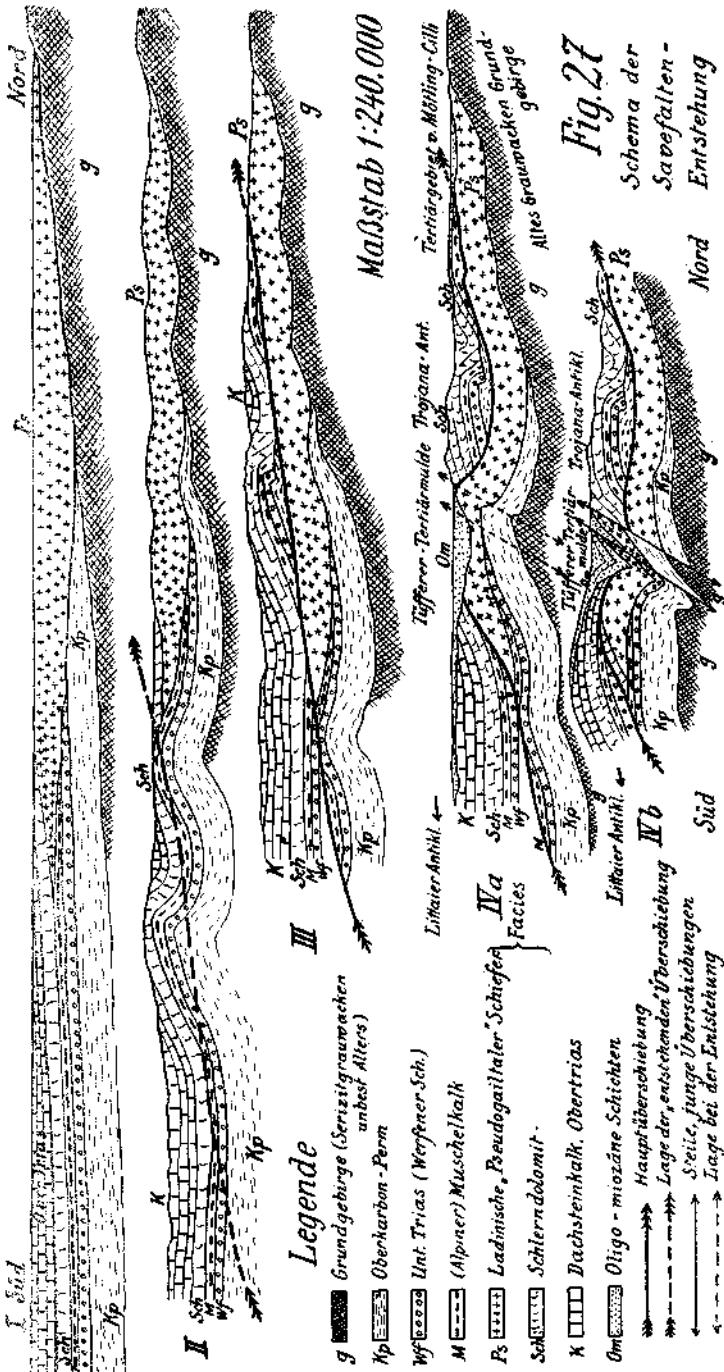
Ich vermute, daß die Annahme einer nordgerichteten Schubbewegung des Save-Gebietes über die nördlich vorgelagerte Region des Pseudo-Gailtaler Schiefers die Verhältnisse am besten zu erklären vermag, wobei freilich noch sehr starke, nachträgliche Modifikationen des Baues in Rücksicht zu ziehen sind (miozäne und postmiozäne Faltungen).

Zur Versinnbildlichung meiner Vorstellung über die Art des Überschiebungsvorganges (und der nachfolgenden Störungen) mögen die Skizzen Fig. 27 dienen. Das Abstoßen verschiedener Schichtglieder an der ladinischen Pseudo-Gailtaler Basis läßt annehmen, daß die Überschiebung ein Faltensystem betroffen und dieses an einer den Wellenbau glatt durchschneidenden Gleitbahn gegen Norden vorgeschoben hat. (Siehe Fig. 27, II, III.) Es zeigt sich aber noch eine Modifikation. Der plastische Karbonschiefer hatte scheinbar die Eigenschaft, gleich einem Intrusivgestein sich entlang der Bewegungsfugen, zwischen den aneinander vorbeigleitenden Gesteinsmassen einzuschieben; in ganz ähnlicher Weise, wie es Koßmat aus den Bergbauaufschlüssen von Idria geschildert hat. (Siehe S. 170.)

So breitet sich das Karbon an der Basis der abgeschnittenen Triasfalten, unter dem nördlichen Antiklinalflügel der Trojana-Wölbung weiter gegen Norden aus (siehe Fig. 24), als es ihm seiner stratigraphischen Position nach zukommen würde. Dadurch entstand wohl das erwünschte Abstoßen einzelner Triasglieder am Karbon.

<sup>149a)</sup> Ähnliche tektonische Bilder hat O. Ampferer aus dem Kaisergebirge beschrieben. (J.-B. d. geol. B.-A. 1921, S. 162 bis 163.)

<sup>150)</sup> Schon Zollikofers Profile zeigen hier vielfach Auflagerung des (unteren) „Muschelkalkes“ über den ladinischen Pseudogaitlerschiefern (von Zollikofers noch als paläozoisch gedeutet). Zum Beispiel: diskordante Kalkscholle über Pseudogaitlerschiefer am Kozicaberg; Muschelkalkschollen südwestlich Cilli usw. (141, S. 169.)



Ich glaube, daß die Eigenschaft des Karbons, gegenüber den auflagern-Triasgesteinen vorauszueilen, auf Geschwindigkeitsdifferenzen in einem einheitlich und bedeutend vorbewegten System, das von verschiedenartigen Materialien zusammengesetzt ist, zurückgeführt werden kann.

### 3. Der südliche Parallelzug der Pseudo-Gailtaler Schiefer.

Ein zweiter Zug von Pseudo-Gailtaler Schiefer (ladinischen Alters) begleitet den Nordrand der Tüfferer Mulde. Die Südgrenze des Zuges wird fast ausschließlich von jungtertiären Sedimenten gebildet. Nur bei Vode südlich von Trifail taucht er scheinbar unter den Schlerndolomit der südlich folgenden Littauer Wölbung hinab. Der Nordrand des Pseudo-Gailtaler-Zuges dagegen ist durchwegs durch eine schon von Bittner vermutete Störung gegeben, welche im Kartenbild außerordentlich deutlich hervortritt. Ihr Verlauf erweist sich ganz unabhängig von den Schichtgrenzen. Die Störung schneidet verschiedene Horizonte scharf ab.

So wird, wie man aus Teilers Karte ersieht, Schlerndolomit, Muschelkalk, Werfener Schiefer, Perm und Karbon von der „Pseudo-Gailtaler“ Grenze scharf abgetrennt. Am häufigsten tritt der ladinische „Pseudo-Gailtaler“ Zug als scheinbares Hangendes mit dem Schlerndolomit in Kontakt, obwohl er bei seinem erwiesenen ladinischen Alter dessen Liegendes bilden sollte. Aber auch hier liegt, wie die an- und abschwellende Mächtigkeit des durchschnittenen Dolomitzuges beweist, ein tektonischer Kontakt vor. Bei St. Georgen wird sogar eine flacher gelagerte Synklinale von der steilen Grenze quer durchschnitten, so daß der Pseudo-Gailtaler Schiefer auf kurze Distanz mit allen Schichten vom Karbon bis zum Schlerndolomit in Berührung tritt.

Diese Erscheinungen machen es zur Gewißheit, daß die Nordgrenze des Pseudo-Gailtaler-Zuges gegen die Tüfferer Bucht nicht einer stratigraphischen Auflagerungsfläche; sondern einer einheitlichen, tektonischen Störung entspricht, welche auf mindestens 30 km Erstreckung festgestellt werden kann. Ihr Verlauf ist ein rein ostwestlicher. Ich vermute nach dem Kartenbild und nach Bittners Profilen (siehe 7, S. 538), daß es sich hier um eine steile Schuppung an dem tektonisch besonders stark beanspruchten Nordrand der Tüfferer Mulde handelt.

Für das Alter dieser Bewegung gibt es einen Anhaltspunkt. Da das Miozän der Tüfferer Bucht an dieser Störung nicht Anteil nimmt, dürfte ihre Ausbildung schon in die vormiozäne Zeit fallen.

Auch der Südrand des Pseudo-Gailtaler-Zuges und seiner Leitha-Kalkdecke wird durch eine Schuppung gebildet. (Fig. 27.)<sup>151)</sup>

Denn das hier meist angrenzende Oligozän entspricht nicht, wie erwartet werden könnte, der normalen Auflagerung auf den Pseudo-Gailtaler Schiefer. Vielmehr ist der Kontakt, wenigstens aus der Gegend östlich von Trifail, bis zum Ostende des Pseudo-Gailtaler Zuges, das ist auf mindestens 22 km, als eine bedeutende Störungslinie, erwiesen. Aus der Gegend von Tüffer sind diese abnormalen Lagerungsverhältnisse schon von Zöllikofer richtig erkannt (141) und als Verwerfung und Überschiebung bezeichnet worden. Sie sind später von Bittner eingehend erörtert worden. Letzterer hat auch auf die weitere Erstreckung der Dislokation aufmerksam gemacht. Hörnkes<sup>152)</sup> hat sie als Aufschiebung des Südfügels auf den Nordflügel der Mulde gedeutet. Die Störung prägt sich am sinnfälligsten darin aus, daß über dem steil aufgerichteten Pseudo-Gailtaler Schiefer und über einer transgredierenden schmalen Zone von mediterranem (miozänen) Leithakalk und Andesit, das Oligozän, welches die Basis der miozänen Muldenfüllung in der Tüfferer Bucht bildet, anomal aufliegt. Zwischen dem Oligozän und dem unterlagernden schmalen Leithakalk—Andesitzug des Miozäns, beziehungsweise wo dieser aussetzt, zwischen dem Oligozän und dem Pseudo-Gailtaler Schiefer der Trias, zieht also eine durchgreifende tektonische Linie durch. Sie kann erst in post-(spät-)miozäner Zeit entstanden sein.

Aus diesen Angaben folgt, daß der Nordrand der Tüfferer Mulde von einer doppelten, teils prä-, teils postmiozänen Schuppung eingenommen wird, welche wohl als Begleiterscheinung der starken Kompression am steiler aufgerichteten Nordflügel der Mulde aufzufassen ist.

Der Nachweis, daß der Pseudo-Gailtaler-Zug als „Schuppe“ zu betrachten ist, legt die Annahme nahe, daß hier ein Teil des in einer älteren tektonischen Phase überschobenen Pseudo-Gailtaler Untergrundes an sekundären, jüngeren Störungen aufgepreßt und mit seiner Decke verschuppt wurde. (Fig. 27, IV a, IV b.)

Wie die Blößelegung der Pseudo-Gailtaler Schiefer schon im Oberoligozän erweist, muß das Zutagetreten der vorher überschobenen Basis schon vor dem Oberoligozän (beziehungsweise im Unter-Mitteloligozän) eingetreten sein, sich vermutlich bei Wei-

<sup>151)</sup> Eine Darstellung der jungtertiären Tektonik ist hier nicht beabsichtigt. Es wird hierauf nur so weit eingegangen, als es zur Erkenntnis des älteren Baues nötig erscheint.

<sup>152)</sup> 36 b, S. 81.

terausgestaltung der Tüfferer Mulde, an der Wende von Oligo- und Miozän (vgl. Bittner's vermiozäne Störungsphasen!) fortgesetzt und schließlich in postmiozäner Zeit bei der letzten, maßgebenden Auffaltung der Tüfferer Zone in Form einer jüngeren Schuppung neuerdings eine starke Akzentuierung erfahren haben.

Der Pseudo-Gailtaler Zug der Tüfferer Mulde würde dieser Auffassung nach ein Fenster innerhalb der weit (15—20 km) gegen Norden (Nordosten), vorgeschobenen Trojana-Littauer Decke darstellen. Die Öffnung des Fensters wäre durch jüngere (posteozäne) Bewegungen erfolgt, die schon am Ende des Alttertiärs bedeutende Abtragungen veranlaßt und den Pseudo-Gailtaler Untergrund bloßgelegt hätten, so daß die Sotzkaschichten und miozänen Ablagerungen darüber hinweggreifen konnten. Die Trojana-Wölbung würde somit in ihrer Gesamtheit auf einem jüngeren, aus ladinischen Pseudo-Gailtaler Schiefern bestehenden Untergrund als Deckscholle schwimmen.

Die Faziesverhältnisse der Trias finden unter dieser Annahme eine einfache Deutung.

Die Pseudo-Gailtaler Entwicklung der Tüfferer Bucht stellt sich dann als südliche Fortsetzung jener am Nordrande der Trojana-Antiklinale (Franz—Cilli) gelegenen dar. Sie entspricht der transgredierenden, mitteltriadischen Randfazies an der den Steiner Alpen—Menina vorgelagerten Grundgebirgsschwelle (Köbmatt, 59). Die mesozoischen Bildungsräume der Trojana und Littauer Antiklinale, einander faziell eng zugehörig, schlossen sich einst erst im Süden an den Bereich der Pseudo-Gailtaler Fazies an. Gegen Westen hin scheinen sich zwischen beiden Faziesbezirken schon im Bereiche der Savezone als vermittelnder Übergang weniger mächtige Einlagerungen von Pseudo-Gailtaler Schiefer (zwischen Muschelkalk und Schlerndolomit) einzustellen, wie sie Tellers Karte am Zuge der Svetaplana angibt, und wie sie dann in bedeutenderem Ausmaß (nach Köbmatt) jenseits des Laibacher Beckens, als normale Schichtglieder der triadischen Folge des Bischofacker Gebietes eingeschaltet erscheinen.

#### 4. Anzeichen größerer tektonischer Bewegungen in der östlichen Fortsetzung der Tüfferer Mulde. (T. IV.)

Über eine eventuelle Fortsetzung des angenommenen Schuppenbaues aus der Save-Zone gegen Osten hin lassen sich keine sicheren Angaben machen, da hier jungtertiäre Bildungen weit hin das ältere Gebirge verhüllen. Nur aus indirekten Kriterien

möchte ich schließen, daß die Schubbewegungen, wahrscheinlich abgeschwächt, auch an der Basis der östlich anschließenden kroatischen Triaswellen, die aus dem Miopliozängebiet emportauchen, noch ihre Verlängerung finden. An der kleinen, aus dem Tertiär auftauchenden mesozoischen Insel südlich von St. Georgen a. d. Südbahn zeichnet D r e g e r (18 b) den Schlerndolomit<sup>153)</sup> unmittelbar über Karbon gelagert.

Im Rudenza-Gebirge ruht nach den Aufnahmen G o r j a n o v i c - K r a m b e r g e r s (27) der mitteltriadische Dolomit fast ausnahmslos unmittelbar dem Karbon auf, ohne daß Anzeichen für eine Transgression namhaft gemacht werden. In noch großartigerer Weise zeigt sich dieselbe Erscheinung nach K r a m b e r g e r s Berichten in dem Gebirgszug der I v a n s c i c a, einer über 40 km langen Welle, in welcher das Karbon als gewöhnliche Basis der Triasdolomite sichtbar ist, während Werfener Schiefer und Muschelkalk dagegen nur in Spuren hervortreten (29). Auch hier liegt offenbar kein Transgressionskontakt, sondern ein tektonisches Aussetzen der Zwischenglieder vor. Das einheitliche, komplizierte, tektonische Detailbild deutet auf die Existenz größerer, umfassender Bewegungsvorgänge. Wahrscheinlich sind es Differentialgleitvorgänge zwischen Karbon und Trias, welche die auch hier noch vorhandene allgemeine Schubbewegung der Save-Zone begleiten. Ihr Alter ist voroligozän, denn das Oberoligozän transgrediert bereits deutlichst über die triadisch-karbonischen Schichtglieder. Jedoch sind bis ins höhere Pliozän andauernde Faltungen nachgefolgt.

##### 5. Der vermutete Nordschub (Nordostschub) der „Save-Falten“.

Die beschriebenen Erscheinungen eröffnen eine ziemlich weitgehende Perspektive. Sie zeigen, daß die Trennungsfuge, welche die Julischen Alpen im Isonzogebiet vom Hochkarst und seiner Fortsetzung abscheidet, eine der wichtigsten und durchgreifendsten Strukturlinien in den östlichen Südalpen darstellt. Sie scheint sich, indem der Sinn der Bewegung östlich Kirchheim eine Umkehrung erfahren hat, am Südfuß der Steiner Alpen entlang bis in die kroatischen Wellen hinaus fortzusetzen. Diese Störung bildet den Ausdruck

<sup>153)</sup> Wettersteinkalk der Karte.

einer bedeutenden Bewegungsfläche, an welcher der Hochkarst und die Save-Falten einerseits, und die Kalkhochmassive der Julischen-Steiner Alpen und der Menina-Dobrol andererseits, einander sehr genähert wurden. Die Raumverkürzung erfolgte vor allem auf Kosten der den Julischen-Steiner Alpen und der Menina usw. vorgelagerten, aus Grundgebirgsschwellen und transgressierenden, ladinischen und jurassis-ch-kretazischen Sedimenten bestehenden „Außenzone“. Schubweiten von etwa 15 bis 25 km konnten im Westen, nicht viel geringere im Osten angenommen werden. Die östlich und nordöstlich des Blegaš unter den vordringenden Rand der Bischofslacker Scholle — bei vorherrschend ostwestlichem Streichen — untertauchenden Falten der Julischen Außenzone scheinen sich demnach im Untergrund der Save-Falten und von diesen überschoben nach Osten hin fortzusetzen.

Die besprochene Schubfläche hat auch als Faziesgrenze eine Bedeutung, worauf schon mehrfach hingewiesen wurde. Die Übergangsregion der normalen Triasprofile in jene mit mächtiger Pseudo-Gailtaler Entwicklung liegt, wenigstens zum Teil, unter der Schubbahn verborgen.

Die Entstehung der Schubfläche würde in die Zeit nach der Oberkreide (wahrscheinlich nachmitteleozän), jedoch vor-oberoligozän, angesetzt. Den Grund für erstere Deutung bildet der genetische Zusammenhang, der diese Schubbewegung mit der als ihre westliche Fortsetzung betrachteten Karfreit-Kirchheimer Schubbahn aufweist, deren postkretazisches Alter erwiesen ist (siehe S. 66). Das vor-oberoligozäne Alter der Schubbewegungen der Save-Falten ergibt sich aus ihren Beziehungen zu den transgressierenden Sotzka-Schichten.

Nachfolgende postoligozäne und postmiozäne Gebirgsbewegungen haben sodann den Bau kompliziert und ein Bild geschaffen, das bei nur oberflächlicher Betrachtung viel einfachere und regelmäßigere Verhältnisse vortäuscht.

#### 6. Anzeichen für eine Teilung der Savefalten durch eine Teilschubfläche (Littaier Scubfläche).

Der Bau der Save-Falten erfährt eine weitere Komplikation durch das Vorhandensein einer zum Teil schon von Kommat hervorgehobenen Schubfläche, welche

sich vermutlich auf eine Distanz von über 60 km verfolgen läßt. Vielleicht schon in der Gegend westlich von Bischofslack beginnend, läßt sie sich bis östlich Littai nachweisen.<sup>156)</sup> Auch diese Bewegungsfläche fügt sich in den Bauplan des alpin-dinarischen Grenzgebietes organisch ein. Sie erscheint als schräge (gegen SW) gerichtete Überschiebung, als Kompensation für den Zusammenschub der inneren dinarischen Faltenzüge im Bereich der alpinen Savefalten entwickelt. Sie besitzt hiervon eine gewisse Analogie zur Ternowanner—Pöllander Schubfläche, welche als Begleiterscheinung der Faltung der äußeren (beziehungsweise mittleren) dinarischen Faltenzüge (westlich von Auersberg—Orle) angesehen wurde. Auch diese hier zu besprechende Störung verliert sich im Osten im Faltenbau.

Koßmat erwähnt diese nicht unwichtige Störungsbahn zum ersten Male: „Der fast rein O—W streichende Nordflügel der Littauer Antiklinale zeigt im Kartenblatt Laibach auf ziemlich weite Erstreckung eine südgerichtete Aufschiebung der mitteltriadischen Dolomite und Kalke auf Karbon....“ (59 a. 69.) Ihren Verlauf hatte er zum Teil schon früher genauer beschrieben (47). Er ist auf Koßmats Blatt „Bischofslack und Idria“ (44), auf Koßmats Übersichtskarte (in 59) und auf dem von Teller aufgenommenen Blatte „Cilli—Ratschach“ zu erkennen. (111.)

Koßmat faßte diese Störung, die wir als „Littauer Überschiebung“ bezeichnen können, als mehr oder minder lokale Differentialbewegung auf, welche ein Vorschieben höherer Profilteile über tiefere bedinge. Man sieht „beim Verfolgen des Randes die unterdrückten, größtenteils hinter den Hangendgesteinen zurückgebliebenen Schichtglieder an verschiedenen Stellen in normaler Reihenfolge zum Vorschein kommen“. Er zeichnet auf seiner Karte (59) die Störung in dem Raum südöstlich Bischofslack bis nördlich Littai (Grenze des Blattes), also auf eine Erstreckung von rund 40 km ein. Der Verlauf ist gegen OSO gerichtet.<sup>154)</sup>

Es schiebt sich hier eine Triassynklinale (= Fortsetzung der Tüfferer Mulde) mit den triadischen Gesteinen der Muldenmitte auf die karbonisch-permisschen Sedimente der anschließenden Littauer Wölzung (beziehungsweise ihrer westlichen Fortsetzung) auf. Die einzelnen triadischen Schichtglieder der nördlichen Zone stoßen unmittelbar an den Karbonkern der Wölzung ab.

Sehr interessant gestalten sich die Verhältnisse weiter im Osten (Blatt Cilli—Ratschach, 111). Die Fortsetzung der Über-

<sup>154)</sup> Man möchte bei der Betrachtung des Blattes Bischofslack-Idria vermuten, daß die Störung südwestlich und westlich Bischofslack ihre Fortsetzung finde, indem dadurch der von Koßmat festgestellte, anomale Kontakt zwischen Muschelkalk und Perm eine Erklärung erhielte (siehe Koßmats Karte).

<sup>156)</sup> Die nachfolgenden Erörterungen fußen auf Koßmats und Tellers Karten.

schiebung zeigt sich an dem unmittelbaren Herantreten von Muschelkalk oder Schlerndolomit an das Karbon, weiterhin (jenseits der Save bei Sawa) an dem Kontakt von Werfener Schiefern, Schlerndolomit oder sogar Dachsteinkalk mit dem Jungpaläozökum (Karbon). Der Schubrand<sup>157)</sup> quert hier, fast nord-südlich verlaufend, die Littauer Antiklinale und tritt an die dinarischen Falten von Unterkrain heran.

Wo die Störung (im Osten) die Save überschreitet, und wo sie also aus der südwestlichen in die meridionale Richtung übergeht, zeigt sich innerhalb der aufgeschobenen Masse ein deutlicher Knickungsbogen. (Siehe Tellers Darstellung in seiner Karte, 111.) Aus den ostwestlichen Schichtzügen entsteht ein Bogen, der von NO über NS nach SO umbiegt. Die Verhältnisse scheinen anzudeuten, daß innerhalb der Schubmasse, die durch die dinarischen Einwirkungen auch eine Seitenbewegung erfährt, Verbiegungen und Knickungen eingetreten sind.<sup>158)</sup>

Spezielle Beachtung verdient das südöstliche Ende der Schubmasse.

Dem Westrande der vorgeschobenen Triasscholle von Billichgraz—Mariatal ist nach Tellers Karte eine Reihe von Muschelkalkschollen vor gelagert, welche teils unmittelbar, teils durch Vermittlung geringmächtiger Partien von Werfener Schiefer dem Karbon aufruhen. Sie entsprechen also in gewissem Sinne Deckschollen (Überschiebungszeuge). Hier sei besonders auf die isolierten Muschelkalkschollen von Gradische, Podpetsch und Preska hingewiesen; die beiden letzteren, nur aus Muschelkalk bestehend, schwimmen gleichsam am Karbon. Auch der südwestlich anschließende, viel ausgedehntere Zug von Unter- und Mittelrias zeigt die Abscherungsscheinungen von der Unterlage, wenngleich sich hier die Schichtfolge schon vervollständigt. (Werfener Schiefer, Grödener Sandstein.)

Es liegen hier Abscherungsscheinungen großen Stiles vor, die offenbar auf Differentialbewegungen zwischen dem Karbonkern der westlichen Littauer Wölbung einerseits, seiner meso-

<sup>157)</sup> Daß es sich bei diesem Aussetzen der Zwischenglieder zwischen oberer (beziehungsweise mittlerer) Trias und Karbon um eine tektonische, nicht aber um eine stratigraphische Lücke handelt, folgt daraus, daß an dem Ostteil der Schubmasse (Triasscholle Billichberg-Mariatal), die am Schubrand fehlenden Zwischenglieder in großer Mächtigkeit wieder hervortreten. Besonders der im Westen ganz aussetzende Grödener Sandstein ist im Osten in ungewöhnlicher Mächtigkeit entwickelt. Ein primäres Auskeilen dieses bedeutenden Komplexes auf so kurze Distanz kann nicht angenommen werden.

<sup>158)</sup> Solche Knickungen oder Zusammendrückungen müssen entstehen, wo alpine und dinarische Strukturen miteinander interferieren.

zoischen Muldenumrandung anderseits (= Tüfferer—Bischoflacker Triasmulde im Norden, Triasscholle von Mariatal—Billichgraz im Osten; Triasfalten von Unterkrain [Auersberg] im Südosten), zurückzuführen sind.

Die Verhältnisse zeigen an, daß im Bereiche der genannten Schubregion bei der Hauptgebirgsbildung unter den einwirkenden Kräften eine Teilung des Baues in ein oberes und in ein unteres Stockwerk eingetreten ist. Die Triasdecke hat sich zum Teil (im Westen) schon an den gleitfähigen Pseudo-Gailtaler Schiefern, mehr noch am plastischen Werfener Schiefer, am meisten am Karbon, von ihrer Unterlage abgelöst und ist unter Zurücklassung tieferer Schichtglieder (Karbon, Perm, zum Teil älterer Trias) gegen SW vorgeglitten. Die gegen N (beziehungsweise NO) sich absenkende Schubbahn muß ebendorthin (das ist im Untergrunde der Tüfferer—Bischoflacker Triasmulde und des Mariatal—Billichgrazer Gebietes) bald tiefer in die Schichtfolge hinabgegriffen und dort auch ältere Schichtglieder (Karbon—Perm) an der Bewegung haben teilnehmen lassen.

Der Schub steht sowohl durch seine Richtung, als durch den räumlichen Zusammenhang mit der rein dinarischen Faltung der inneren Züge von Unterkrain in Verbindung. Indem sich letztere von der alpin orientierten Karbonunterlage, am Saume der Littauer Wölbung an Scherflächen ablösten, und sich' gegen Südwesten zusammengeschoben haben, mußte auch die Triasbedeckung der anschließenden Littauer Wölbung<sup>159)</sup> und Tüfferer—Bischoflacker Mulde, derselben Druckwirkung folgen. Die hier schon vorhandenen und sich vielleicht noch weiter bildenden südalpinen Strukturen, erfuhren bei der nun entstehenden Scherüberschiebung eine Loslösung vom Untergrunde, und einen zu ihrer Hauptstreichrichtung mehr oder minder diagonalem Vorschub und eine teilweise Knickung. Es entstand der Knickungsbogen von Sawa.

In der schrägen Heraushebung der Bischoflack—Tüfferer Mulde, beziehungsweise des Billichgraz—Mariataler Gebietes, kommt demnach nur die Anpassung der dinarischen Faltungs-

<sup>159)</sup> = Triasgebiet von Mariatal—Billichgraz. Wahrscheinlich war hier schon ursprünglich eine transversale Einwölbung der Littauer Antiklinale vorhanden, oder hatte sich eine solche wenigstens bei Entstehung der Scherüberschiebung ausgebildet.

kräfte an die bereits vorhandenen südalpinen (ost-westlichen) Strukturen zum Ausdruck. Glättet man die dinarischen (triadischen) Falten von Auersberg—Weichselburg aus, so gelangt, nach entsprechender Rückverlegung, auch die Faltenmulde von Bischofslack—Tüffer und das damit zusammenhängende Gebiet von Marialtal an seine ursprüngliche Bildungsstätte im NO.<sup>159a)</sup>

Bisher wurde nur die Faltung (Schubbewegung) des oberen Stockwerkes (Triasdecke) in den Kreis der Beobachtung gezogen. Aber auch die Karbon—Perm-Unterlage muß aus mechanischen Gründen einen äquivalenten Zusammenschub erfahren haben, bei dem ebenfalls die transversale Komponente der Gebirgsbildung ihren Ausgleich gefunden haben dürfte. Dies scheint dem oberen Stockwerk gegenüber weiter gegen Nordosten hinausgerückt vor sich gegangen zu sein. Hier tritt als östliche Unterlage des Triasgebietes von Marialtal die Basis der Trias (Werfener Schiefer, Perm) und dann Karbon in großer Mächtigkeit und in dinarischer Anordnung ihrer Züge zutage. Da es sich hier um eine unter der auflagernden Trias erfolgte starke, tektonische Anstauung und Anschöpfung der Unterlage zu handeln scheint, kann diese dinarische Unterfaltung vielleicht als kompensative Bewegung im Kerne der Littauer Wölbung (Karbo—Perm) angesehen werden. Im übrigen dürfte das Karbon, als mächtiger, plastischer Schichtkomplex, in viel ausgedehnterem Maße, als die triadische Decke durch Differentialfaltung (Kleinfaltung im Streichen), die sich zu größeren Bewegungen subsummieren ließe, auch den transversalen Kräften nachzugeben in der Lage gewesen sein.

## B. Die östlichsten Teile der Savefalten und ihre Beziehungen zum dinarischen System.

(Siehe T. IV.)

Die östlichen mesozoischen Teile der Savefalten sind zum großen Teile unter einer mächtigen, jung gefalteten Tertiärdecke

<sup>159a)</sup> Es kann vermutet werden, daß die Südwest gerichtete Littauer Überschiebung, ebenso wie der in derselben Richtung erfolgte Vorschub der Steiner Alpen, etwas älter, als die Entstehung der Ternowanner—Laibacher Moor-Knicküberschiebung anzusetzen ist, und wohl schon an der Kreide-Eozänwende begonnen hat. Gleichzeitig hätten sich die inneren dinarischen Faltenzüge gebildet und die Abtragsprodukte für die eozänen Flyschbildungen der äußeren dinarischen Zonen geliefert.

begraben. Über die ältere Tektonik, von der übrigens nur wenig bekannt ist, habe ich bereits einige Bemerkungen angefügt. Aus diesen geht hervor, daß nach den vorhandenen Berichten und Karten bis an das sichtbare östliche Ende der Faltenzüge hinaus (Jvanščiča) lebhafte Differentialbewegungen zwischen der Karbonunterlage und der auflagernden Trias stattgefunden haben. Sie deuten vermutlich das gleichartige Fortwirken jener gebirgsbildenden Kräfte bis weit nach dem Osten an, die, wie angenommen wurde, das System der Savefalten an seinem Nordsaum in einem großen Schub gegen Nordosten vorbewegt haben. (Beziehungsweise von Nordosten her das Savesystem unterschoben haben.)

Für die Kenntnis dieses südöstlichen Winkels der Alpen und für dessen Anschluß an das dinarische System sind zwei neuere Arbeiten von Wichtigkeit: Die geologischen Darstellungen von F. Heritsch und F. Seidl einerseits (36), und Alexander Tornquist anderseits (130), die das Erdbebengebiet von Rana a. d. Save zum Gegenstand haben, aber auch die tektonischen Verhältnisse der Gebirgszüge im weiteren Umkreise in ihre Betrachtungen einbeziehen.

Die Studien A. Tornquists sind, dem von ihm bearbeiteten Raum entsprechend, vorzüglich für die Tektonik der jungtertiären Bildungen, und des östlichen Samoborer (Uskoken) Gebirges wertvoll, jene von Heritsch befassen sich mit dem Bau des nördlichen Uskokengebirges und des Ostrandes der Littauer Falten, sowie mit ihrem Anschluß an das südalpine Waber Gebirge und an die Orlica. Es wird durch Heritsch ferner die Frage noch näher erörtert, in welcher Weise sich die dinarischen Falten vom alpinen System ablösen. Heritsch hat in seinen speziellen Darlegungen Erscheinungen beschrieben, die sich in vieler Hinsicht an die aus dem Kartenbilde der westlichen Teile der Savefalten erkennbaren anschließen:

Am Südostrand der Littauer Antiklinale (im Raum westlich von Lichtenwald), in der Übergangsregion zwischen der rein ost-westlich streichenden südalpinen Antiklinale und den dinarischen Faltungen, zeigt es sich, daß „das Schwanken im Streichen ungemein bedeutend ist“. (S. 62.) „Der Eindruck herrscht vor, daß es sich hier geradezu um einen Kampf zwischen dem alpinen O-W. und dem dinarischen NW-SO-Streichen handelt“.

Es besteht hier jedenfalls das Bestreben der dinarischen Faltung, die alpin orientierten Elemente der Littauer Zone ihrer eigenen Faltungsrichtung einzufordnen. Von besonderem Interesse ist die Angabe von Heritsch, in welcher Weise die Ablösung der dinarischen Züge am Südrande der Littauer Antiklinale (zwischen Johannistal und Lichtenwald) vor sich geht.

Das Karbon der Littauer Antiklinale streicht hier noch ost-westlich, die an der Südflanke folgende Trias zeigt schon vorwiegend dinarisches

Streichen. „Hervorzuheben ist der Umstand, daß der tiefere Zug der Werfener Schichten über verschiedenen Gliedern des Karbons (Tonschiefer, beziehungsweise Sandstein) liegt. Auffallend ist auch die geringe Mächtigkeit der Werfener Schichten. Das legt den Gedanken nahe, daß zwischen dem Karbon und den Werfener Schiefern und vor allem in den Werfener Schichten selbst als in den am leichtesten beweglichen Horizont, ein Netz von Bewegungsflächen durchgeht. Das wird bekräftigt durch die Verdopplung der Werfener Schichten, die auf Schuppung zurückgeht.“ (36, S. 68—69.)

Ähnliches beobachtete Heritsch nördlich Johannistal. Dort „fehlen nicht nur die permischen Schichten, sondern stellenweise auch die Werfener Schichten; das ist nur durch eine dem Rande des Karbons folgende Störung mit einer Anpressung der Werfener Schichten oder der Trias an das Karbon zu erklären, wobei die im Werfener Niveau verlaufenden Bewegungsflächen dieses zum Teil, das Perm aber vollständig unterdrückt haben“. (36, S. 70.)

Damit ist erwiesen, daß die Ablösung der dinarischen Trias auch hier im Osten in Form von Differentialbewegungen zwischen dem Karbonkern der Littauer Antiklinale und den mesozoischen Unterkrainer Faltungen erfolgt ist.

Sehr interessante Beziehungen stellen sich noch etwas weiter östlich in den äußersten Ausläufern der Savefalten ein.

Die Triaszüge von Gurkfeld, die sich, durch Tertiär unterbrochen, gewissermaßen aus dem Südflügel der Littauer Wölbung entwickeln, zeigen östlich Gurkfeld Abweichungen aus der weiter westlich vorherrschenden, ost-westlichen Streichrichtung in eine nordöstliche Richtung, welche letztere in dem Orlicagebirge zur Herrschaft gelangt. Der Raum, in dem die Ablenkung im Streichen eintritt, ist durch Anzeichen lebhaften, transversalen Staus gekennzeichnet, der in der dreifachen, Nord—Süd streichenden Schuppenzone von Gurkfeld, die Heritsch nachgewiesen hat, zum Ausdruck kommt. Weiter südlich, an dem Ostrand des schon den dinarischen Zügen angehörigen Uskoken-(Samoborer) Gebirges zeigt sich noch in der trompetenförmig gegen Osten stattfindenden Erweiterung der Zone von Stojdraga der Einfluß der transversalen Druckkräfte (Heritsch, 36). Heritsch führt die am Ostrand der Littauer Wölbung und des Uskokengebirges eintretende Divergenz im Schichtstreichen und des damit verbundenen transversalen Staus darauf zurück, daß sich zwischen den nach Nordosten ausweichenden Südrand der Savefalten einerseits, und zwischen die innersten, gegen Südosten streichenden dinarischen Falten anderseits, das Agramer Massiv einschiebt. Es entspräche, von einer quartären Randzone umhüllt, dem

nordwestlichen Ausläufer der großen orientalischen Masse (Rhodopemasse). Er (36) hebt hervor, „daß hier die Trennung der beiden Streichrichtungen (alpin-dinarisch) durch die Agramer Masse hervorgebracht werde, welche mit ihren älteren Gesteinen, noch im Hügel von Maria Gorica ein Rest eines gegen Westen zeigenden Keiles zwischen die mesozoischen Gebirge hineintritt“.

Aus den Untersuchungen von Gorjanović-Kramberger ergibt sich aber noch mehr: Auch der mächtige, paläozoische Kern der Agramer (= Sljemen) Gebirge scheint über die an seinem Westabfallen auftretenden triadischen Scholle, an einer dinarisch streichenden Linie aufgeschoben zu sein. Wenigstens wird auf eine starke Metamorphose des Gesteins, auf Gesteinsverknüpfungen und abnormale Lagerung der an der Grenze auftretenden, mesozoischen (Kreide-)Gesteine hingewiesen (25, 26). Also auch das sogenannte Agramer Massiv verhielt sich gegenüber der Faltung nicht starr, was übrigens schon aus seiner namhaften postmiozänen, beziehungsweise postoligozänen Faltung hervorgeht.

Die eigentümliche Nordost streichende Richtung des Orlicagebirges scheint schon bis zu einem gewissen Grade in dem Verlauf der mesozoischen Geosynklinalen begründet zu sein. Auf jeden Fall ist die Existenz eines Festlandskörpers, der sich in dem Winkel zwischen den nach Nordosten ausbiegenden alpinen Sedimentationssaum einerseits und die gegen Südosten ziehende dinarische Mulde anderseits einschob, schon in der mesozoischen Sedimentation angedeutet (klastische Triasbildungen!). Somit hat die Annahme einer mesozoischen Landerhebung in dem Winkel, der zwischen den auseinandertretenden alpinen und dinarischen Faltungen gelegen ist, eine gewisse Begründung. Dennoch muß beachtet werden, daß die Agramer Masse, die schon dieser Festlandscholle zugezählt zu werden pflegt, noch sehr beträchtliche ältere und jüngere Faltungen erlitten hat, daß sie also passiv am Gebirgsbau teilgenommen hat. Sie liegt im inneren Winkel jener Region, in welcher sich die alpinen Faltenwellen von dem dinarischen System ablösen, beide auch hier vermutlich durch eine Differentialüberschiebung voneinander geschieden.

Wenn ein von der alpin-dinarischen Faltung gar nicht überwältigtes Massiv in Kroatien überhaupt vorhanden ist, so muß es weiter im Südosten und Osten unter der kroatischen

Ebene gesucht werden, aus welcher bekanntlich die kristallinen Kerne der Inselberge emportauchen. Das Agramer Gebirge könnte dann vielleicht (mehr in bezug auf seine Sedimentation, als auf die Tektonik) als der von der alpin-dinarischen Faltung noch ergriffene Randteil des sogenannten orientalischen Massivs betrachtet werden.

C. Diener (16) hat in den kroatischen Inselbergen tektonische Elemente gemischten Charakters angenommen, die als stauende Massen die anschließenden, plastischen Sedimentzonen gefaltet hätten, selbst aber auch von der Faltung mitergriffen worden wären. Dies gilt vorzüglich bezüglich des Verhältnisses der älteren Kerne zu ihrer tertiären Umhüllung, die noch sehr jugendliche Faltungen aufweist.<sup>160)</sup>

Die Abhängigkeit der Aufrichtung des Jungtertiärs von den Rändern dieser älteren Wölbungen ist in der Tat sehr klar. Wenn man aber, im Sinne von O. Ampferer (2, 3, 4) und B. Schwinner (82) den sogenannten starren Massiven die ihnen meist zugeschriebene Rolle eines direkten Faltenzeugers abspricht, und dem Erreger des Gebirgsbaus im Untergrunde der Sedimentzonen sucht, so kann man die Annahme einer starren Scholle für die Erklärung des divergierenden Faltenbaues in Westkroatien (Orlica, Agramer Gebirge, dinarische Falten) entbehren. Seine Entstehung kann mit divergierenden Massenbewegungen im Untergrund (Unterströmungen O. Ampferers) der Faltenzone selbst erklärt werden, deren Bahnen schon in der Anlage der Geosynklinalen begründet gewesen sein mögen. Wenn man die Faltungszonen als „aktive Elemente im Gebirgsbau“ auffaßt, schrumpft die Rolle der Massive zu sekundärer Bedeutung für die Faltenbildung zusammen. Sie erscheinen dann nur als die von der Unterströmung an die gefalteten (und sich faltenden) Zonen angeflößten Schollen, soweit sie nicht überhaupt Räumen nur verminderter Faltungsintensität entsprechen.

Im Sinne dieser Ausführungen möchte ich die Tektonik in dem Raume zwischen den auseinanderweichenden alpinen und dinarischen Wellen, wie folgt auffassen: Unter dem Einfluß der sowohl in N—S, als auch in NO—SW-Richtung erfolgenden Zusammenpressung des Gebirgskörpers und der damit verbundenen Einengung der Grenzregion, werden auch noch die im Winkel zw.

<sup>160)</sup> Die nähere Erörterung dieser Fragen kann nur bei Betrachtung der jüngeren Tektonik erfolgen, die an anderen Orten zur Darstellung gelangen soll. Die triadischen Kerne dieser Faltenzüge sind aber zweifelsohne noch in ganz ähnlicher Weise wie ihre jungtertiäre Randzone von sehr jugendlicher Faltung mitergriffen worden.

schen den beiden auseinanderweichenden Gebirgsästen gelegene Teile<sup>161)</sup> zusammengepreßt und gegeneinander verschoben. (Schuppungszone von Gurkfeld, Zone von Stojdraga, Westteil des Agramer Gebirges). Die nordöstlichen Ausläufer des sogenannten orientalischen<sup>162)</sup> Massivs mögen hiebei, insoweit sie nicht selbst von dem Faltenwirbel mehr oder minder ergriffen wurden, an den alpin-dinarischen Faltenwurf, bei dessen Entstehung angeflößt worden sein und sich den Umrissen der bewegten Gebirgszone eingepaßt haben.

## V. Einige Bemerkungen zur jungtertiären Geschichte. (Adriatischer Bereich.)

Eine genaue Darstellung der jungtertiären Geschichte der östlichen Südalpen geht über den Rahmen vorliegender Arbeit hinaus. Sie kann übrigens mit vollem Erfolg nur in Anlehnung an die Schilderung der Geomorphologie durchgeführt werden. Hier soll nur, um das tektonische Bild der östlichen Südalpen einigermaßen abzurunden, auf einige Hauptmomente hingewiesen werden.

Das Fehlen miozäner Absätze an der friaulischen Abdachung des Gebirges östlich des Tagliamento erschwert eine genauere chronologische Einordnung der jugendlichen Bewegungen. Es ist aber höchstwahrscheinlich, daß der bereits in der Oberkreidezeit und dann besonders im Alttertiär erzeugte und in letzterer Zeit in seinen Grundzügen fertige Überschiebungs- und Faltenbau sich während des Jungtertiärs noch fortgebildet hat. Hierdurch entstand eine engere Zusammenpressung des Gebirges, ein Aufleben und eine Weiterbildung von Schubflächen, und insbesondere auch das Auftreten seismischer Schubbewegungen in der alpin-dinarischen Grenzregion.

Aus der Betrachtung der westlich des Tagliamento gelegenen Randteile der friaulischen Ebene, die eine reich gegliederte Miozänsfolge aufweisen, lassen sich einige Gesichtspunkte gewinnen.

<sup>161)</sup> Die ihrer geologischen Geschichte nach den nordwestlichen Ausläufern des sogenannten orientalischen Massivs entsprechen mögen.

<sup>162)</sup> Die Frage, inwieweit die Existenz eines „ungefalteten“ orientalischen Massivs auf Grund neuerer Ergebnisse noch angenommen werden kann, wurde nicht näher nachgegangen.

Die piega faglia periadriatica (Taramellis und Marinelli, 101, 68), übergreift noch die an der Überschiebung unter die Trias hinabtauchenden „ältermiozänen“ Sedimente. Sie gilt als Fortsetzung der Stolüberschiebung (Taramellis frattura Barcis—Starasella). An dieser Störung ist also die Fortdauer der Schubbewegung bis ins Miozän hinein erwiesen. (Siehe auch die Bemerkungen Marinelli's in 68 und vor allem Stefanini's prächtiges Werk, 92, 91.)

Der äußerste Gebirgssaum wird in Westfriaul, wie besonders aus Stefanini's neueren Aufnahmen hervorgeht, von einem System bogenförmig aneinandergereihter, steiler oder überkippter Kniefalten gebildet, von ellipsoidalem Umriß, an deren steil absteigendem (Süd-)Schenkel auch noch die obermiozänen Sedimente beteiligt sind. Hier kann also die Auffaltung frühestens zu Beginn des Pliozäns vor sich gegangen sein. Aufbiegung und Aufwölbung der inneren, alpinen Teile (einschließlich der Ellipsoide), Senkung der vorgelagerten, beziehungsweise entstehenden, friaulischen Muldenzone, und eine Aufrichtung, Steilstellung, Überkipfung und Faltung der Sedimentfolge, an der Stelle, wo die gehobenen und gesenkten Schollen aneinander grenzen, entsprechen dem Haupteffekt dieser jungen tektonischen Vorgänge. (Stefanini, 92.)

In dem in den Rahmen dieser Arbeit fallenden östlich des Tagliamento gelegenen Außensaum des Gebirges verdecken quartäre Absätze im allgemeinen die Fortsetzung des gefalteten miozänen Randes. Altbekannt sind jedoch die miozänen Aufbrüche inmitten der friaulischen Ebene südlich von Udine (Taramelli 102, Gasperi 23, Stefanini 92, Feruglio 92), bei Pozzuolo und Variano. Nach Dainelli (9) und Stefanini (92) ist hiедurch die Fortsetzung des Südwestabfalles der Coglioantiklinale (westlich Görz) angedeutet. Hier scheint also ein größtenteils unter einer Quartärdecke begrabener Faltenbogen verborgen zu liegen. Ich glaube, daß sich noch weiter östlich ein letztes, randliches Bogenstück anfügen läßt, das freilich bereits außerhalb des Bereiches der miozänen Sedimentation gelegen war. Letzteres würde jener bedeutenden Flexur (Kniefalte?) entsprechen, welche dem Ternowaner Überschiebungsrand parallel laufend, die in steter Aufwölbung begriffene Ternowaner Scholle von dem relativ sich senkenden

Wippacher Flyschgebiet und dem Triester Karst (Küstenkarst) scheidet. Der Bogenrand würde schließlich östlich Haidenschaft in jene Kneifalten ähnliche Störung auslaufen, welche die Scholle des östlichen Ternowaner Waldes von der tiefer gesenkten Einheit des Birnhaumer Waldes trennt.<sup>163)</sup>

Als eine Bestätigung für die Auffassung, daß im Miozän (und Pliozän) in der Umröndung der friaulischen Ebene eine aufsteigende Bewegung der östlichen Südalpen stattgefunden hat, kann die Tatsache gelten, daß hier Reste alter Landschaftsformen,<sup>164)</sup> die auf ein miozänes Alter bezogen werden können, in sehr großen Höhenlagen weit verbreitet, anzutreffen sind. Die über 2000 m hoch gelegenen alten Landoberflächen (Plateaus) des Canin- und Krngebietes, die analogen, aus den westlich des Tagliamento gelegenen Hochalpen schon von Stefanini (91) nachhalt gemacht hohen Ebenheiten, deuten auf sehr bedeutende, seit ihrer Ausbildung eingetretene Niveauverschiebungen. (Winkler, 133, 134, Kleibelsberg, 37 c.)

Anderseits sind im Bereiche der friaulischen Ebene, die tertären Ablagerungen zu bedeutender Tiefe, noch von keiner Bohrung erreicht, abgesunken. (Brückner, 76, Grund, 33.) Da am friaulischen Außensaum des Gebirges auch noch die miozänen Sedimente (sogar obermiozäne!) an der Faltung und zum Teil an der Schuppung (älteres Miozän!) Anteil nehmen, so können sich jene vorwiegend vertikalen Schollenbewegungen, welche nachweislich zum Teil schon präpliozänen Alters sind, nur gleichzeitig mit diesen letzten Äußerungen tangentieller Druckkräfte vollzogen haben. Mit anderen Worten: Die große randliche Aufwölbung der Julischen (und anschließenden Venetianer) Alpen hat die Zonen der Restfaltung (und Überschiebung) als Auslösestellen für ihre großen, vorwiegend vertikalen Schollenbewegungen und Verbiegungen im Gebirgskörper benutzt. Die Zonen der jüngsten Faltung und Flexurbildung bezeichnen die Stellen der letzten, gegen den Außensaum verschobenen Faltung im Gebirgskörper, gleichzeitig aber der Grenzlinien zwischen den jung ge-

<sup>163)</sup> Nach morphologischen Kriterien zu schließen ist das Alter dieser Verbiegung (Verfaltung) schon präpliozän, da die altpliozäne Landoberfläche die Ternowaner und Birnhaumer Scholle gleichmäßig übergreift. Anderseits haben aber nachweislich noch jungpliozäne Aufbiegungen gemeinsam den Ternowaner und Birnhaumer Karst an der Randflexur ergriffen.

<sup>164)</sup> Alte Abtragsflächen.

hobenen Schollen der Julischen-(Venetianer) Alpen und der gesenkten friaulischen Mulde. Das Höherschmelzen des südalpinen Gebirges, das für die Pliozän- und Quartärzeit schon Penck und Brückner (76) im Etsch-, Piave- und Tagliamentogebiet betont haben, entspricht einer auch den östlichen Südalpen bis an die Saveebene heran charakteristischen und allgemeinen Erscheinung, die mit den letzten, bedeutenden Kraftäußerungen tangentialer Druckspannungen Hand in Hand geht.

In besonders klarer Weise tritt die Fortdauer der Vertikalbewegungen im Hochkarst auch noch im höheren Pliozän in Erscheinung. Wie Kobbmat (41) und ich (183, 187) kürzlich auseinandergesetzt haben, zeigt die Scholle des Ternowaner Waldes während des ganzen Pliozäns eine aufsteigende Tendenz. (Hochgelegene Schotter, hohe, verbogene Talböden usw.). Analoge Höhenlagen pliozäner Abtragsflächen lassen sich in dem Matajurgebiete, in den Domen von Tarcento und besonders in dem westlich des Tagliamento gelegenen Gebiete bis zum „Altopiano del Consiglio“ verfolgen (Stefanini, 91, 92). Die Höhe der pliozänen Abtragsflächen nimmt gegen Westen zu, ebenso dorhin scheinbar die Intensität jugendlicher (obermiozäner bis pliozäner) Faltung, die schließlich am Außensaum der Belluneser Alpen, am Piave bei Cornuda, sogar noch die marinen Pliozänschichten steil aufgerichtet und überkippt hat. (G. Dal Piaz, 13, Stefanini, 92.)

Wie im Miozän stand auch im Pliozän den gehobenen inneren Schollen des Gebirges der gesenkte Außensaum gegenüber. Die seit Beginn des Pliozäns eingetretenen Verschiebungshöhen sind noch sehr bedeutende.

Eine Zone pliozäner Aufbiegung scheint, analog der miozänen, den Südsaum des Ternowaner Waldes zu begleiten, dann aber gegen Südosten umzubiegen und den Rand des Birnbaumer Waldes (SW-Rand) zu umsäumen. An beiden zeigt die altpliozäne Landoberfläche eine bedeutendere Höhenlage. Der im Westen tief unter der quartären Decke der friaulischen Ebene begrabene alte Untergrund der Senkung hebt sich östlich des Isonzos im Küstenkarst (Triester Karst) empor, indem augenscheinlich die Sprunghöhe der pliozänen Verbiegung abnimmt. Noch weiter östlich, im Adelsberger Karst, erscheinen schließlich die weiter im Westen durch die jüngeren Flexuren so scharf geschiedenen Landschaftsstaffeln mehr oder minder im gleichen Niveau ineinander überzugehen.

Die aufsteigende Scholle des Triester Karstes (= Küstenkarstes) entspricht somit nur einem Teilstück des aufgebogenen Randes der gegen Osten

sich heraushebenden Schüssel, welcher auch die Einebnungsflächen Istriens (61, 62), mit ihrem (ostwärts) bis zum Quarnero erfolgenden Anstieg, angehören, und deren Mitte von dem pliozän-quartären Senkungsfeld des Golfes von Venedig und der friaulischen Ebene eingenommen wird (33). Das Bruchsystem von Idria-Hotederschitz, dann auch die im mittleren Isonzogebiet festgestellten Dislokationen (Hevnikbruch, Matajurbruch) sind zum Teil mit voller Sicherheit in sehr jugendliche Bewegungsphasen einzuriehen. An dem Idrianer Bruch ist die altpliozäne Landoberfläche abgesunken. Es liegen sogar Anzeichen dafür vor, daß, ebenso wie im Tagliamentotal (nach E. Brückner, 76), so auch im Bereich des Isonzotals, die Verbiegungen noch während des Quartärs sich fortgesetzt haben.<sup>165)</sup>

Der tektonische Mechanismus der jugendlichen Gebirgsbewegungen regt eine Reihe interessanter Fragen an.

Die Verbiegungen und Aufwölbungen der östlichen Südalpen müssen, wie die Existenz antezedenter Durchbruchstäler, vor allem aber das Schritthalten flächenhafter Abtragung mit der Auffaltung beweist, langsam und stetig vor sich gegangen sein und sich über längere Zeiträume erstreckt haben. Es kann angenommen werden, daß sie nach Abschluß der Hauptüberschiebungen und Faltungen<sup>166)</sup> schon zu Beginn des Miozäns begonnen, daß sie während dieser Epoche und während des Pliozäns fortgedauert haben, um schließlich noch in quartärer Zeit Anzeichen ihrer Wirksamkeit erkennen zu lassen.

Bei dem engen Zusammenhang, der hier zwischen der Auffaltung der Randmulden (Kniestaltung) und der langsamen Aufwölbung der inneren Gebirgszonen zu beobachten ist, kann ich mich nicht entschließen, eine ganz scharfe, prinzipielle Scheidung zwischen orogenetischen und epirogenetischen Bewegungsphasen im Sinne von Stille (93) anzunehmen. Mir erscheint es vielmehr wahrscheinlich, mindestens beim Abklingen der großen Bewegungen, besonders in jüngerer Zeit (Obermiozän—Pliozän—Quartär) eine minder scharfe Ausprägung der tektonischen Phasengliederung und ein stärkeres Hervortreten zeitlich und räumlich weit reichender Verbiegungen und

---

<sup>165)</sup> Darüber wird a. a. O. berichtet werden. (Siehe auch 133.)

<sup>166)</sup> Nur in der Randzone dauerten diese noch länger an.

Aufwölbungen, Absenkungen und Bruchbildungen vorauszusetzen.<sup>167)</sup> Bewegungsvorgänge, die auf ein Nachlassen in der tangentialen Kompression schließen lassen, traten in den Vordergrund. Faltung und Schub schränkten sich auf lokalisierte, eng umgrenzte Räume ein. Daß in der Tat mit diesen jungen Aufwölbungen lang andauernde Schollenverschiebungen an Brüchen Hand in Hand gegangen sind, beweist die Abtrennung (Aufwölbung) des Ternowaner Waldes von dem Veitsberger Plateau, das bei der Bewegung zurückblieb (relativ absank), an der Idrianer Bruchlinie; ein Vorgang, der nach der Antezedenz der sich in die hebende Scholle einsägenden Čepovaner Furche (alter Idrica—Isonzolauf) zu schließen, langsam und stetig erfolgt sein muß (133). (Vgl. auch die weiteren Belege in Winkler, 144, 145.)

In der jungtertiären Entwicklung stellen sich somit zeitlich und räumlich weit reichende, meist vertikale Schollenverschiebungen ein (Aufwölbungen und Absenkungen), die gewissermaßen Ausgleichsvorgängen im gestörten Gleichgewichte des gefalteten und überschobenen Gebirgskörpers entsprechen.<sup>168)</sup>

Sie sind es, die erst den Erosionskräften die Möglichkeit geboten haben, jene herrlichen Felsmassen und schroffen Gebirgsformen zu erzeugen, die den Kalkhochalpen zwischen Tagliamento, Isonzo und der Laibacher Senke ihre alpinen Reize verleihen.

## VI. Zusammenfassung und allgemeine Schlußfolgerungen.

### 1. Weitreichender Deckenbau oder Teildecken (Schuppen)Bau?

Wenn man den Bau der östlichen Südalpen, soweit er hier besprochen wurde, überblickt, so zeigt sich einerseits das Vor-

<sup>167)</sup> Die Brüche zeigen im Ternowaner Walde und am mittleren Isonzo vorzugsweise die dinarische NW-Richtung. Die dinarischen Spannungen, die die Bruchbildung hervorriefen, haben hier den alpinen Bau überdauert. Am mittleren Isonzo erscheint in den Kreidemergeln Cleavage, als Begleiterscheinung dieser miozänen und postmiozänen Bruchbildung. Sie durchsetzt ungestört die (alpinen) Teilstufen. Ihr Streichen ist ein ausgeprägt dinarisches (NW → SO gerichtetes, 131).

<sup>168)</sup> Ähnliche junge Vertikalbewegungen des alpinen Gebirgskörpers (sich vorschließende Hebungswellen) habe ich vom östlichen Alpenraude beschrieben (136, 137, 138, 139).

handensein einiger großer und ausgedehnter Schubschollen (Teildecken), anderseits die Unmöglichkeit, die einzelnen erkannten Deckenelemente zu einheitlichen, großen Bewegungskörpern zusammenzuschließen.

Die „zentralen Kalkalpen“ (Julische—Steiner-Alpen—Menina) zerfallen in zwei Teilschuppen (Teildecken), die sich kulissemäßig gegenseitig abzulösen und einander auch transversal bedeutend zu übergreifen scheinen. Die Außenzone der Julischen Alpen — auf eine weite Erstreckung an einer gegen Süden gerichteten Aufschiebung über ihre Vorlage hinauf bewegt — wird im Außenraum der östlichen Julischen Alpen bei Umkehrung des Bewegungssinnes von der „Vorlage“ überwältigt. Die Julische Außenzone schiebt sich hier, meiner Auffassung zufolge, ebenso wie ihre östliche Fortsetzung, die Außenzone der Steiner Alpen, unter das sich im Osten aufwölbende System der Savefalten ein. Letzteres erscheint hiebei durch untergeordnete Gleitflächen in zwei lokalisierte Teildecken zerlegt.

Die gewaltige, einheitliche, deckenartige Ablösung des Ternowaner-Billichgrazer-Laibacher-Moor-Systems von seinem Untergrunde, stellt vollends eine auf die alpin-dinarische Grenzregion beschränkte Teilschuppung dar, die lokal zu bedeutenden Schubweiten (bis zu 25 km) ausschwüllt, im Streichen aber nach beiden Richtungen rasch an Intensität verliert und schließlich ganz erlischt.

Es zeigt sich auch, daß gewisse tektonische Elemente (Falten) (zum Beispiel zentrale Julische Alpen, Zone der Ellipsoide Ternowaner Karst—Savefalten), von größerer Konstanz sind, als die Überschiebungen, die sie stellenweise begleiten und sich aus ihnen entwickeln. Die faltenden und schiebenden Kräfte, welche eine einheitliche Faltenzone ergriffen haben, fanden, besonders unter dem Einfluß transversaler, dinarischer Spannungen, eine günstigere Wirkungsmöglichkeit, indem sie das gegebene Substrat in einzelne, separate, wenn auch namhafte Schuppendelemente auflösten und so eine bessere Nachgiebigkeit und Anpassungsfähigkeit für die einwirkenden Drucke gewinnen konnten.

Die faziellen Analogien, die den vielfach in Teilschuppen aufgelösten Faltenzonen in ihrer Hauptstreichrichtung zukommen, können dazu verleiten, die durch gleiche Schichtmerkmale charakterisierten Zonen auch als einheitliche Decken aufzufassen. Sie genügen aber nicht, wie in neuerer Zeit schon mehrfach hervorgehoben wurde, um daraus allein weitreichende tektonische Schlußfolgerungen zu ziehen. Die südalpine Geosynklinalen besaß eben schon ursprünglich eine im Hauptstreichen (in der O—W-

Richtung) orientierte Anordnung ihrer Fazieszonen, welche durch einfache, longitudinale Zusammenfaltung und durch Teilschübe schärfer ausgeprägt werden, und daher auch ohne dem Vorhandensein gewaltiger Decken (also bei der Existenz nur sich ablösender Teilschubflächen) bis zu einem gewissen Grad in einem jähn Wechsel des Sedimentbildes in Erscheinung treten mußte. Im übrigen sind fazielle Übergänge auch innerhalb der einzelnen tektonischen Einheiten feststellbar.

## 2. Aufsteigen der Julischen Alpen aus einer Vortiefe.

Die Betrachtung des Gebirgsbaues der Julischen Alpen hat das wichtige Resultat ergeben, daß die Hauptschuppen aus jenem Raum hervorgegangen sind, welcher in jungmesozoischer Ära durch die mächtigste Sedimentanhäufung und teilweise durch den Bestand einer tieferen Meeresrinne gekennzeichnet war.<sup>169)</sup> Der größte Teil des Gebirgszusammenschubs entfällt auf jenen gegenwärtig sehr schmalen Saum, welcher den Fuß des Kalkhochgebirges begleitet (julische Außenzone). Hier treffen auch an den Überschiebungslinien die einzelnen Fazieszonen in schroffen Gegensätzen aufeinander.

## 3. Die Zugehörigkeit der östlichen Südalpen zum Alpenstamm.

a) Die Südalpen sind aus einer alpin streichenden, vom dinarischen Meerestrog unabhängigen Geosynklinale hervorgegangen.

Wie aus den früheren Darlegungen hervorgeht, war schon in der Triaszeit, in noch schärferer Ausprägung im Jura und in der älteren Kreide (zum Teil auch noch in der Oberkreide), der Meerestrog der östlichen Südalpen von jenem des dinarischen Gebirges durch eine Reihe von Landauftragungen geschieden. Die Längsrichtung der südalpinen Meeresmulde war eine ausgesprochen ostwestliche.

---

<sup>169)</sup> Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß die jurassische Meeresrinne der Julischen Außenzone auch noch in der Außenzone der Steiner Alpen ihre Fortsetzung gefunden hat. F. Teller (123, S. 119—120) beschreibt zwei Vorkommen fossilleerer, roter, hornsteinführender Plattenkalke aus derselben (als Gurkfelder Sch. gedeutet), die als triadische Faziesentwicklung hier ganz vereinzelt dastehen würden, jedoch der Jurafazies der Julischen Alpen gleichen. Auch in der Außenzone der Julischen Alpen ist der Jura meist fossilleer.

Die mittel-obertriadische, etwas strandferner (aber im Seichtwasser) entstandene, organogene (Dachstein-)Kalkentwicklung (mit einzelnen Einschlüstungen von Hallstätter Kalk) läßt sich als ein weitgedehntes Band aus den Südtiroler Dolomiten über die Karnischen und Julischen Alpen und deren Fortsetzung bis nach Kroatien hinein (*Ravna gora*) verfolgen. Ihr Ablagerungsbereich war (im östlichen Teile) gegen Süden (und auch gegen Norden) hin von einer Landschwelle, beziehungsweise von einem Raumne mit stärkerer, terrigener Beimischung im Sediment begrenzt.

Das Meer des Jura und der Unterkreide erfüllte eine etwas tiefere, sich weiterbildende Depression (mit äußerst globigerinen- [und radiolarien-] reichen Absätzen). Dieser alpin verlaufenden Meeresmulde stand an der Grenze gegen die anschließenden, seichteren, dinarischen Räume eine Zone von Landschwellen und submarinen Aufragungen gegenüber, die einen scharfen Abschluß des südalpinen vom dinarischen Troge bedingte.

Das Ostende der südalpinen Sedimentmulde versinkt (in Westkroatien) unter den jungtiär-quartären Absätzen des Drau-(Save-)Gebiets. Es steht aber unter letzteren zweifelsohne mit dem gut erforschten mesozoischen (triadischen) Ablagerungsbereich des Bakonyer Waldes, dessen Schichtfolge mancherlei Anklänge an die südalpine Triasfazies aufweist, in unmittelbarem Zusammenhang (66 b). Es deutet sich also, ebenso wie für die nordalpine so auch für die südalpine Geosynklinale eine Verbindung mit den Muldenräumen des karpathischen Bogens (innerungarischen Mittelgebirges) an. Der Verlauf der südalpinen Geosynklinale weist im Osten auf enge Beziehungen zum alpinen Sedimentationsgebiet, auf geringere zu jenem der Dinarischen Alpen hin.

b) Die östlichen Südalpen besitzen viele charakteristische alpine Faziesmerkmale, welche dem nachbarlich angrenzenden Stamm der Dinariden abgehen.

Hieher gehören die allerdings nur spärlich vertretene Hallstätter Kalkentwicklung (*Wochein*, *Wocheiner Tunnel*, *Pregrada* im Rudenzazuge), die weite Verbreitung rötlicher, Hierlatz-Krinoidenkalke des Lias, Adnether Kalk ähnlicher roter Mergelkalke, Flyschmergel des Lias (Jura), die ganz typischen bunten, meist geringmächtigen Kieselschiefer und Radiolarite des Oberjura, Hornsteinschichten und Ptychenkalke des Jura, Mangan und Eisen reichen Mergelschiefer des Lias und auch des Oberjura, die charakteristischen Fleckenmergel der Unterkreide, Unterkreide- (*Neokom*-?) Flysch, Rudistenkalke der höheren Kreide (den Gosauschichten nicht unähnlich), Oberkreide- (*Senon*-) Flysch, Nummulitenkalke und -mergel des Eozäns (*Resiutta*) und schließlich Eozänflysch. Fast alle der genannten Schichtglieder (mit Aus-

nahme der Rudistenkalke und des Eozänflysches) sind in den unmittelbar an die Südälpen anschließenden Teilen der Dinariden unbekannt.<sup>170a)</sup>

Die südalpine Schichtfolge zeigt zum Teil mehr bathyale Anklänge gegenüber den vorwiegend in seichterem Wasser gebildeten Sedimenten der nördlichsten dinarischen Gebietsteile. Diese Umstände sprechen deutlich für eine nähere fazielle Angliederung des östlichen, südalpinen Faziesbezirkes an den Stamm der Alpen.

c) Die östlichen Südälpen zeigen einen ausgesprochen „ostalpinen“ (ostwestlichen) Verlauf ihrer tektonischen Leitlinien und Hauptzüge.

Als besonders wichtig erachte ich die Tatsache, daß die maßgebenden, tektonischen Elemente der östlichen Südälpen in ihrer Gesamtheit durch einen in der Ost-Westrichtung gestreckten Decken- und Faltenbau dargestellt werden.

Die Falten, Schuppen und Decken der Julischen Alpen, der Steiner Alpen und ihrer östlichen Fortsetzung bis zur Ravna gora sind zum Teil schon in jungmesozoischer Zeit angelegt, dann aber in altertiärer Zeit in der Ost-Westrichtung fortgebildet worden. Die aus dem obersten Savetal bis an den Ostfuß der Alpen verfolgbare Karbonantiklinale im Norden der Kalkhochalpen trennt bei ausgesprochenem O-W-Verlauf die in derselben Richtung weit verfolgbare Košuta (Kosiak-) Synklinale von den Julischen und Steiner Alpen ab. Die kristalline, von Tonalit begleitete Zone, und der Drauzug (Obirzug der Nordkatawanken) sind bekanntlich ebenso orientiert.

Die Vorlage des Teideckenbaues der Julischen und Steiner Alpen (und ihrer Fortsetzung) wird von einem einfachen oder einem Doppelgewölbe gebildet, das vom Tagliamento bis in die kroatischen Inselberge hinaus im allgemeinen einer ostwestlichen Anordnung folgt. Die Dome von Tarcento-Matajur (Stol-Kolowrat), Ternowaner-Idrianerscholle, Bischoflack-Billichgrazer Gebiet und die Savefalten (Trojana und Littauer Antiklinale, Rudenza und Ivančica), die meiner Ansicht nach einer einzigen, großen tektonischen Einheit angehören, entsprechen diesem rein ostalpin verlaufenden Elemente. Es entwickelt sich aus domförmigen Anschwellungen im Westen zu breiten und langgestreckten Gewölben im Osten.

Schon das prägnante, ostwestliche Ausstreichen der südalpinen Hauptelemente gegen die kroatisch-panonische Ebene erweist die Unabhängigkeit dieses Baues vom dinarischen System. Alle tektonischen Hauptelemente der östlichen Südälpen, einschließlich ihrer Vorlage, (Dome, Hochkarst, Savefalten) zeigen

---

<sup>170a)</sup> Der Gegensatz ist natürlich kein absoluter, und gilt auch nur für den Vergleich der östlichen Südälpen mit den an diese angrenzenden Dinaridenteileiteile (Unterkrainer-Kroatische-Istrische Karstgebiete).

in ihrer Grundanlage und zumeist auch in ihrer Weiterausbildung das Vorhandensein eines alpinen, ostwestlichen Verlaufes. Es ist daher unzutreffend, wenn behauptet wird, der südalpine Gebirgskörper lenke in die Dinariden ein.

Sowohl der Drauzug und die Tonalitzone reichen nach Osten (über den Dinarischen Rand) mit alpinem Ost-West-Streichen bis an das Bacher Gebirge. Die Südkarawanken (Košuta-Kosiakzug) und die eng verknüpfte Karbonantiklinale verschwinden erst weit südöstlich des Bachers, dieses Massiv bogenförmig umgürtend, an der Drau unter dem Quartär. Die Kalkhochalpen versinken erst in der Ravna gora in Kroatien unter dem Tertiär und der quartären Bedeckung. Die Vorlage des südalpinen Baues, die Savefalten, ziehen vollends mit ostwestlichem oder gegen Nordost abgelenktem Streichen weit in das kroatische Flachland hinein (Ivančica, Agram—Kalniker Gebirge usw.). Der südalpine Gebirgskörper findet daher seiner Grundanlage nach nicht im dinarischen seine Fortsetzung.<sup>170b)</sup> sondern streicht ganz unzweideutig gegen Osten und Nordosten in das kroatisch-pannonische Senkungsfeld hinein. Im Sinne von E. Suess älterer Auffassung (99, S. 36—37) kann im Untergrunde der mit tertiären und quartären Sedimenten erfüllten westpannonischen Senkung zum Teil die Verbindung mit dem Gebirgsstock des Bakonyer Waldes<sup>172)</sup> gesucht werden, dessen Schichtfolge bekanntlich viele Anklänge an jene der Südralpen aufweist. Andeutungen über das versunkene Verbindungsstück sind bekannt. Die in der streichenden nordöstlichen Fortsetzung der Triaszone der Ravna gora gelegene miozäne Antiklinale von Friedau (Höfer, 33 d, Dregler, 17 a) und jene des Murinselgebietes<sup>171)</sup> lassen die südalpinen Wellen bis an die Mur heran verfolgen. Sie sollen neuerdings auf Grund von Petroleumbohrungen<sup>173)</sup> auch noch jenseits der Mur nachgewiesen worden sein. Dadurch schrumpft die Lücke, die zwischen den Ausläufern der Südralpen und dem Bakony klafft, auf kaum 50 km<sup>174)</sup> zusammen.

<sup>170b)</sup> Die äußerste südalpine Randzone etwa ausgenommen.

<sup>171)</sup> Zwischen Mur und Drau (im Mündungswinkel der letzteren) gelegen (Matyssovszky: Verh. d. Geol. R.-A. 1878, S. 15).

<sup>172)</sup> Die Angaben und Profile in L. v. Loczy's Werk (66 b), lassen auch im Bakony die Existenz von Faltungen (mit Brüchen kombiniert) und von Schuppungen erkennen.

<sup>173)</sup> Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Wilhelm Petrascheck.

Zwischen der Ost-Westanordnung der tektonischen Züge der Südalpen und der scharfen nordwestlichen Orientierung der dinarischen Leitlinien klafft somit ein unüberbrückbarer Gegensatz, der die Vereinigung beider kaum zuläßt.

d) Der südalpine Gebirgsbau ist älter als jener der Dinariden.

Die erste Anlage des südalpinen Baues geht schon in die ältere und mittlere Kreidezeit zurück. Beweise dafür ergeben sich aus dem transgressiven Übergreifen der Gosau am Ostabbruch der Karawanken (wahrscheinlich Überdeckung eines älteren Überschiebungsbaues), aus analogen Transgressionen am Südsaum der Julischen Alpen (Polounik) und Steiner Alpen (Domžale) und aus dem Auftreten unterkretazischer, und aus dem Vorhandensein und dem Geröllinhalt mächtiger, oberkretazischer Flyschablagerungen an der adriatischen Abdachung der Julischen Alpen. Letztere (Oberkreideflysch) enthalten in den eingeschalteten Deltabildungen nicht nur die Geröllmassen einer mächtigen, in Abtragung befindlichen jurassischen und unterkretazischen Sedimentdecke und obertriadischer Kalkbildungen, sondern auch zahllose Einschlüsse von Gangquarzen, Grüngesteinen, Diabasen und metamorphen Schiefergesteinen, die bereits auf die Bloßlegung paläozoischer Schichten hinweisen. Die Faltung hatte also in den axialen Teilen des Gebirges, in untergeordnetem Maße auch in den Randzonen, schon innerhalb der Kreideformation ihren Anfang genommen, in einer Zeit, in welcher der anschließende dinarische Ablagerungsraum noch eine Stätte stetiger und ungestörter Sedimentation dargestellt hat.

Der Verlauf und die Entstehung der inneren Falten- (und Schuppen-) Züge der östlichen Südalpen war daher ursprünglich von der dinarischen Richtung ganz unbeeinflußt (Drauzug, Košutazug, Tonalitzone usw.) gebildet worden. Sie setzten sich bei ostwestlichem Streichen ostwärts in die Drau — Save - Faltenzüge fort. Es kann daher unmöglich von einem Zusammenhang des Rückgrates des südalpinen Gebirgskörpers mit dem dinarischen System die Rede sein. Noch in den

<sup>174)</sup> Der Bakonyer Wald zeigt deutlich ebenfalls ein SW—NO-Hauptstreichen, ist von größeren und kleineren (Detail-)Faltungen durchzogen und zeigt nach Loczys Profilen vielfach ausgesprochene Schuppenstrukturen, zum Beispiel den auf eine weite Erstreckung nachgewiesenen Literer „Wechselbruch“ (vgl. 66 b, S. 92—93).

jüngeren, oligozän-jungtertiären Bewegungsphasen hat sich die alpine Ost-Westrichtung im Bau des südalpinen Gebirgskörpers als die dominierende erwiesen. Auch die Hauptfaltungen (nicht aber die Überschiebungen) der äußeren Zonen sind zu einer Zeit eingetreten, als die Dinariden erst in den innersten Teilen aufgewölbt waren.

Da die Südalpen sonach in der Grundanlage älter als die Dinariden sind, kann eine Gemeinsamkeit beider, die doch auch eine Gleichzeitigkeit in der Entstehung der scharf auseinander-tretenden Hauptzüge verlangen würde, nicht angenommen werden.

e) Einige alpine Baumerkmale der östlichen Südalpen.

(Namhafte Bewegungsintensitäten noch in dem östlichsten Teile des Gebirges. Tektonische Beziehungen zum karpathischen Bogen.)

Die östlichen Südalpen zeigen in ihren Profilen mancherlei tektonische Analogien mit nordalpinen Querschnitten, wenn sie auch wohl, was ihre Bewegungsintensität anbelingt, hinter jener der nördlichen Kalkalpen zurückstehen. Schon das Vorhandensein einer äußeren Flyschzone, an welche sich gegen das Innere des Gebirges aus Dachsteinkalken und aufgelagerter Jura-Kreide-decke bestehende Bauelemente anschließen, bedingte beim Gebirgszusammenschub mancherlei Ähnlichkeiten mit den analog zusammengesetzten, nordalpinen Zonen. (Teilttektonik des Flysches, großzügige Schub- und Faltentektonik der Kalkhochalpen.<sup>175)</sup>

Auch die Tatsache, daß sowohl in den Nordalpen wie in Teilen der östlichen Südalpen (hier vor allem in den Julischen Alpen) eine ausgesprochene tiefere Rinne in Form einer Art Vortiefe vorhanden war, hat vielfach den Anlaß zur Entstehung ähnlicher Störungsbilder wie in den Nordalpen gegeben.

Es hat sich auf Grund der hier dargelegten Ergebnisse kein sicherer Beweis dafür erkennen lassen, daß ein namhaftes Abflauen in der Bewegungsintensität schon im Bereich der westlichen Savefalten stattgefunden hat.

---

<sup>175)</sup> Vgl. z. B. E. Spenglers prächtigen Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. (84 b.)

Die angenommene große Überschiebung der Steiner Alpendecke über ihre südliche Vorlage ist noch in dem östlich anschließenden Stock des Memina und Dobrol sichtbar und kann sogar im Gebiete nördlich Cilli (Hohenegg) vermutet werden. An dem Nordrande der Savefalten konnte also bis über Cilli hinaus die Existenz einer ausgedehnten nord (genauer ausgedrückt nordost gerichteten) Schubbewegung wahrscheinlich gemacht werden.

Vielelleicht kann ein Abflauen in der Bewegungsintensität noch weiter im Osten dort vermutet werden, wo Teile der Südalen (Ravna gora) gegen NO umbiegend, dem Bakony zuzustreben scheinen, zum Teil in die pannonsche Senke ausstrecken, wo also eine Art Bündelung im Streichen entsteht. Durch ein stärkeres Vorpressen (Vordringen), Übereinanderschieben und Verfalten der östlichsten Teile der Südalen, gegenüber dem Bakonywald, könnte der jäh Wechsel in der Streichrichtung erklärt werden, mit welchem die östlichsten Ausläufer der Südalen zum Teil nach Nordosten umbiegen. Die Ausgestaltung des südalpin-mittelungarischen Gebirgsbogens wäre dieser Auffassung zufolge, wenn auch in seiner Grundanlage wohl schon älter, doch erst während der großen kretazisch-alttertiären Falten und Schubbewegungen vor sich gegangen. Hinweise auf ein sehr jugendliches Fortschreiten der bogenbildenden Prozesse im Jungtertiär ergeben sich aus dem Studium der postmiozänen Faltenbildung. Auf diese Vorgänge wird an anderer Stelle näher eingegangen werden.

Ich betrachte daher die östlichen Ausläufer der Südalen (Ostkarawanken, Karbonzug, Steiner Alpen, Ravna gora, Savefalten usw.) als tektonisch vollkommen gleichwertige Elemente der übrigen Teile des südalpinen Gebirgskörpers. Es geht meiner Ansicht nach nicht an, sie nur als sekundäre Ausweichsfalten (Sueß, 97) oder als Kompensationsfalten für die Eindrückung des periadriatischen Bogenscheitels (Köhlmann 59, S. 122) aufzufassen. Es liegen hier die von einer breiten Vorlage begleiteten, östlichsten, noch sichtbaren Teile des südalpinen Gebirgskörpers vor, der ebenso, wie weiter westlich, von bedeutenden, wenn auch vielleicht ganz im Osten, beim Auseinanderrücken der Gebirgsäste sich abschwächenden, Schub- und Faltenbewegungen betroffen war. Die geringe Breite der östlichen Teile der Südalen geht vermutlich nur zum Teil auf eine schon ursprüngliche Einengung des Ablagerungsraumes, besonders aber auf miozäne und postmiozäne Kompression zurück.<sup>176)</sup>

<sup>176)</sup> Daß aber in den nach dem Osten und Nordosten auslaufenden Falten nicht etwa nur ganz jugendliche Nachfaltungen vorliegen, beweist, daß das Jungtertiär schon diskordant über die mesozoischen Falten übergreift. (Vgl. auch die Gosau-Diskordanz an den Beckenrändern am Bacher und Agramer Gebirge). So sitzen in der Ivansiča und Rudenza (äußerste östliche Ausläufer der Südalen!) die miozänen Leithakalke als Riffe den bereits damals entblößten und denudierten Triasantiklinalen meist unmittel-

Nach dem Aufbau der Geosynklinalsedimente, nach der Verfolgbarkeit der einzelnen, tektonischen Hauptzonen, nach ihrer rein alpinen Streichrichtung, und zeitlichen Entwicklung, hat daher der Hauptstamm der östlichen Südalpen in seiner Grundanlage nichts oder nur wenig mit dem dinarischen System zu tun. Alpen und Dinariden sind auch, wie im Gegensatz zu Kobers (38) und Limanowskis (64) Anschauungen hervorgehoben werden muß, keineswegs durch einen gemeinsamen Deckenbau verknüpft. Keine einzige tektonische Einheit, keine Schuppe oder Decke der östlichen Südalpen vollzieht die Wendung vom alpinen, zum dinarischen Streichen. Was bisher dafür angesprochen wurde, beruhte entweder auf einer Verwechslung mit lokalisierten Knickungsüberschiebungen in der alpin-dinarischen Grenzregion oder auf offensichtlicher Unkenntnis der bekannt gewordenen Tatsachen.

f) Morphologische Charakteristik der östlichen Südalpen. Unterschiede von den Dinariden.

Auch in morphologischer Hinsicht schließen sich die östlichen Südalpen enge an den Stamm der Alpen an und scheiden sich von dem Karstgebiete der Dinariden. Die Südalpen zeigen den Hochgebirgscharakter und den glazialen Formenschatz der übrigen Alpen. (Julische—Steiner Alpen.) Die ausgedehnten, jungen, pliozänen Abtragsflächen, wie sie große Teile des Dinarischen Gebirges auszeichnen, zeigen die östlichen Südalpen nur randlich, was auf starke, andauernde, aufwärts gerichtete, jungtertiäre Krustenbewegungen im Bereich der letzteren hin-deutet — ein weiteres Moment, die Südalpen von den Dinariden abzulösen.

#### 4. Der Dinarische Bau.

a) Bewegungsausmaß. Der dinarische Bau tritt mit ausgesprochenem NW—NNW-Streichen an die im allgemeinen deutlich O—W verlaufenden südalpinen Zonen heran. Es ent-

---

bar auf. Auch die oligozänen Sołkaschichten greifen vielfach (Gonobitzer Gora—Wotsch, südlich und südöstlich des Bachers!) unmittelbar bis auf den bloßgelegten Karbonkern der Antikinalen über und sind mit ihm nachträglich verfaltet worden. Es ist dies die streichende Fortsetzung derselben Karbonwölbung, deren mittelkretazisches Alter (am Nordsaum) der Julischen Alpen angenommen werden konnte. (Vgl. hierzu 110, 117.)

steht die Frage, welches Bewegungsausmaß den an die Südalpen anschließenden Teilen der „Dinariden“ zukommt. L. Körber (38, 39) und später zum Teil F. Baron Nopcsa (75 b) haben die Hypothese von der Existenz eines gewaltigen, weitstreichenden alpin-dinarischen Deckenbaus aufgestellt. Doch dürften die von Nopcsa so anschaulich aus dem nordalbanischen Teile der Dinariden beschriebenen, größeren Überschiebungen, eher lokalen Teilbewegungen entsprechen, wie es bereits F. Koßmat (59, S. 130 bis 133) ausgesprochen hat und wie es auch E. Nowak's Auffassung (74 c, S. 209) darstellt. Sie dürften mit dem „albanischen Knick“ der Dinariden in Zusammenhang stehen.

Jedenfalls sind bisher, soweit mir bekannt ist, nirgends irgend welch sichere Anzeichen für die Existenz eines großen und weitstreichenden Deckenbaues im Bereiche der küstenländisch-kroatischen Dinariden erwiesen worden. Es geht nicht an, irgendwo bekannt gewordene, vielleicht nur ganz lokale Verschuppungen durch Deckengrenzen miteinander zu verbinden oder aus der Tatsache einer zonaren Verteilung von Sediment- und Faziesstreifen allein schon auf die Existenz von bedeutenden Schubdecken zu schließen. Der Hauptteil der Dinariden macht durchaus den Eindruck eines Gebirges von im allgemeinen geringerer Bewegungsintensität. (Man vergleiche zum Beispiel die breite Zone regelmäßiger und einfacher [Kreide-, Eozän-, Oligozän-]Falten, welche aus Istrien über den Quarnero nach Dalmatien und in die dalmatischen Inseln hineinstreichen.) Auch die ausgedehnten unterkrainisch-nordkroatischen Karstflächen, die den Raum zwischen den Küstenfalten einerseits und der innerkroatischen Senkung anderseits ausfüllen, scheinen, wenigstens nach den vorliegenden Berichten (Schubert 80, Koch 39 b, Stache 86, 87), vorwiegend einen einfachen Falten- oder Wellenbau zu besitzen.

Nur die Grenzregion zwischen der aus Kreide und Eozän bestehenden, breiten Küstenzone und den inneren Karstflächen (Unterkainer und kroatischer Karst) ist durch größere Überschiebungen gekennzeichnet. Unter diesen ist vor allem jene Bewegungsfläche hervorzuheben, welche mit der Birnbaumer Waldüberschiebung beginnt, in die Randschubfläche des Adelsberger Karstes und in G. Stach's Grafenbrunner Überschiebung (26, S. 283) sich fortsetzt, und als deren weitere Verlängerung,

die im geologischen und topographischen Kartenbild so auffällig hervortretende Buccarispalte angesehen werden kann. Sie mündet bei Novi in den Quarnero. Auch diese Linie, an welche sich die inneren Kreidekalkmassen auf die mit ihrem Flyschmantel unter erstere absinkenden Karstkalke auflegen, entspricht zweifelsohne keiner Fernüberschiebung. Ich möchte auf Grund des geologischen Kartenbildes (im Nordteil) auf Schubweiten von etwa 10 bis 15 km schließen.

Wie es bereits früher ausgeführt wurde, setzt der eigentliche Birnbaumer Wald noch mit einer höheren, sekundären Schubfläche an, welche anscheinend sich auch weiter nach Südosten fortsetzt.

Mit diesen und einigen anderen spärlichen Anzeichen von Schubbewegungen, zu denen im Laufe der Zeit noch etliche hinzugefunden werden mögen, dürfte der Vorrat an größeren Schüben, den die Dinariden in dem Grenzraum gegen die Südalpen aufweisen, erschöpft sein. Im allgemeinen erscheinen also die an die östlichen Südalpen anschließenden, küstenländischen Dinariden durch eine mäßige Bewegungsintensität, bei großer Breite des Gebirges, gekennzeichnet.

#### b) Das Herantreten der Dinariden an die Südalpen.

Der Bau der Dinariden stößt in seiner Hauptbreite unvermittelt an dem südalpinen (ost-westlichen) Faltensystem ab. In voller Schärfe gilt dies für das Verhältnis der Unterkrainer Karstfalten zur großen (südalpinen) Littauer Wölbung. Ein Einlenken des dinarischen Bogens in die südalpine Richtung ist hier, wie bei den nächstfolgenden dinarischen Zonen (Adelsberger-Birnbaumer Karst) nicht zu sehen.<sup>177)</sup> Erst die äußersten, meerwärts gelegenen Zonen der Dinariden beschreiben (von der innersten Eozänzone an angefangen) im großen und ganzen eine bogenförmige Wendung aus der Nordwestrichtung zu ost-westlichem Verlauf, wobei sich mancherlei Detailkomplikationen (vgl. F. Koßmat 59, S. 87) einstellen.

Der Bogen der Eozänllyschzone Buccarispalte-Reka-Wipachtal und der Kreidekalkwölbung Tschitschen-Triester Karst,

---

<sup>177)</sup> Nur erscheint der Südrand der Littauer Wölbung, zum Teil auch ihr Kern, nachträglich dinarisch beeinflußt.

zeigt diese Erscheinung deutlich, welche sich auch noch in den südlicher folgenden istrischen Wellen ausgeprägt (Waagen: Die Virgation der istrischen Falten, 130 b). Ein breiter Saum von Falten streicht also aus Dalmatien und den vorgelagerten Inseln über Küstenkroatien und den Quarnero nach Istrien in die Adria und in den Tschitschen und Triester Karst. Wie schon E. Sueß (97) betont hat, liegt ja der Nordteil der Adria und die anschließende friaulische Senkung über den versunkenen dinarischen Ketten. Die scheinbar sehr einfachen tektonischen Verhältnisse, welche besonders die äußeren Teile dieses posteozaenen Faltungsgebietes aufweisen (Man beachte die „Wellungen“ in Südistrien — Schubert 80, S. 22, Waagen 130 b, S. 6) läßt mutmaßen, daß hier ein Gebiet sehr schwacher Faltung in dem versunkenen Gebirgswall am Außensaume der Süd-alpen verborgen ist.<sup>178)</sup>

Diese den Süd-alpen als äußerster Saum vorgelagerte Zone, die vom Isonzo an westwärts zur Gänze unter den quartären Anschwemmungen, beziehungsweise unter dem Meeresspiegel begraben liegt, muß allerdings durchaus dem dinarischen Gebirgsystem zugezählt werden. Sie zeigt auch dort, wo sie unter die friaulische Senkung untertaucht (Colle di Medea bei Cormons, Westrand des Küstenkarstes bei Monfalcone) die stratigraphischen Merkmale des dinarischen Ablagerungsbereiches (liburnische Schichten, mächtige Karstentwicklung der Kreide, einfachen tektonischen Bau). Es folgt daraus, daß nur die äußersten dinarischen Züge, so weit erkennbar, als ein meerwärts gelegener, heute unter Quartärschutt begrabener, schwach gefalteter Streifen, dem südalpinen Gebirgsstamm angegliedert worden sind.

Die inneren breiten, dinarischen Zonen treten dagegen mit den Süd-alpen in eine viel kompliziertere Wechselbeziehung.

### c) Das Alter des dinarischen Baues.

Wie bei der südalpinen Gebirgsbewegung, so lassen sich auch im dinarischen Bau verschiedene tektonische Phasen unterscheiden. Aber deutlich kann ein späteres Ansetzen der dinarischen Faltung gegenüber der südalpinen konstatiert werden. Vor allem sind sehr ausgedehnte Teile — man möchte sogar sagen

<sup>178)</sup> Auch in den von Stefanini (91) und Dainelli (9) studierten Profilen am venetianisch-friaulischen Außenraume (Meduna, Cellina) schließt sich das Eozän, wie in den Dinariden, konkordant an die Kreide an.

die Hauptmasse — der küstenländischen Dinariden erst in nacheozäner, zum Teil sogar in nachaltoligozäner Zeit als Faltenbau entstanden.

Dies geht aus der völlig konkordanten Mitfaltung des Eozänliflysches (in Norddalmatien auch noch der unteroligozänen Prominaschichten) hervor. In den innersten Teilen des dinarischen Gebirges müssen sich aber, wie die so ausgedehnte Verbreitung der Flyschschichten des Eozäns annehmen lässt, schon vor der Transgression des Alttertiärs Aufwölbungen gebildet haben. Denn eine so ausgedehnte und mächtige Entwicklung klastischer Ablagerungen hat die Existenz größerer Landaufragungen und Abtragungen zur Voraussetzung. Vermutlich fällt ihre erste Entstehung in das Alteozän (liburnische Festlandsperiode). Dagegen sind meines Wissens in den an die Südralpen angrenzenden Teilen des Dinarischen Gebirges keine Anzeichen für intrakretazische Faltungen bekannt geworden. Sowohl vom Westen (Adria) als vom Osten (Savegebiet) her, dringt die meist konkordant dem Jura aufgelagerte Kreide, in Karstkalk- und Rudistenfazies entwickelt, bis in die innersten Teile der Dinarischen Falten (Oberkreidegebiet des Krainer Schneeberges, von Loitsch, Kreide von Möttling) ein. Eine Kreideflyschentwicklung ist hier unbekannt. Dies verbreitet die Annahme namhafter Gebirgsbewegungen (Faltungen und Überschiebungen) in diesen den Südralpen benachbarten Teilen der Dinariden schon in oberkretazischer Zeit.<sup>179)</sup>

Ich glaube also die ersten, noch auf die innersten dinarischen Teile beschränkten faltenden Bewegungen der Dinarischen Alpen in die nachkretazische, aber vormiozäne Zeit versetzen und eine zweite, maßgebendere Bewegungsphase, die der Hauptfaltung und Schubbewegung der Dinarischen Alpen entspräche, im Posteozän (zum Teil postunteroligozän) annehmen zu können. Jungtertiäre Faltungen und Verbiegungen folgten nach.

## 5. Die Beziehungen der südalpinen zu den dinarischen Strukturlinien.

a) Altersbeziehungen. Aus den bisherigen Darlegungen geht hervor, daß große Teile der Südralpen als ein schon

---

<sup>179)</sup> Solche sind aber Bosnien bekannt. (Oberkreide der Majevca planina.)

stark gefaltetes Gebirge vorlagen, als die Dinariden sich noch im Geosynkinalstadium befanden, weiters, daß die Auffaltung in den Südalen schon bis an den äußersten Saum des Gebirges vorgedrungen war, als sich erst die ersten Aufwölbungen in den inneren Teilen der dinarischen Alpen zu bilden begannen (im Alteozän).

Nachfolgend (in posteozäner Zeit) sind aber dann Südalen und Dinariden noch in mehreren tektonischen Phasen gemeinsam der Gebirgsbildung unterworfen gewesen. Südalpine und dinarische Faltung wirkten also in den späteren Zeiten auch noch gleichzeitig fort. Diese jüngere Geschichte der Südalen ist dadurch charakterisiert, daß unter der maßgebenden Einwirkung des dinarischen Bogens auf den schon vorhandenen südalpinen Bau, sich aus letzterem Systeme größere Überschiebungen entwickelt haben, die lokal recht beträchtliche Schubweiten erlangt haben.

#### b) Einlenken der dinarischen Spannungen in die Südalen.

Das dinarische Gebirge erreicht mit seinen NW streichenden Leitlinien den südalpinen Bau. Die dinarischen Spannungen setzten sich naturgemäß in letzteren fort, prägten sich gleichsam dem alpinen Bauplan auf und lenkten, wie ein in den Hauptstrom eimmündender Nebenfluß, allmählich bogenförmig in die alpine Richtung ein. Die Divergenz zwischen Südalen und Dinariden ist im Osten, wo die dinarischen Faltenwellen unter einem Winkel von 45 bis 60° an die Südalen herantreten, am größten: sie gleicht sich gegen den Tagliamento hin völlig aus.

Das Grundprinzip für die Erklärung der Verhältnisse der Südalen zu den Dinariden in der Grenzregion liegt meiner Ansicht nach darin, daß die dinarischen (NW streichenden) Spannungen an dem Ost-West verlaufenden alpinen Gebirgskörper, der in eben dieser Richtung auch noch in weiterer Fortbildung begriffen war, nur durch die Zerlegung der Druckkräfte in ihre Komponenten im allgemeinen zur Wirksamkeit erwachsen konnten. Die eine im alpinen Sinne, von Norden gegen Süden angreifende Komponente, erzeugte im Verein mit dem fortwirkenden alpinen Spannungen eine enge Zusammenpressung und Überschiebung des Gebirges an Schubflächen. Die zweite in der Ost-Westrichtung wirksame Komponente hingegen eine Knickung

der alpinen Zonen im Streichen und schräge Verschiebungen an Knickungsüberschiebungen.

c) Das Auslaufen alpiner und dinarischer Schubflächen in der Grenzregion. (T. IV.)

Ein Blick auf die tektonische Karte des alpin-dinarischen Grenzgebietes zeigt die interessante Tatsache, daß die alpinen Überschiebungen, die aus den westlichen Julischen Alpen (vom Tagliamento her) hereinstreichen, nicht in die Dinariden einlenken, sondern teils gegen den Isonzo hin, teils erst gegen die Save zu erlöschen. (M. Quarantanüberschiebung, Resiuttasüberschiebung, Stolüberschiebung, Karfreit—Kirchheimer und Krn—Kobla-Überschiebung.)

Ebenso zeigen die dinarischen Schubflächen (Buccarispalten—Adelsberger Überschiebung, Birnbaumer Wald-Überschiebung) keine Fortsetzung im südalpinen Baue, vielmehr enden diese Schubflächen, die weit aus dem Südosten bis an die Termowaner Überschiebung herankommen, hinter letzterer im Untergrunde der Südalpen.

Es kann hieraus geschlossen werden, daß zwischen den dinarischen und den südalpinen Überschiebungen gleichsam ein Alternieren besteht. Die ersten ziehen aus dem Südosten herauf und enden am Außensaum der Südalpen. In der Ost—Westrichtung verlaufende, südalpine Schubflächen setzen als neue Staffel in den Südalpen ein und verlängern die Zone des Gebirgszusammenschubs nach dem Westen.

Schon lange war mir ferner die Tatsache aufgefallen, daß westlich des Isonzos eine auffällige Änderung im Bau der Südalpen eintritt. Östlich dieses Flusses herrscht ein System aus flacheren (oder mittelstetigen), weiter ausgreifenden Schubschollen mit namhafter Seitenkomponente vor, westlich des Flusses tritt dagegen eine starke Zusammenpressung des Gebirges, eine steile Schuppung und Aufrichtung, zu Tage.<sup>180)</sup> Insbesondere ist aber hier das Einschalten neuer Faltenelemente (Mt. Plaurissynklinale usw.) und Schuppungen (Resiuttaschuppung, Stolüberschiebung) sehr bezeichnend. Dieser Wechsel im Bau stellt sich dort ein, wo sich das allmähliche Einlenken der West—Nord—West verlaufenden Juli-

---

<sup>180)</sup> Zum Teil wohl auch durch jüngere Bewegungen verstärkt.

schen Außenzone in die reine Ost-West-Richtung der Julischen Alpen vollzieht, wo also Südalpen und Dinariden gleichsam miteinander verschmolzen sind. Ich glaube daher annehmen zu können, daß die Ursache für die Einschaltung neuer tektonischer Elemente darin begründet ist, daß sich hier der *völle* Anteil der dinarischen Druckkräfte zur alpinen Bewegungsgröße subsummiert hat und sich deshalb der Einfluß verstärkter Kompression äußert.

d) Die Knickungssüberschiebungen.

Außer den genannten Überschiebungen bestehen in den östlichen Südalen auch noch andere Bewegungsflächen, die auf jenen Raum beschränkt sind, in welchem die angenommene Fortsetzung der Dinarischen Alpen die südalpinen Strukturen überquert. Hier gehörte vor allem die große Ternowaner-Billich-grazer-Laibacher Moor-Schubfläche, die vermutete Deckenüberschiebung der Zlatna-Studorscholle (diagonale Verschuppung der zentralen Kalkzone) und die Teilschuppungen des Littauer Gewölbes. Auch die Košutiasynklinal (= Südkarawanken) erscheint an der Stelle ihrer Abbiegung gegen Süden (nordöstlich Aßling) an einer Überschiebung vorgepreßt. Analoge, lokalisierte Überschiebungen aber von geringerer Bedeutung habe ich aus dem Isonzogebiet (östliche und westliche Knickung) namhaft gemacht. Wie aus den früheren Darlegungen hervorgeht, handelt es sich hier um charakteristische Knickungsüberschiebungen (Einknickungen),<sup>181)</sup> die sich aus alpinen Faltengewölben entwickeln, lokal zu bedeutenden Schubweiten anwachsen und nach beiden Richtungen hin im Streichen wieder in einen normalen Faltenbau einlenken.

Diese großen Schubbewegungen führen uns in eindringlichster Weise die Bedeutung vor Augen, welche der „Knickung“ im Bau der alpin-dinarischen Grenzregion kommt.

Die Knickungen vollziehen sich in jenem Teile der östlichen Südalen, in welchem die dinarischen Falten die damals bereits vorhandenen südalpinen Faltenwellen überqueren (unter einem Winkel von über  $45^{\circ}$ — $0^{\circ}$ ). Sie hören auf, wo die Einlenkung der dinarischen in die südalpinen Faltenwellen vollzogen ist.

<sup>181)</sup> Aber auch an den früher erwähnten Überschiebungen sind Transversaldruckkräfte beteiligt gewesen.

Sie sind die ganz naturgemäße Auslösung eines an einem abweichenden Substrate (südalpine Faltenwellen) in seine beiden Komponente (Kompressions- und Knickungskomponente) zerlegten, angreifenden diagonalen Gebirgsdruckes. Daraus ergibt sich auch der Verlauf der Knickungssachse. Diese muß etwa senkrecht auf die Richtung des einlenkenden dinarischen Bogens, also mit etwa nordöstlichem Verlauf das Gebirge queren. Die Hauptknickung muß ferner für die inneren (alpeneinwärts gelegenen) südalpinen Zonen mehr gegen Osten gerückt sein, weil letztere schon weiter östlich von den inneren, dinarischen Zonen überquert und geknickt werden. Sie zieht aus der Mitte der Ternowaner—Laibacher Moor-Überschiebung (Gebiet von Wippach) über den Raum von Kirchheim (Blegaš, Skofje vrh) in die große Abbiegungsstelle der Košuta und des Drauzuges (im Raume von Aßling—Neumarkt!) nach Mittelkärnten. (Siehe Fig. 18.)

Die Zusammengehörigkeit all dieser natürlich nicht streng linear angeordneten, aber auf einem breiteren Bande gelegenen Knickungen ist unverkennbar.

e) Die Knickung als notwendige Begleiterscheinung des dinarischen Zusammenschubs im Bereiche der südalpinen Zonen.

Es wurde in dieser Arbeit schon öfters darauf hingewiesen, daß die Knickung der südalpinen Zonen sich als naturnotwendige Begleiterscheinung der auf dieselbe übergreifenden dinarischen Kompression erweist. Denn die von der dinarischen Faltung in der NO—SW-Richtung erzeugte, stärkste Raumverkürzung mußte sich ja in gleicher Weise in jenem Gebiete vollziehen, in welchem der dinarische Bogen, in die Südalpen einlenkend, sich über diese aufprägte. Sie nimmt hier nur an Wert immer mehr ab, je mehr die Einlenkung der Dinariden in die südalpine Richtung fortschreitet.

Da an den präexistierenden, ost-westlich streichenden, alpinen Zonen, eine diagonale Faltung im allgemeinen nicht möglich war, so vollzog sich an denselben durch Zerlegung der angreifenden, diagonalen Kraft in ihre Komponenten, eine Knickung des Gebirges, wobei die auf der Seite der einwirkenden Druckkraft gelegenen Teile des südalpinen Gewölbes im allgemeinen bei Erhalt ihrer ost-westlichen Struktur nach Süden vorgedrängt wurden. Die tatsächliche Bewegungsresultierende

läuft von Nordost gegen Südwesten. Der südalpine Bau folgte auf diese Weise den nach derselben Richtung zusammengedrängten, dinarischen Faltungen nach. Die Bewegungsrichtung des geknickten alpinen Gewölbes war daher nicht senkrecht auf sein Hauptstreichen, sondern schräg dazu gerichtet, eine immer wieder erkennbare Erscheinung.

Am deutlichsten zeigt sich der enge Zusammenhang zwischen der dinarischen Faltung und der Knickung der alpinen Zonen, wenn man sich die Falten des dinarischen Gebirges wieder ausgeglättet, in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzt denkt: Dann schwindet auch die Knickung und das alpine Gewölbe erhält seine ursprüngliche, gerade gestreckte (ost-westliche) Richtung, in der es entstanden ist.

Es ist klar, daß zu jeder dinarischen Faltenzone auch eine Knickung aller jener anschließenden südalpinen Elemente gehört, über welche die Fortsetzung des bogenförmig verlängert gedachten Verlaufs der betreffenden, dinarischen Einheit zu liegen kommt. Es ist weiters leicht einzusehen, daß zu der Stärke der dinarischen Faltung (oder Überschiebung) auch das Ausmaß der Knickung in Beziehung stehen muß. So ist es begreiflich, daß die Zone stärkster dinarischer Kompression (Überschiebungszone des Adelsberger—Birnbaumer Karstes) im Bereiche der südalpinen Randzone (= Vorlage) in der gewaltigen Ternowaner—Laibacher Moor-Knickung seine Entsprechung findet. Die weitere (ideal gedachte) Fortsetzung derselben dinarischen Zone (Überschiebungszone des Birnbaumer Waldes) in die östlichen Südalpen hinein, führt zum geknickten Vorschub der Julischen Alpen an der Kärfreit—Kirchheimer Überschiebung, deren Transversalkomponente, dem allmählichen Einlenken des dinarischen Bogens in das südalpine Streichen, gemäß, schon eine geringere ist. Noch weiter westlich gelangt man schließlich (im Bereich der westlichen Julischen Alpen) zu jener engen und steilen Kompression des Gebirges, wie sie in der Stolschuppe, der Schuppung der Synklinale Ucea—Venzone, der Mt. Plauris-Synklinale und Resiuttaüberschiebung zum Ausdruck kommt. Hier ist das Einlenken in den alpinen Bogen vollzogen und die Bewegungsrichtung senkrecht auf das Gebirgsstreichen von Norden nach Süden gerichtet.

Der schon früher betonte Gegensatz zwischen den westlichen Julischen Alpen einerseits, den mittleren und östlichen

andererseits, findet dann darin seine Deutung, daß östlich des Isonzos der Einfluß der Knickung und Transversalbewegungen sich immer mehr geltend macht und daß hier deshalb eine weitgehendere Ablösung des Gebirges von seiner Unterlage in Form von Schubschollen stattgefunden hat. Es tritt ein Vordringen des Gebirges gegen Südsüdwesten in Erscheinung, wobei seine Elemente auch transversal zusammengestaut wurden.

Im Westen liegen dagegen offenbar engere und in größere Tiefen hinabsetzende Faltenstrukturen vor (Faltenbau von großem Tiefgang) und hier beherrscht steilere Zusammenpressung einen transversalem Stau den Gebirgsbau. Die Faltungen und Schuppen befinden sich auch im allgemeinen noch mehr in ihrem ursprünglichen Bildungsraum (*autochthoner Zusammenschluß*, der auch M. Gortanis [31] Auffassung entspricht). Dennoch war hier der Gesamteffekt der longitudinalen Kompression ein sehr bedeutender, wie die vermehrte Anzahl der Schuppen und Falten zeigt; außer den gegen Süden gerichteten Bewegungen stellte sich hier auch ein Ausweichen des Gebirges nach der entgegengesetzten Richtung (Norden) ein, wie die gleichsam beiderseits herausgepreßte Scholle des Cima di Selve (bei Venzone am Tagliamento), nordblickende Faltungen im Tagliamento-Profil und vor allem die gegen Norden gerichtete Überschiebung des Mt. Plauris-Zuges über das Eozän von Resiutta beweisen.

Glättet man die starke Kompression der westlichen Julischen Alpen aus, biegt man die vorgeprellten mittleren und östlichen Teile dieses Gebirges durch Ausrichtung ihrer Knickung zurück und macht schließlich deren bedeutende Überschiebungen rückgängig, so dürften sich alle Teile der Julischen Alpen (vom Tagliamento bis an die Save) zu einem ziemlich gleich breiten Band von ostwestlicher Hauptstreckung zusammenschließen.

In analoger Weise ergibt sich auch für die inneren dinarischen Zonen ein südalpines Knickungsäquivalent. Der breite Saum von Falten, der zwischen Weichselburg und dem Samoborer Gebirge (in Unterkrajn) an das Littaiergewölbe herantritt, findet hier, wie beschrieben wurde, einerseits an der Knickungsüberschiebung „Bischofslack—Littai“, andererseits in den von Heritsch (36) namhaft gemachten Ablösungsschuppen um Ostrand der Faltenzone, im Bereich der Südalpen, seine Kompensation.

Die gedachte Verlängerung der inneren (meerferneren) dinarischen Bogenteile führt zur großen Knickung von Aßling—Neumarkt (zwischen Steiner Alpen und Julischen Alpen), zu jener der Karbonantiklinale und Košuta-Faltenmulde. In diesen genannten Knickungen kommt aber sicherlich nicht nur der aus der transversalen Druckkomponente der inneren, dinarischen Faltenzüge resultierende Zusammenschub allein zum Ausdruck, sondern auch das Nachgeben und die Anpassung an die Knickung der anschließenden, äußeren alpinen Zonen, vor allem an jene der mittleren julischen Alpen und des Hochkarstes, deren Seitenkomponente, der Größe der zugehörigen dinarischen Kompression entsprechend, eine sehr bedeutende war. Es geht eben von den stark eingeknickten Außenzonen des Gebirges gleichsam ein transversaler Impuls durch die östlichen Südalpen, welche auch die inneren Zonen zwingt, gerade hier den erstgenannten in stärkerer Einknickung nachzufolgen.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß die Knickungsvorgänge im Bereich der östlichen Südalpen wesentlichen und maßgebenden Einfluß auf den Gebirgsbau ausgeübt haben, daß unter ihrer Einwirkung namhafte Überschiebungen entstanden sind, daß aber immerhin die älteren, erworbenen südalpinen Züge nicht verwischt, sondern nur beeinflußt werden konnten.

Die in dieser Arbeit gewonnenen tektonischen Ergebnisse berühren sich in vielfältiger Weise mit den interessanten und bisher nicht hinreichend gewerteten Resultaten, zu denen M. M. Ogilvie-Gordon (147, 148, 149) über die Struktur der Südtiroler Dolomiten gelangt ist. Die Torsionsstruktur der Dolomiten, wie sie M. Ogilvie-Gordon vertritt, gleicht in ihren Grundannahmen sehr der hier vertretenen Auffassung der großen, lokalisierten Knickungsüberschiebungen: Ein durch ältere Bewegungen in der Ost-Westrichtung angelegtes Falten-(Flexuren-)system wird später von den schräg zur vorgezeichneten Richtung wirkende Bewegungen überwältigt, wobei durch eine Komponentenzerlegung der angreifenden Kräfte komplizierte Drehbewegungen und Biegungen der Schollen eingetreten sind. Der den älteren Ost-West-Strukturen der Südalpen aufgeprägte Torsionsbogen M. Ogilvies (147, S. 631—632), gleicht dem Übergreifen des dinarischen Bogens über den südalpinen Stamm, wie er in dieser Arbeit dargestellt wurde. Nähere Vergleiche

der in den östlichen Südalpen erzielten Ergebnisse mit jenen Ogilvies in den Dolomiten sollen in einer a. a. O. zu veröffentlichten Studie gezogen werden. Ich kann es mir aber nicht versagen, schon hier auf die Bedeutung von Ogilvies Ergebnissen hinzuweisen, die schon vor 30 Jahren zu Resultaten gelangt sind, deren reicher Gehalt an wertvollen tektonischen Gesichtspunkten erst in der letzten Zeit mehr und mehr erkannt wird.

f) Knickungen in mehreren tektonischen Stockwerken, „zerschnittener Faltenschub“:

Das geologische Bild der östlichen Südalpen zeigt, daß sich die Knickungen in mehreren Arten vollzogen haben.

a) Der relativ starre, mechanische Aufbau, welcher den einzelnen Faltenelementen der östlichen Südalpen zukam, zumal wenn sie aus mächtigen Kalkmassen zusammengesetzt waren (mittel-obertriadische Kalke, Karstkalke des Jura und der Kreide), ließ eine weitgehende, bruchlose Knickung durch Überfaltung der Schichtzüge nicht zu. Nachdem die anfängliche Biegung, durch den Seitendruck erzeugt, einen gewissen Wert überschritten hatte, lösten sich die Schichtzusammenhänge und die geknickten Faltenzonen schohen sich in Form von Überschiebungsbögen über ihre zurückbleibende Unterlage vor (Ternowaner-Laibacher Moor-Knickung, Košuta-Knickung, die beiden Knickungen des mittleren Isonzogebietes). Dabei entstanden Scherflächen als Bewegungshorizonte, welche gelegentlich mit Schichtflächen zusammenfielen, in anderen, sehr häufigen Fällen aber den Faltenbau glatt durchschnitten haben. Auf diese Weise bildeten sie oft weit vorgeschoene, obere Gewölbeiteile, deren Sockel (die Wurzelstiele der Falten), von welchem die Ablösung (Abscherung) stattgefunden hatte, tief unter dem vordringenden Gebirge zurückgeblieben ist.

Dem Typus dieses „zerschnittenen Faltenschubes“ wurde in den ganzen östlichen Südalpen eine wesentliche Bedeutung zugeschrieben. Das Auftreten eines plastischen Gesteinshorizontes in der Unterlage der oft breiten Faltengewölbe (Karbonschiefer, Werfener Schiefer, auch ladinische Pseudo-Gailtaler Schiefer) begünstigte sehr häufig die Entstehung der Gleitflächen und zeichnete deren Lage und Entstehungsort vor. Gegen die Stirn- und

Randteile der Falten schnitten die Schubflächen meist aber glatt durch die Gebirgsstrukturen (Falten usw.) hindurch.

β) In anderen Fällen kam es an der Knickungsstelle innerhalb der sich einbiegenden und vorschiebenden Schollen auch nach den Seiten hin zu einer vollständigen Lösung der Schichtzusammenhänge und zu einem keilartigen In- und Übereinanderschieben der geknickten Streifen. Ich habe einen solchen Vorgang von den beiden Knickungen des Isonzogebietes (keilartige Ineinanderschiebung und Verdoppelung sowohl des Stolzuges, als des Dolomit—Jurazuges der Julischen Außenzone an der westlichen Knickung, Verkeilungen der Kołowrat-Antiklinale und der Dotomite der Außenzone an der östlichen Knickung) eingehend a. a. O. (134, 135) beschrieben. Dieselben Erscheinungen wiederholen sich, wenn meine Auffassung zu Recht besteht, in noch viel großzügigerer Weise, in den Überschiebungen am Nordostrand der Julischen Alpen (Zlatna—Studor-Überschiebung) und in dem keilartigen Ineinander- und Übereinanderschieben der beiden Hauptäste des Košutazuges (in der Košutaknickung).

γ) Einem besonderen Typus entsprechen jene Knickungen, welche sich in größerer Tiefe augenscheinlich unter einer mächtigeren, auflastenden Sedimentdecke vollzogen haben. Hier liegen also Knickungen in einem tieferen, tektonischen Stockwerk vor. Unter der Belastung konnten die Schichzüge zu schön geschwungenen Bögen geknickt werden, welche dem Typus einen der idealen, faltigen Einknickung sich annähern. Das Ausweichen erfolgt hier nach der Innenseite des Gebirges. So erscheint im Liegenden (unter) der großen Ternowaner—Laibacher Moordcke die zurückbleibende Unterlage in den Pöllander und Blegaßfalten halbplastisch verfaltet. Eine ähnliche, ebenfalls zum Teil wenigstens unter der auflastenden Decke erfolgte Knickung und Verbiegung kommt wohl auch in dem komplizierten Verlaufe der großen Karbonantiklinale und der sie begleitenden Perm—Untertriaszügen zwischen Aßling und Neumarkt zum Ausdruck.

Es kann aus den hier mitgeteilten Erscheinungen geschlossen werden, daß die einzelnen Zonen des Gebirges sich an lokalisierten Überschiebungsflächen in separate tektonische Stockwerke geteilt und in diesen in selbständigen, der Belastung entsprechenden Verfaltungen

oder Verschuppungen den einwirkenden knickenden Kräften nachgegeben haben. In einem tieferen tektonischen Stockwerke wurde die Gebirgsknickung unter der Einwirkung der grundlegenden, gebirgsbildenden Transversalkräfte in fältigen Verbiegungen (mit vertikaler Biegungssachse) angelegt, während die höheren Lagen in selbständigen, geknickten Schuppen vor- und seitwärts gepreßt worden.

g) Bedeutung der in der Tiefe des Gebirges vor sich gehenden Bewegungen.

An die hier mitgeteilten Ergebnisse reiht sich zwangsläufig die Vorstellung von der großen Bedeutung gerade der tieferen Erdzonen, als eigentlicher Träger der gebirgsbildenden Bewegungen an; eine Auffassung, die ja schon seit langem durch O. Ampfere (1, 2, 3) mit zwingenden, aber leider meist zu wenig beachteten Schlußfolgerungen hervorgehoben wurde. Sie hat auch in Schwinners Untersuchungen neuerdings gebührende Würdigung gefunden.

Es müßte, um zu weiteren allgemeinen Schlußfolgerungen über den Gebirgsbau gelangen zu können, das Augenmerk auf die Frage gerichtet werden, in welcher Weise die tieferen Erdzonen, die Unterlage der Falten- und Schuppengebirge, an den großen Knickungs- und Überschiebungsvorgängen, die die östlichen Südalpen betroffen haben, teilgenommen haben. Anhaltspunkte ergeben sich hiefür gerade aus dem zum Teil bloßgelegten Bau der tieferen Stockwerke an der Knickung der Vorlage der östlichen Südalpen (zum Beispiel Pöllander Falten, Bleaš-Fenster) und jener der inneren Gebirgsteile.

Ein näheres Eingehen auf diese Fragen erfordert aber eine Betrachtung des Gesamtbaues der östlichen Südalpen (auch ihres Nordteiles), welcher erst in einer später zu publizierenden Fortsetzung dieser Studie zur Darstellung gelangen kann. Im Anschluß an letztere sollen dann auch diese grundlegenden tektonischen Fragen erörtert werden.

h) Phasen der Knickung. Jüngere Bewegungen.

Eingehend wurde auf die Vorphasen der Gebirgsbildung im Jura und Kreide hingewiesen. Die autochthone Hauptfaltung und erste Knickung des Gebirges wurde schon im ältesten Eozän ange-

nommen. Die großartigen und bedeutsamen Gebirgsbewegungen, die an dem vorhandenen ostalpinen Falten- und Gewölbebau die mannigfachen Überschiebungen, im besonderen die Knickungsschübe, hervorgerufen haben, können, wie ich glaube, vor allem einer großen (langdauernden) Hauptphase zugeordnet werden, die sich im Alttertiär abgespielt hat (Eozän—Alt-Oligozän). Schon dem Mittel-Oligozän scheint eine bedeutende Verbiegung und Abtragung des Überschiebungsbaues vorausgegangen zu sein. In der Zeit des Ober-Oligozäns (vielleicht zum Teil sogar erst jener des älteren Miozäns) folgte eine jüngere Knickung nach, welche in der Randzone noch mit weitgehenden Schollenverschiebungen, (Birnbaumer Überschiebung usw.), in den inneren Zonen aber im wesentlichen autochthon vor sich gegangen ist. Entsprechend dem Heranrücken der dinarischen Faltung (gegen die Adria zu) erscheint auch diese jüngere Knickung mehr gegen Südwesten verschoben. Eigentliche Überschiebungen sind jetzt im allgemeinen auf den Rand beschränkt; steile Aufschiebungen und Blattbewegungen, die sich augenscheinlich auch noch in Niveauveränderungen alter Landoberflächen äußern (Mojstrokalinie, Raibler Blätter, doppelte Knickung im Isonzotal) herrschen vor. Auch die als *piega faglia periadriatica* bezeichnete Störung, die für den Bau der Umrandung Friauls von großer Bedeutung ist, fällt in diese Phase. Schließlich sind vermutlich der Aufschub der miteinander verschmolzenen Ternowaner—Birnbaumer Schollen über die vorgelagerte Flyschzone und die postoligozän-wormiozänen Störungen in den Savefalten u. a. hier einzureihen.

Im obersten Miozän finden die Gebirgsbewegungen, besonders in Form der randlichen, flexurartigen Aufbiegungen (Kniefaltungen) und allgemein verbreiteter fältiger Verbiegung ihre Fortsetzung. (Kräftige Faltung des Savefaltensystems, mit Teilschuppungen; Randfalten, Kniefalten und Vorfalten am friaulischen Außensaum; flexurartige Aufbiegung des Ternowaner Randes; vorpliozäne Verbiegung im Grenzgebiet vom Ternowaner und Birnbaumer Wald.) Diese Bewegungsvorgänge dauerten schließlich auch noch während des Pliozäns (und Quartärs) an.

(Pliozäne Verbiegungen im Ternowaner Walde, jungpliozäne Aufwölbungen in den Savefalten usw.)

Die Gesamtheit dieser jugendlichen Bewegungsvorgänge kann folgend charakterisiert werden.

Die vorher stark gefalteten und überschobenen Faltengebiete der Julischen und Steiner Alpen wölben sich im Jungtertiär empor. Am venezianischen Außensaume bildet sich eine Kette guirlandenartig aneinander gereihter (postmiozäner) Faltenbögen, als Kniefalten entwickelt, deren östliche Ausläufer in der Randaufbiegung des Ternowaner-, beziehungsweise des Birnbaumer Karstes zu sehen sind. Mit dem absinkenden Schenkel der randlichen Kniefalten taucht der gefaltete Untergrund in der venezianischen Senkung immer tiefer hinab, um von mächtigen Quartärabsätzen völlig verhüllt zu werden. Auch noch im Pliozän haben sich hier gewaltige Schollenverschiebungen vollzogen, bei denen die Wirksamkeit seitlicher Druckkräfte zurücktritt und vertikale Bewegungen die Oberhand gewinnen. (Idriener Bruchsystem usw.) Unter Hebung und Verbiegung älterer Talböden steigt noch im jüngeren Pliozän und Quartär die südalpine Scholle ungleichmäßig zerstückelt und verbogen empor, während sich der Boden des vorgelagerten breiten Saumes als venezianische Senkung und nordadriatische Mulde tiefer absenkt.

An Stelle der großen Decken- und Faltenbewegungen sind Ausgleichsvorgänge im Gebirge getreten, die wohl in letzter Linie auf ein Zuströmen von Massen in der Tiefe unter das gefaltete und überschobene Gebirge und auf ein Abströmen von der Randzone zurückzuführen sind, ein Phänomen, das, wie es scheint, für die junge ostalpine Geschichte im allgemeinen von Bedeutung ist.

## 6. Alpen und Dinariden.

Schon aus den vorangehenden Darlegungen geht unzweifelhaft hervor, daß die übliche Vereinigung der Südalpen mit den dinarischen Alpen zum Stamme der Dinariden sich mit dem Tat-sachenbefund schwer vereinbaren läßt. Ein Einlenken der Südalpen in die dinarischen Faltenzüge findet nicht statt. Ein Südalpen und Dinariden verknüpfender Deckenbau existiert nicht. Die alpinen Teildecken und Falten ziehen gegen Osten (und Nordosten) in das pannonische Gebiet hinaus. Zudem ist der südalpine Bau in seiner Grundlage älter, in seiner Entwicklungsphase zeitlich vorgesetzter als der dinarische; alles Gründe, die eine Vereinigung der Südalpen mit den dinarischen Alpen schwer möglich machen. Nur die äußerste, hauptsächlich aus

Eozänflysch bestehende Randzone der östlichen Südalpen kann als ein dinarisches Element im Gebirgsbau gewertet werden. Der dinarische Gebirgskörper hat sich zum Teil erst nachträglich dem alpinen Gebirgsbau aufgeprägt, wobei allerdings gleichzeitig auch die Südalpen noch in bedeutender und maßgebender Ausgestaltung begriffen waren.

Anderseits ist es nicht zu verkennen, daß die Fortsetzung des dinarischen Faltenbogens zweifelsohne in den angrenzenden Teilen der Südalpen enthalten ist, und das zwar nicht die grundlegenden, aber doch die bedeutendsten Schubbewegungen im Bereich der östlichen Südalpen, unter der Mitwirkung und unter dem Einflusse der dinarischen Spannungen entstanden sind. Es ist ferner bei Betrachtung dieser Frage in Rücksicht zu ziehen, daß weiter gegen Westen hin, in Südtirol (Trentino, Etschbucht, Belluneser Alpen, Sette communi) manche der bezeichnenden alpinen Merkmale der Südalpen verloren gehen (zum Beispiel Kreideflysch, Oberkreide- und Eozändiskordanz, Fleckenmergel-fazies in Jura und Unterkreide, kretazisch-voreozäne Gebirgsbildungsphasen. Zurücktreten großer Überschiebungen usw.). Vielleicht bestand in letzteren Gebieten auch im Mesozoikum und Alttertiär eine engere räumliche Beziehung zu der unter der venezianischen Ebene anzunehmenden Fortsetzung des dinarischen Ablagerungsbeckens.<sup>182)</sup> Es scheint also der Bau der östlichen Südalpen in bezug auf seine Schichtfolge und Tektonik mehr Anklänge an jene der Dinarischen Alpen zu besitzen, als jener der östlichen Teile dieses Gebirges. Da aber die östlichen Südalpen jenem Raume entsprechen, in welchem die Ablösung des dinarischen Stammes von jenem der Südalpen eintritt, muß gerade dieser Region zur Bewertung der gegenseitigen Beziehungen größeres Gewicht beigelegt werden. Wenn ich alle Gründe gegeneinander abwäge, möchte ich es, unbeschadet der namhaften Beeinflussung des südalpinen Baues durch die Dinariden, für günstiger und zweckmäßiger halten, die Selbständigkeit der Südalpen gegenüber den Dinariden stärker zu betonen. Ich schlage daher vor, den Ausdruck Dinariden wieder nur im engeren Sinne (für die dinarischen Alpen) zu gebrauchen. Gleichzeitig sei aber nochmals hervorgeheben, daß auch meiner Auffassung nach, in dem Hauptteil der

---

<sup>182)</sup> Soweit hier nicht eventuell ein adriatisches Festland bestanden hat?

Südalpen (mit Ausnahme der östlichsten Partien) die Fortsetzung des breiten Stammes der Dinariden zu suchen sei.

Die hier vorgeschlagene schärfere Scheidung erscheint mir um so berechtigter zu sein, als es durchaus im Bereiche der Möglichkeit, und selbst der Wahrscheinlichkeit liegt, daß Teile des dinarischen Bogens sogar in die Zentralalpen eingegriffen und hier komplizierte Knickeungen und Verfaltungen (78, 79 c) erzeugt haben. Und doch wird man kaum dazu geneigt sein, auch diese zentralalpinen, dinarisch beeinflußten Teile etwa noch als Dinariden bezeichnen zu wollen.

Auf jeden Fall erscheint die vielfach übliche, vollständige Loslösung der Südalpen vom Alpenkörper und ihre Hinzufügung zu den Dinariden, als ein zu weitgehender und auf Grund der Tatsachen nicht mehr rechtzufertigender Schritt.

### **7. Bedeutung der Ergebnisse für den Deckenbau der Ostalpen.**

Obwohl es mir ferne liegt, meine im Bereiche der östlichen Südalpen erzielten Ergebnisse zu verallgemeinern, so möchte ich doch auf die Tatsache hinweisen, daß hier ein Gebiet studiert werden konnte, in dem sehr bedeutende Schubphänomene zur Erscheinung gelangen, die in der Streichrichtung des Gebirges doch nur lokalisierten, meist auf etwa höchstens 60 bis 100 km Ausdehnung nachweisbaren Gleitungen entsprechen. Aber gerade diese Überschiebungspheänomene haben bereits zwei Forscher zur Annahme eines gewaltigen, Südalpen und Dinariden verbindenden Großdeckenbaues geführt. Es entsteht die Frage, ob nicht ähnliche große Knickeungsüberschiebungen sich in verschiedenen Teilen unserer Ostalpen (zum Beispiel an der vielerorten und so verschieden gedeuteten Ost-Westalpengrenze) eine Rolle gespielt haben; Vorgänge, die, der Größe der beteiligten Gebirgsmassen und den einwirkenden Kräften entsprechend, dort noch viel gewaltigeres Ausmaß erreicht haben mögen, als es in den östlichen Südalpen erkennbar ist. Bei all den in dieser Studie besprochenen, tektonischen Vorgängen ist zu beachten, daß die Bewegungen meist durchaus nicht senkrecht auf das Streichen der Schichtzüge erfolgt sind, sondern daß der Schollenverschub (flache Schubschollen, steile Aufschiebungen usw.) gewöhnlich schräge (diagonal) oder sogar parallel

zum Hauptstreichen des Gebirges eingetreten sind. Auch dieser Umstand wird bei einer Übertragung der hier erzielten Ergebnisse zu berücksichtigen sein.<sup>183)</sup>

### 8. Ist ein in bezug auf den dinarischen Bogen zentripetaler Schub in den östlichen Südalpen anzunehmen?

Es reiht sich nun die Beantwortung der Frage an, ob und inwieweit sich Anzeichen für die Angabe einer bestimmten Bewegungsrichtung gewinnen lassen.

Zweifelsohne ist das Gebirge der östlichen Südalpen sowohl in longitudinaler als auch in transversaler Richtung stark ineinander geschoben und der ursprüngliche Bildungsraum nach beiden Erstreckungen hin bedeutend eingeengt worden. Koßmat hat daraus den Schluß gezogen, daß die Überschiebungen zentripetal (gegen den dinarischen Bogen) von N gegen S, beziehungsweise von Nordosten gegen Südwesten hin erfolgt wären, da nur in diesem Falle eine allseitige Zusammendrängung (Zusammenschub auf kleineren Raum!) zu erwarten sei.

Man kann aber vielleicht auch das Bild einer rein zentripetalen Bogenfaltung entbehren, wenn man sich vorstellt, daß der (jüngere) alpin-dinarische Zusammenschub des Gebirges gegen die (mittlere) Achse derselben gerichtet war, und die von beiden Seiten herangeschobenen und überschobenen Zonen hiebei gleichzeitig auch transversal unter starker Kompression gestanden sind, wie es in dem von mir angenommenen Falle einer Knickung der Südalpen unter dem Einflusse des sich überprägenden dinarischen Bogen der Fall sein mußte. (Dinarische Kompressions- und Knickungskomponente!) Der in das Erdgewölbe eingespannte Gebirgsbogen stand eben zu seiner Entstehungszeit auch unter dem Einflusse seitlicher Druckspannungen, die mit der Ausbildung durch Weiterbildung der Bogenform ursächlich in Zusammenhang gestanden sind.

---

<sup>183)</sup> Auf die Bedeutung großer Seitenschübe (parallel zum Streichen) hat R. Schwinner in Südtirol (Mitt. d. geol. Ges., Wien 1913, S. 218) hingewiesen.

## 9. Anhang. Grundsätzliche Unterschiede zwischen der Gebirgssynthese F. Koßmats und der eigenen.

Zum Schluß dieser Studie sei noch das hier entworfene tektonische Bild der alpin-dinarischen Grenzregion mit jenem F. Koßmats (59) verglichen, nicht um eine unfruchtbare Kritik zu treiben, sondern um zu zeigen, inwieweit sich meine eigenen Resultate von den Ergebnissen jenes Forschers unterscheiden, von dem eine sachlich begründete, auf reichem Beobachtungsschatz fundierte Synthese des Gebirgsbaues der östlichen Südalpen herrührt. Die Darstellung der alpin-dinarischen Grenzregion die Koßmat in obiger Arbeit gegeben hat, bildete ja, soweit nicht eigene Aufnahmsergebnisse zur Verfügung gestanden waren, den Ausgangspunkt für meine weiteren tektonischen Folgerungen.

In wesentlichen Fragen besteht zwischen Koßmats Auffassung und der meinigen vollständige Übereinstimmung: a) in der Annahme eines alpin-dinarischen Knickungsbogens; b) in der Voraussetzung von Schubbewegungen, die auf letzteren lokalisiert wären; c) in der Ablehnung eines großen, Südalpen und Dinariden verbindenden Deckenbaues; d) in der Auffassung, daß das Gebirge den einwirkenden Druckkräften sowohl durch ein Ausgleiten nach Norden und nach Süden, als auch in transversalen Gleitungen nachgegeben hat.

Es scheint mir aber auch von Wichtigkeit, die namhaften Gegensätze hervorzuheben.

a) Schon früher habe ich betont, daß F. Koßmat seinem Gebirgsplan einen einheitlichen südalpin-dinarischen Bogen zugrunde legt.<sup>184)</sup>

Während aber nach Koßmat die Außenzone dieses Bogens (= dinalisch-voralpine Falten) in einfacher, bogenförmiger Faltung dem Drucke nachgeben konnte, wird dieser „von der nächsten tektonischen Einheit, der Hauptzone der südlichen Kalkalpen, nicht völlig mitgemacht. Diese springt in der Region der stärksten Beugung, im Isonzo- und Tagliamentogebiet, in Überschiebungsfächen aus und schneidet von den Außenzonen im Segment ab, so daß sich die Verbindung zwischen Belluneser Voralpen und Karst an der Oberfläche auf einen schmalen Streifen reduziert.“ (Koßmat, 59, S. 86.) Unter dieser Voraussetzung müßten sich die größten Überschiebungen in einem breiten Raum westlich des Isonzo und beiderseits des Tagliamento (bis gegen das Belluneser Becken) vorfinden. Denn es müßte

<sup>184)</sup> Er scheint nach einem am Naturforschertage zu Leipzig, September 1922 gehaltenen Vortrage diese Anschauung jetzt noch weiter auszubauen.

ja hier der bogensförmige Scheitelteil der seiner Ansicht nach zur selben tektonischen Zone gehörigen Hochkarststufen im Osten, und der Belluneser Voralpen im Westen, unter der vordringenden Hauptzone der Südalpen begraben liegen. In der Tat hat auch F. K o ß m a t , wie aus seinen Angaben auf S. 85 hervorgeht, das in der Mitte der Kalkhochalpen des Tagliamentogebietes auftretende Eozän von Resiutta als Fenster der Voralpen gedeutet.

Die Untersuchung dieses Vorkommnisses (siehe S. 81) spricht aber nicht für diese Annahme. Das Eozän von Resiutta ist kein Fenster (Transgression des Eozäns über Dachsteinkalk!). Die Überschiebungswelten sind am Tagliamento nicht am größten, vielmehr liegen hier Anzeichen für ein Abschauen in der Förderweite der Schuppen vor. Gegen das Belluneser Becken geht, wie aus Dal Piaz, Dainellis und Boyers Untersuchungen ersichtlich ist, der von mir noch am Tagliamento angenommene Schuppen- (und Falten-)bau mehr und mehr in einen reinen Faltenbau über.

Übrigens verschwindet nach meinen eigenen Untersuchungen (132) und nach E. Feruglio's neuesten Ergebnissen, der schräg an die Julischen Alpen heranreichende, dinarisch gefaltete Eozänflysch, nicht, bzw. nur zum Teil, unter der ersten, kalkalpinen Schuppe (zwischen Isonzo und Tagliamento), sondern ein breiter, im wesentlichen OW streichender Saum von Oberkreideflysch schaltet sich dazwischen. Letzterer ist schon seiner Entstehung nach enge an das südalpin orientierte Gefüge der Julischen Alpen (nicht aber an die dinarischen Wellen) gebunden. Es ist also nicht die Fortsetzung der dinarischen, vom Eozän übermantelten Hochkarstzone, welche hier (zwischen Isonzo und Tagliamento) unter die ersten kalkalpinen Schuppen versinkt, sondern eine randliche, von der „Hauptzone“ überwältigte Kreideflyschvorlage, an welcher die schräg herausstreichenden, dinarischen Eozänwellen teils abstoßen (Matajurgebiet), teils sich ihr, in die O—W-Richtung einlenkend, anschmiegen. (Gebiet zwischen Natisone und Tagliamento.)

Die großen Überschiebungen finden sich also nicht im Bereich des dinarischen Bogenscheitels, sondern erst östlich davon, wo die (gedachte) Fortsetzung der dinarischen Strukturlinien schräge die südalpinen Leitlinien überquert. Die großen dinarischen Hochkarstgebiete Adelsberger—Schneeberger Karst, Birnbauer Karst) und der Eozänsaum, setzen sich daher überhaupt nicht unter dem südalpinen Bau, von diesem überschoben, fort. Sie enden schon an der Vorlage der Julischen Alpen, an der Ternowaner (Billiggrazer) Scholle, beziehungsweise an den Kolowrat—Matajurgewölben.

Die dinarischen Hochkarstzonen verhalten sich zur südalpinen Vorlage (Ternowaner Karst—Matajur) ähnlich, wie die dinarischen Unterkrainer-Falten zum subalpinen Save-System. Auch dort treten die dinarischen Falten an das alpine Gefüge heran, lösen sich zum Teil an Überschiebungsfächeln von letzteren ab, beeinflussen es,<sup>185)</sup> ohne daß man aber ihre tektonische Fortsetzung in den Savefalten anzunehmen in der Lage wäre.

<sup>185)</sup> Der geringen Größe der dinarischen Faltungskraft in den inneren Faltungszonen gemäß ist hier auch die Einwirkung auf die südalpine Vorlage eine geringere als im Ternowaner Walde. (Vgl. S. 215—216, 218, wo zahlreiche dinarische Beeinflussungen angegeben sind.)

In meiner Auffassung ist also, gegenüber Kōbmāt, die Präexistenz südalpiner Struktur der Bedeutung des dinarischen Bogens und seiner Scheitel-eindrückung in den Vordergrund gestellt.

b) Mit diesen Darlegungen ist auch die Begründung meiner von Kōbmāt abweichenden Einordnung der Ternowaner Hochkarstschorle und der gegen Westen anschließenden Dome (Kolowrat, Matajur, Dome von Tarcento) gegeben. Von Kōbmāt als „dinarisch“ gedeutet, erscheinen sie mir als die Vorlage des südalpinen Baues und diesem zugehörig. Ich suchte ferner, zu zeigen, daß die große Ternowaner Scholle mit dem Westende der Savefalten (Bischofslack—Billichgrazer Gebiet) eng verknüpft sei, und nur dessen gegen Westen absinkenden Schichtkopf darstelle, der durch spätere Knickungsschübe aus dem Verbande mit seiner Unterlage gelöst wurde (unter dinarischer Beeinflussung).

c) Ein weiterer Unterschied besteht in der Größe der angenommenen Schubbewegungen, in der alpin-dinarischen Grenzregion und in der Art des Bewegungsvorganges.

Kōbmāt deutet, wie schon mehrfach betont wurde, die Tektonik der alpin-dinarischen Grenzregion durch die Annahme sehr zahlreicher, longitudinaler und transversaler Schollenverkeilungen und durch ein Vorspringen der fest in den alpin-dinarischen Bogen eingespannten Kalkmassen. So entsteht ein System lokalisierte, kleiner Schubkörper, die im wesentlichen autochthon, auf ihrer normalen Unterlage aufruhen und nur randlich, und zwar oft allseitig, ausgegliitten sind. Solche Strukturen wurden in den zentralen Julischen Alpen (Ausgleiten der Scholle an der Mojstroka—Krn—Kobla-Linie, und einer inneren Masse an der Kerma—Triglav—Wochein-Störung) angenommen, in analoger Weise wurde der Bau der Hochkarstaffeln (Verkeilung der Ternowaner mit der Birnbaumer Scholle, letzterer mit der Adelsberger Scholle) gedeutet und eine analoge Beziehung zwischen den Savefalten und Ternowaner Einheit (randlicher Aufschub des Westendes der Savefalten über die Ternowaner Scholle) angenommen.

Auch meine Auffassung sieht die Mitwirkung sehr bedeutender transversaler Druckkräfte zur Erklärung des tektonischen Bildes voraus. (Knickungen!) Ich vereinige aber die einzelnen Schollen zu größeren Bewegungskörpern und fasse demgemäß die Gleitvorgänge einheitlicher und zusammenhängender, als es bei Kōbmāts grundlegender Darstellung geschieht, auf. Die Schubschollen ruhen nach meiner Annahme auf größere Distanzen auf fremdem Untergrunde.

Beispiele: Vereinigung der Ternowaner—Billichgrazer—westl. Savefaltenzone zu einer einzigen Schubdecke. Zusammenfassung der Ternowaner—Birnbaumer—Adelsberger—Schneeberger Karstzone zu einer (jüngeren) Überschiebungsmasse, „Scheerung“ der zentralen Julischen Alpen über eine jüngere (jurassisch-kretazische) Unterlage, Vermutung, daß die zentralste Scholle der Julischen Alpen (Zlatna-Studoreinheit) eine einheitliche Schubscholle bildet; Voraussetzung eines zusammenhängenden Nordschubes des Bischofslack—Billichgrazer Gebietes samt den Savefalten usw.

d) Aus meinen Untersuchungen hat es sich ergeben, daß die großen Überschiebungen, speziell die Knickungsschübe, vorwiegend auf jene Räume

beschränkt sind, in denen sich die mit nordwestlichem Streichen herantretenden dinarischen Falten den Südalen aufprägen, wobei sich hier (lokal) sehr bedeutende Gleitungen entwickeln. Die großen Bewegungen hängen also nicht mit Vorgängen zusammen, die den Scheitel des periadriatischen Bogens eingedrückt haben, sondern mit der Einwirkung der die östlichen Südalen überspannenden und in diese einjekkenden dinarischen Spannungen, wodurch die gewaltigen Knickungsschübe angeregt wurden. Alle Erscheinungen der alpin-dinarischen Grenzregion lassen sich in zwangloser Weise diesem tektonischen Bilde einfügen. Auch der bei den Knickungsüberschiebungen zu beobachtende Effekt steht seiner Größenanordnung nach durchaus im Einklang mit jenen der Faltung (und Überschiebung) in den anschließenden, dinarischen Gebieten.

Ich stelle daher Koßmats Auffassung von der Existenz einer Eindrückung des periadriatischen Bogenscheitels jene einer großen Knickung der östlichen Südalen, unter dem Einflusse des sich mit abweichender Richtung darüberprägenden dinarischen Gebirgsbogens gegenüber.

e) Schließlich besteht ein Unterschied in der tektonischen Auffassung der Savefalten, die ich als gleichartige, kretazisch angelegte, Bestandteile des südalpinen Gebirgskörpers auffasse, während Koßmat ihnen eine sekundäre Rolle zuschreiben möchte (als östliche Kompensationsfalten für die von ihm angenommenen Eindrückung des periadriatischen Bogenscheitels im Westen).

Nach meinem Entwurf erscheint somit der Bau der östlichen Südalen, seiner Eigenart entsprechend, selbständiger und unabhängiger von jenen der Dinariden, als es bei Koßmats Auffassung der Fall ist<sup>186)</sup> und als es insbesondere den gegenwärtig üblichen Deutungen entspricht. —

Ich bin mir wohl bewußt, aus der Fülle der tektonischen Probleme, wie sie die „östlichen Südalen“ darbieten, nur einen bescheidenen Teil herausgegriffen und einer Deutung unterworfen zu haben. Je eingehender die Beschäftigung mit den bezüglichen Problemen, je weiter das Eindringen in die Materie, desto größer erscheint die Zahl der neu auftauchenden unlösten Fragen und desto ferner das Ziel einer endgültigen Klärung. Doch hoffe ich, durch Einführung und Auswertung einiger neuer, auf dem Boden der Beobachtung erwachsener Gesichtspunkte einen sicheren Baustein dem Bemühen bisheriger Forschung hinzugefügt zu haben.

Abgeschlossen im Juli 1922, mit Nachträgen versehen im Jänner 1923.

<sup>186)</sup> Obwohl auch dieser Forscher eine gewisse Selbständigkeit der Südalen gegenüber den Dinariden hervorhebt.

L i t e r a t u r .

1. Otto Ampferer: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1906, Bd. 56, S. 539—622.
2. Otto Ampferer und W. Hammer: Ein geolog. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911, S. 531.
3. Otto Ampferer: Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 1919, S. 135—150.
4. Otto Ampferer: Über den Wechsel von Fall- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. d. Geol. R.-A. 1915, Nr. 8, S. 163—167.
5. Otto Ampferer: Über die geologische Deutung von Schwereabweichungen. Verh. d. Geol. R.-A. 1918, Nr. 2, S. 37—50.
- 5 b. Otto Ampferer: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. Jahrb. d. Geol. St.-A., Jg. 1921, LXXI. Bd., S. 149.
- 5 c. Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. Jahrb. d. Geol. St.-A., Jg. 1921, LXXI. Bd., S. 198.
6. Otto Ampferer: Über die Saveterrassen in Oberkrain. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1917, 67. Bd., S. 405—434.
- 6 b. O. Ampferer und B. Sander: Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verh. d. Geol. St.-A. 1920, Nr. 7, S. 1—11.
7. Alexander Bittner: Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1884, 34. Bd., S. 433—592.
8. August v. Böhm: Einteilung der Ostalpen. — Pencks Geograph. Abhandl., Bd. I, H. 3, Wien 1887.
- 8 b. R. A. Boyer: Etude géologique des environs de Longarone. Bull. de la Soc. Geol. de France 4te série, t. XIII, S. 451, Jg. 1913.
9. Giotto Dainelli: La Struttura della Prealpi Friulane. Editrice Le „Memoire Geografiche“, Firenze 1921, S. 1—218.
10. Giotto Dainelli: L’Eocene friulano, Monografia geologica e paleontologica. „Memoire Geografiche“, ed., Firenze 1915.
- 10 b. Giotto Dainelli: Carta della permeabilità delle rocce del bacino del Cellina e brevi note illustrate. „Publicaz. Nr. 37 dell’ Uff. Idrogr. del R. Magistr. alle Acque“, Venezia 1912.
11. Giotto Dainelli: Introduzione allo studio del Cretaceo friulano. „Mem. della Soc. Toscana di Sc. Natur.“ Vol. XXVI—XXVII, 1911.
12. Giorgio Dal Piaz: Studi Geotettonici sulle Alpe Orientali (Regione fra il Brenta e i dintorni del Lago di Sa. Croce). Mem. dell’ Istituto Geologico della R. Università di Padova. Vol. I, S. 1—195.
13. Giorgio Dal Piaz: Descrizione Geologica del bacino della Piave. Ufficio idr. del R. Magistrato alle Acque. Publ. Nr. 74. Venezia 1918.
14. Giorgio Dal Piaz: Altopiano del Consiglio e Regione circostante. Boll. del R. Comit. Geolog. d’ It. Vol. XL, 1911.
- 14 b. Carl Diener: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. (In: Bau und Bild Oesterreichs.) Wien, Tempsky 1903.
15. Carl Diener: Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstocks der Julischen Alpen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1884, 34. Bd., S. 659—705.
16. Carl Diener: Die Stellung der kroatisch-slawonischen Inselgebirge zu den Alpen und dem dinarischen Gebirgssystem. Mitt. d. Geogr. Gesellschaft in Wien. XLV. Bd., 1902, S. 292—324.
- 16 b. Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. d. k. Akademie d. Wissensch. in Wien, math.-nat. Kl., 92. Bd., Wien 1915.
17. Julius Dregler: Geologische Mitteilungen aus Untersteiermark. Verh. d. Geol. R.-A. 1897, S. 89.

- 17 a. Julius Dregger: Erläut. zur Geol. Karte der öst.-ung. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 86. Pettau u. Vinica. Wien 1898.
- 17 b. Julius Dregger: Reisebericht aus der Gegend von Störö in Untersteiermark. Verh. d. k. k. Geol. R.A. 1896. Nr. 10, S. 291—293.
18. Julius Dregger: Geolog. Mitteilungen aus Untersteiermark (Spezialkarte 1:75.000, Rohitsch—Drachenburg. Z. 21, C. XIII). Verh. d. Geol. R.A. 1897, Nr. 4, S. 89—95.
- 18 b. Julius Dregger: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 94. Rohitsch-Drachenburg. Wien 1920.
- 18 c. Julius Dregger: Bemerkungen zur Geologie Untersteiermarks. Bl. Rohitsch-Drachenburg. Verh. d. Geol. R.A. 1898, Nr. 4, S. 118—226.
- 18 e. Julius Dregger: Vorlage des Kartenblattes Rohitsch-Drachenburg. Verh. d. k. k. Geol. R.A. 1899, Nr. 5, S. 151—153.
19. Ramiro Fabiani: Monografia sui terreni terziari del Veneto. Il Paleogene del Veneto. Mem. dell' Istit. Geolog. della R. Università di Padova, vol. III, 1915, S. 1—337.
20. Egidio Feruglio: I terrazzi della pianura pedemorenica friulana. R. Mag. alle Acque Uff. Idrografico. Public. Nr. 107. Venezia 1920.
- 20 b. Fritz Frech: Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgsgeographie. Halle 1894, S. 1—514.
21. Karl Futterer: Durchbruchstälern in den Südalpen. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkund., Berlin. Bd. XXX, 1895.
22. Giovanni Batista de Gasperi: Nelle Prealpi del Torre. In Alto, Nr. 1, Udine 1910.
- 22 b. Giovanni Batista de Gasperi: I dintorni di Cividale del Friuli. Descrizione geologica. Bull. dell' Associaz. agrar. friulana, 1909.
23. Giovanni Batista de Gasperi: I rilievi miocenici della pianura friulana. In Alto, XX, 1909.
24. Georg Geyer: Erläuterungen zur Geol. Karte der Österr.-ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 71. Oberdrauburg—Mauthen. Wien 1901.
- 24 b. Georg Geyer: Führer zu den Exkursionen d. Intern. Geologenkongresses. Wien 1903. XI. Exkursion in die Karnischen Alpen.
- 24 c. Georg Geyer: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 70. Silian und S. Stefano di Comelico. Wien 1902.
25. Karl Gorjanović-Kramberger: Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges und die mit denselben in Zusammenhang stehenden Erscheinungen. Physik. Abhandl. der kgl. preuß. Akad. d. Wissenschaften. Berlin 1907, S. 1—30.
26. Karl Gorjanović-Kramberger: Geol. Übersichtskarte d. Königreiches Kroatien-Slawonien. Erläuterungen zur Geol. Karte von Agram (Zone 22, Col XIV), Zagreb 1908, S. 1—75.
27. Karl Gorjanović-Kramberger: Erläuterungen zur geol. Karte von Rohitsch-Drachenburg (Zone 21, Col XIII), Zagreb 1904, S. 1—24.
28. Karl Gorjanović-Kramberger: Erläuterungen zur geol. Karte von Vinica (Zone 20, Col XIV), Zagreb 1902, S. 1—30.
29. Karl Gorjanović-Kramberger: Erläuterungen zur geol. Karte von Zlatar-Krapina (Zone 21, Col. XIV), Zagreb 1904, S. 1—42.
30. Karl Gorjanović-Kramberger: Geologija Gore Samoborske i Žumberačke. Prestavljano iz C. XX, knjige Rada jugoslavenske akademije znanosti i umjetnosti. Zagreb 1894, S. 1—82.
31. Michele Gortani: Intorno a supposti carregamenti nelle Alpi Veneti. Boll. della Soc. Geologica Ital., vol. XXXIX, 1921.
- 31 b. Michele Gortani: Rätico, Lias e Giura nelle valli dell' Arzino. Boll. del R. Com. Geol. d'Italia, vol. XLI, 1910.
32. Michele Gortani u. Paolo Vinassa da Regny: La Transgressione Neocarbonifera nelle Alpi Carniche e nelle Caravanche. Rendi-

conti della R. Academia Di Lincei. Cl. di scienze fisiche, mathemat. e nat., vol. XXVIII, serie 5 a. 2 sem., fasc. 3. Roma 1919.

33. Alfred Gründ: Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jahresber. aus Österreich. VI. Bd. S. 1—14.
- 33 b. Fritz Härtel: Stratigraphische und tektonische Notizen über das Wocheiner Juragebiet. Verh. d. Geolog. St.-A. 1920, Nr. 8, 9, S. 1—20.
- 33 c. Fritz Härtel: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation in den Julischen Alpen. Jahrb. d. Philosoph. Fakultät Leipzig, Bd. I, 1920, S. 1—8.
- 33 z. H. v. Höfer-Heimholtz: Das Tertiär im Nordosten von Friedau in Steiermark. Jahrb. d. Geol. R.-A. XLIV. Bd., 1894.
34. Franz v. Haauer: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzb. d. math.-nat. Kl. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. XXV, Jg. 1857, S. 1—98.
- 34 a. Franz v. Haauer: Geologische Übersichtskarte der Österr.-ungar. Monarchie. Bl. VI.
35. Franz Heritsch: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. V. Die Tektonik der Wotschgruppe bei Pölschach in Untersteiermark. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark, Jg. 1913, Bd. 50, S. 84—91.
36. Franz Heritsch und Ferdinand Seidl: Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. Zweiter Teil: Die Tektonik der Bucht von Landsträß und ihre Beziehungen zu den Erderschütterungen. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-nat. Kl. Mitt. d. Erdbebenkommission. Neue Folge. Nr. 55. Wien 1919, S. 1—156.
- 36 b. Rudolf Höernes: Die Überschiebung der oberoligozänen und untermiocänen Schichten bei Tüffer. Verh. d. k. k. Geolog. R.-A., 1980, S. 81—87.
37. M. Kišpatić: Kristalinsko kamenje Kalnika. Rad Jugoslovensk Akademije. Znanosti i umjetnosti. Knjig a 200. Matematičko-Prinodostovni Razred. 55. U Zagrebu 1913, S. 161—174.
- 37 b. F. Kaiser: Über das Vorkommen von Macigno im Kesseltal von Gargaro nördlich von Görz. Haidingers Berichte über Naturwissensch., Bd. VI, Wien 1849, S. 17—20.
- 37 c. A. Klebelberg: Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geolog. Bund.-A. 1922, S. 45—67.
38. Leopold Körber: Der Bau der Erde. Berlin. Verlag von Gebr. Bornträger, 1921, S. 1—324 (Südalpen, S. 127—132).
39. Leopold Körber: Alpen und Dinariden. Geolog. Rundschau. Bd. V, H. 3. Leipzig und Berlin 1913, S. 175—204.
- 39 b. Ferd. Koch: Bericht über die Detailaufnahmen des Kartenblattes Carlopago-Jablanac. Jahress. d. kgl. ung. Geolog. R.-A. für 1911. Budapest 1913, S. 93, und Jahress. für 1912, Budapest 1914, S. 66.
40. Franz Koßmatt: Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Auschiuslinie. LXXXII. Bd. d. Denkschrift d. math.-nat. Kl. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1907, S. 1—102.
41. Franz Koßmatt: Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Eine Studie zur Geschichte der Adriatischen Wasserscheide. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin. Jg. 1916, Nr. 9 u. 10, S. 1—60.
42. Franz Koßmatt: Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911, Bd. 61, H. 2. Wien 1911, S. 339—384.
43. Franz Koßmatt: Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie SW-Gruppe Nr. 98. Haidenschaft u. Adelsberg (Zone 22, Col. X). Wien 1905.
44. Franz Koßmatt: Erläuterungen zur geologischen Karte d. Österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 91. Bischofslack und Idria. (Zone 21, Col. X). Wien 1910.
45. Franz Koßmatt: Über die Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raiblerschichten von Oberlaubach. i Verh. d. Geol. R.-A. 1902, Nr. 5, S. 1—162.

46. Franz Koßmat: Beobachtungen über den Gebirgsbau des mittleren Isonzogebietes. Verh. d. Geol. R.-A. 1908, Nr. 2—3, S. 69—84.
47. Franz Koßmat: Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. d. Geol. R.-A. 1905, Nr. 3, S. 71—84.
48. Franz Koßmat: Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Mit einigen Bemerkungen zu Termiers „Synthèse des Alpes“. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1906, Bd. 56, H. 2, S. 259—276.
49. Franz Koßmat: Das Gebirge zwischen Idrica und Tribuša. Verh. d. Geol. R.-A. 1910, Nr. 3, S. 65—78.
50. Franz Koßmat: Geologisches aus dem Bačatal im Küstenland. Verh. d. Geol. R.-A. 1901, Nr. 4, S. 103—111.
51. Franz Koßmat: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Adeisberg und Planina. Verh. d. Geol. R.-A. 1897, Nr. 2—3, S. 78—84.
- 51 b. Franz Koßmat: Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1899, S. 259—286.
52. Franz Koßmat: Vorläufige Bemerkungen über die Geologie des Nanosgebietes. Verh. d. Geol. R.-A. 1896, Nr. 4, S. 149—154.
53. Franz Koßmat: Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisnern und Pölland (Krain). Verh. d. Geol. R.-A. 1904, Nr. 3, S. 87—97.
54. Franz Koßmat: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. d. Geol. R.-A. 1898, S. 86—104.
55. Franz Koßmat: Reisebericht aus dem Triglavgebiet in Krain. Verh. d. Geol. R.-A. 1913, S. 430—432.
- 55 b. Franz Koßmat: Jahresb. des Direktors in d. Verh. d. Geol. R.-A. 1910, S. 17.
- 55 c. Franz Koßmat: Jahresb. d. Direktors in d. Verh. d. Geol. R.-A. 1912, S. 16—17.
- 55 d. Franz Koßmat: Jahresb. d. Direktors in d. Verh. d. Geol. R.-A. 1913, S. 15.
56. Franz Koßmat: Das Gebirge zwischen dem Bačatal und der Wocheinerv. Save. Verh. d. Geol. R.-A. 1903, S. 111—124.
57. Franz Koßmat: Führer zu den geol. Exkursionen des Intern. Geologenkongresses, Wien 1903, XI. Umgebung von Raibl, S. 1—12.
58. Franz Koßmat: Überschiebungen im Randgebiet des Laibacher Moors. Comptes rendus IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903, S. 507—520.
59. Franz Koßmat: Die adriatische Umrundung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. geol. Gesellsch. Wien. VI. Bd., 1913, S. 61—165.
60. Franz Koßmat: Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. Geol. R.-A. 1909, Nr. 4 u. 5, S. 85—124.
- 60 b. Franz Koßmat: Nachtrag zur geologischen Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 90. Tolmein. Ausgegeben 1920.
- 60 c. Franz Koßmat: Die Arbeit von J. Kropac: Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Verh. d. Geol. R.-A. 1913, Nr. 15, S. 363—378.
- 60 d. Franz Koßmat: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. XXXVIII. Bd. d. Abt. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch., Leipzig 1921, S. 1—61.
61. Norbert Krebs: Verbogene Verebnungsflächen in Istrien. Geograph. Jahresb. aus Österreich. IV. Wien 1906.
62. Norbert Krebs: Die Halbinsel Istrien. Pencks Geogr. Abh., Bd. IX, 1907.
63. J. Kropac: Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaubetriebes von Idria. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb., LX. Bd., H. 2, Wien 1912, S. 1—52.
64. Mieczyslaus Limanowski: Wielkie przemieszczenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postony. Rozprawy wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętnosci. Seria III, Tom. 10, Dział A. W. Krakowie 1911, S. 109—171.

65. Mieczyslaus Limanowski: Les grands charriages dans les dinarides des environs d'Adelsberg (Postojna). Anzeig. d. Akad. d. Wissensc. in Krakau. Bull. nat. Kl. Reihe A: Wiss. Jg. 1910, Krakau 1911, S. 178—192.
66. Mieczyslaus Limanowski: Die tektonischen Verhältnisse des Quecksilberbergbaues in Idria. Ebdendorf S. 367—372.
- 66 b. Ludwig v. Looz: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd., 1. Teil, 1. Sektion: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Wien 1916. In Kommission von Ed. Hölzel.
67. G. Lombardini: Sopra il nuovo lembo oligocenico d'Osoppo nel Friuli. Riv. ital. di Paleont. XXVI, 1920, fol. 1—2.
68. Olinto Marinelli: Descrizione geologica di dintorni di Tarcento in Friuli. Pubblicazione del R. Istit. di Studi Super. pratici e di perfez. in Firenze. Soz. di Sc. fisiche e natur. 1902, S. 1—238.
69. Olinto Marinelli: Osservazione varie fatte durante una excursione al Maijur (Friuli prealpino). In alto, vol. XVI, 1905.
70. Olinto Marinelli: Il senonianio di Vernasso i klippen ed i conglomerati pseudo-cretacei del Friuli orientale. Atti della accademia scientifica Veneto-Trentino-Istriana. Nuova serie I, 1904, S. 15—26.
71. Olinto Marinelli: I monti fra Tagliamento ed Isonzo e la loro struttura. Guida della Prealpi Giulie. Udine. Soc. Alpina Friulana 1912.
72. Olinto Marinelli: Una visita al giacimento di „boghead“ di Mt. Musi. In alto, V, 1894.
- 72 b. Olinto Marinelli: Studi Orografici nelle Alpi Orientali. Boll. della Soc. Geogr. Ital., vol. II, Serie 1900, S. 1—120.
73. C. Marinoni: Di un lembo eogenico nelle falde settentrionale del Monte Plauris (valle del Fella). Atti del R. Istit. Veneto, serie 5. vol. III, 1877.
74. Edmund v. Mojsisovics: I. West-Bosnien und Türkisch-Kroatien. In Grundlinien der Geologie von Bosnien-Herzegowina. Wien 1880. Alfred Hölder. S. 1—160.
- 74 b. Bruno R. Müller: Vorläufiger Bericht über geologische Detailaufnahmen im Görzer Flysch. Lotos, Prag 69, 1921.
- 74 c. Ernst Nowack: Die Grundzüge in der Tektonik Mittelalbaniens. Zentr. f. Min. 1921, S. 175.
75. Ernst Nowack: Über Beeinflussung der Sedimentation durch Dislokation. Mitt. d. Geol. Gesellsch. in Wien, 1920, S. 81—95.
- 75 b. Franz Baron Nopcsa: Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. XII, H. 1/2.
76. Eduard Brückner: Die venezianischen Gletscher in A. Penck und E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter. S. 954—1042. Leipzig 1907.
77. C. F. Pirona: La Provincia di Udine sotto l'aspetto storico naturale Cron. del R. Liceo Stellini. 1875—1876, Udine 1877.
78. Bruno Sander: Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpino-dinarische Grenze in Tirol. Verh. d. Geol. R.A. 1916, Nr. 9, S. 206—215.
79. Bruno Sander: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. Geol. R.A. 1912, Nr. 10, S. 249—257.
- 79 b. Bruno Sander: Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. der Geol. St.-A. 1921, LXXI. Bd., S. 173—224.
80. Richard Schubert: Die Küstenländer Österreich-Ungarns. Handb. der regionalen Geologie. V. Bd., 1. Abt., Balkanhalbinsel. S. 1—51.
81. Richard Schubert: Geol. Führer durch die nördliche Adria. Berlin 1912. Verlag Gebr. Bornträger.
- 81 b. Walter Schmidt: Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. VIII. Bd., 1915, S. 62—139.
82. Robert Schwinner: Vulkanismus und Gebirgsbildung. Ein Versuch. Zeitschr. für Vulkanologie. Bd. V, S. 175—230. Dietrich Reimer (Ernst Volsen), Berlin.

83. Robert Schwinne: Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau, Bd. VI, H. 1/2. Leipzig 1915, S. 1—22.
84. Ferdinand Seidl: Kamniške ali Savinjske Alpe. Laibach 1907. bis 1908, I. u. II. Teil.
- 84 b. Erich Spengler. Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien. XI. Bd., 1918, Wien 1919, S. 1.
85. Albrecht Spitz: Gedanken über tektonische Lücken. Verh. d. Geol. R.-A. 1911, S. 285—303.
- 85 b. A. Spitz: Nachgosauische Störungen am Ostende der Nordkarawanken. Verh. d. Geol. St.-A. 1919, S. 280—288.
86. Guido Stache: Die Eozängebiete von Innerkrain und Istrien. Jahrb. d. Geol. R.-A., 10. Jg., 1859, II. Vierteljahr, S. 272 (1—60).
87. Guido Stache: Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. Eine Studie über die Schichtenfolgen der kretacisch-eozänen oder protozänen Landbildungsperiode im Bereich der Küstenländer von Österreich-Ungarn. Abh. d. Geol. R.-A., Bd. XIII, H. 1 Wien 1889, S. 1—170.
88. Guido Stache: Nachtrag zur geol. Spezialkarte der Österr.-ung. Monarchie. Blatt Görz. SW-Gruppe Nr. 97. Herausgegeben durch die Geol. St.-A. Ausgegeben 1920.
89. Richard Staub: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. N. F., XLVI. Lieferung, des ganzen Werkes 76. Lieferung, 1. Abt., 1916.
90. G. Stefanini: Sulla stratigrafia e sulla tectonica dei terreni miocenici del Friuli. Public. n. 31. dell' Uff. Idrografico del R. Magistrato alle Acque. Venezia 1911, S. 1—32.
91. G. Stefanini: I Bacini della Meduna e del Colvera in Friuli. Geologia, morfologia e idrografia e carta della permeabilità delle rocce. Publ. Nr. 20 e 21. R. Magistrato alle Acque. Ufficio idrografico. Venezia 1912, S. 1—72.
92. G. Stefanini: Il Neogene Veneto. Mem. dell' Istituto Geol. della R. Univ. di Padova, III, 1915, S. 1.
93. Hans Stille: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 71, Jg. 1919, Abh. Nr. 3—4, S. 161—207.
94. D. Stur: Geologie der Steiermark. Graz 1871.
- 94 b. D. Stur: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Raibl und Kaltwasser. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1868, XVIII. Bd., S. 71—122.
95. D. Stur: Das Isonzotal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebungen von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. Jahrb. der Geol. R.-A. 1858, S. 324—366.
96. Eduard Sueß: Antlitz der Erde. I. Bd., Wien 1885.
97. Eduard Sueß: Antlitz der Erde. III. Bd., 1. Teil, Wien 1901, S. 414—450.
98. Eduard Sueß: Antlitz der Erde. III. Bd., 2. Teil, Wien 1909, S. 167—170.
99. Eduard Sueß: Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. Wilhelm Braumüller.
100. Eduard Sueß: Raibl (in Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen), Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien 1867, Bd. XVII, S. 554.
101. T. Taramelli: Geologia delle Provincie Venete. Mem. della R.-Acad. die Lincei, serie 3, vol. XIII, 1882.
102. T. Taramelli: Spiegazione della carta geologica del Friuli (Provincia di Udine). Pavia 1881, S. 1—187.
103. T. Taramelli: Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle Provincie Venete. Venezia 1880, 1—89.
104. T. Taramelli: Catalogo ragionato delle Rocce del Friuli. Reale Academia dei Lincei. Anno CCCLXXIV (1876—1877). Roma 1877.

105. T. Taramelli: Una brevissima ma interessante gita dei Ponte di Moggio da Portis. In alto. Cronaca delle Società Alpina Friulana. S. 1—7, IV, Nr. 6.
106. T. Taramelli: Idrografia del bacino del Tagliamento. Parte I. Struttura geologica. Publicazione Nr. 75. Venezia 1921, S. 1—36.
107. T. Taramelli: Delle condizioni geologiche di dintorni di Polcenigo in Friuli. Boil. della Soc. Geolog. Ital. vol. XV, 1896, S. 1—7.
108. T. Taramelli: Sulla Formazione Eocenia del Friuli. Udine 1876, S. 1—41.
109. Friedrich Teller: Erläuterungen zur Geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 84. Präßberg a. d. Sann. Wien 1898, S. 1—170.
110. Friedrich Teller: Erläuterungen zur Geolog. Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 85. Pragerhof—Windisch-Feistritz.
111. Geolog. Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 93. Cilli—Ratschach. Ausgegeben 1907.
112. Friedrich Teller: Erläuterungen zur Geolog. Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 83. Eisenkappel und Kanker. Wien 1898, S. 1—142.
113. Friedrich Teller: Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sanntaler Alpen. Verh. d. Geol. R.A. 1885, S. 359—361.
114. Friedrich Teller: Das Alter der eisen- und manganhaltenden Schichten im Stou- und Vigunšicagebiete an der Südseite der Karawanken. Verh. d. Geol. R.A. 1899, S. 396—418.
115. Friedrich Teller: Die miozänen Transgressionsrelikte bei Steinbrück und Ratschach a. d. Save. Verh. d. Geol. R.A. 1898, Nr. 13, S. 215—292.
116. Friedrich Teller: Daonella-Lomelli in den Pseudo-Gailtaler Schiefern von Cilli. Verh. d. Geol. R.A. 1889, Nr. 4, S. 210—211.
117. Friedrich Teller: Fusulinenkalk und Uggowitzer Breccie innerhalb der Weitensteiner Eisenerzformation und die Lagerungsbeziehungen dieser Gebilde zu den triadischen und tertiären Sedimenten des Weitensteiner Gebirges. Verh. d. Geol. R.A. Nr. 16/17, 1889, S. 1—12.
118. Friedrich Teller: Führer zum Internat. Geogenkongreß. Wien 1903. XI. Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. S. 1—27.
119. Friedrich Teller: Der geologische Bau der Rogat-Gruppe und des Nordgehänges der Menina bei Oberburg in Südsteiermark. Verh. d. Geol. R.A. 1892, Nr. 5, S. 119—134.
120. Friedrich Teller: Jahresbericht des Direktors in Verh. d. Geol. R.A. 1908, S. 17—18.
- 120 b. Friedrich Teller: Jahresbericht des Direktors in Verh. d. Geol. R.A. 1907, S. 14—15.
- 120 c. Friedrich Teller: Jahresbericht des Direktors in Verh. d. Geol. R.A. 1911, S. 12—14.
121. Friedrich Teller: Jahresbericht des Direktors in Verh. d. Geol. R.A. 1909, S. 15.
122. Friedrich Teller: Jahresbericht des Direktors in Verh. d. Geol. R.A. 1897, S. 19—20.
123. Friedrich Teller: Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien 1896.
124. Friedrich Teller: Geologie des Karawankentunnels. LXXXII. Bd. d. Denkschriften d. math-nat. Kl. der kais. Akademie der Wissenschaften. Wien 1910.
125. Achille Tellini: Da Tarcento a Resia. Note geologiche. In Alto. Vol. II, 1891.
126. Achille Tellini: Descrizione geologica della tavoletta „Malano“. In Alto. Vol. III, 1892.

127. Achille Tellini: Intorno alle tracce abbandonate di un ramo dell' antico ghiacciaio del Fiume Isonzo nell' alta valle del Natisone. Ann. del R. Istituto Tecnico di Udine. Serie 2a. Vol. XV, 1898, S. 5—45.
128. Pierre Termier: Le nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes. Bull. de la société Géologique de France, 4. série, tome III., p. 711—765, 1903.
129. A. Tommasi: Sul lembo cretaceo di Vernasso nel Friuli. Ann. del R. Istituto Tecnico di Udine, serie 2., Vol. VII, 1889.
130. Alexander Tornquist: Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. Erster Teil. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Mitteilungen der Erdbebenkommission. Neue Folge. Nr. 52.
- 130 b. Lukas Wagen: Die Virgation der istrischen Falten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. 1912.
131. Artur Winkler: Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. d. Geol. Staatsanstalt 1920, 70. Bd., S. 11—124.
133. Artur Winkler: Morphologische Studien im mittleren Isonzo und unterem Idriagebiet. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt 1922, LXXII. Bd., S. 19—48.
134. Artur Winkler: Morph. Studien im Isonzogebiet. Vortragsbericht. Mitt. d. Geogr. Gesellschaft in Wien. Bd. 62, Nr. 2/3, S. 140—143.
135. Artur Winkler: Über geologische Studien im mittleren Isonzogebiet. (Vorläufige Mitteilung.) Verh. d. Geol. Staatsanst. 1920, Nr. 3, S. 61—68.
136. Artur Winkler: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Das Miozän von Mittelsteiermark. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, 63. Bd., 3. Heft, 1913, S. 563—620.
137. Artur Winkler: Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrb. d. Geol. Staatsanstalt 1921, Bd. 71, 1. u. 2. Heft, S. 1—50.
138. Artur Winkler: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. III., IV., 1914, S. 251—312.
139. Artur Winkler: Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu dem benachbarten Neogenbecken. Vorläufige Mitteilung. Verh. d. Geol. R.-A. 1913, Nr. 13, S. 311—327.
140. Silvio Zenari: Studio geologico della Valle del torrente Cellina (Nota preliminare). Publ. Nr. 109 dell' Uff. Idrografico del R. Magistrato alle Acque. Venezia 1920, p. t. 20.
141. Theobald v. Zollikofer: Die geologischen Verhältnisse von Untersteiermark. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A., 10. Jahrg., 1859, S. 155—200.
142. Theobald v. Zollikofer: Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Teiles von Untersteiermark. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1861/1862.

---

N a c h t r ä g e.

143. Artur Winkler: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. d. Geol. R.-A. 1923, S. 89—111.
144. Artur Winkler: Gedanken über die tektonische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär. Geologische Rundschau, Bd. XIV, H. 3, S. 315—320.
145. Artur Winkler: Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzb. d. Akad. d. Wiss., Wien 1923.
146. Maria H. Ogilvie: Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. The Geological Magazine, London 1894, S. 1—10.

147. Maria H. Ogilvie Gordon: The Geological Structure of Monzoni and Fassa. Transactions of the Edinburgh Geological Society. Vol. VIII, S. 1—179, 1902—1903.
148. Maria H. Ogilvie Gordon: The Torsion structure of the Dolomites. Quaternary Journal of the Geol. Soc. of London. 1899. S. 560—634.
149. Leopold Kober: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923. Verlag v. Gebr. Borntraeger.
150. Pierre Termier: Sur la structure des Alpes orientales. Comptes rendus de l'Academie des Sciences. t. 175, p. 924 u. ff. Paris 1922.
151. Egidio Ferniglio: Sulla posizione transgressiva del Senoniano e dell'Eocene nelle Prealpi Giulie. Boll. della Soc. Geol. Ital. 1923.
152. Michele Gortani: Il preteso carreggiamento delle dinaridi sulle Alpi. Atti della R. Acad. delle Scienze di Torino, 11. Febr. 1923, vol. LVIII.
153. Rudolf Hörnes: Zur Wasserversorgung der Stadt Görz. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. Jg. 1896.
154. Michele Gortani: Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche: Estratto degli Atti della Società Toscana di Scienze Naturali residente in Pisa. Memorie Vol. XXXIV, 1921.

---

Die Ausstattung vorliegender Arbeit mit den entsprechenden Beilagen wurde durch namhafte Zuwendungen seitens der Trifailer Kohlenwerks-Gesellschaft und der Società Anonima Miniere Cave di Predil (Raibl) ermöglicht. Es sei den beiden genannten Unternehmungen für ihr großes Interesse an den wissenschaftlichen Bestrebungen, das in der gewährten finanziellen Unterstützung seinen Ausdruck fand, auch an dieser Stelle der ergebenste Dank ausgesprochen.



## INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
I. Einheitlicher Teil . . . . .	1
A. Vorbemerkung . . . . .	1
B. Umrisse und Gliederung der östlichen Südalpen . . . . .	3
1. Begrenzung . . . . .	3
2. Die geologischen Bauelemente der östlichen Südalpen . . . . .	4
C. Forschungen über den Bau der östlichen Südalpen . . . . .	9
II. Teil. Die Tektonik der Julischen Alpen . . . . .	23
A. Umrisse und Gliederung . . . . .	23
B. Sind größere, einheitliche Ueberschiebungen im Bau der Julischen Alpen anzunehmen? . . . . .	24
C. Beweise für das Vorhandensein größerer Ueberschiebungen in den Julischen Alpen . . . . .	27
1. Faziesdifferenzen der tektonischen Zonen der Julischen Alpen . . . . .	27
2. Faziesänderungen im Streichen der Hauptzonen . . . . .	34
3. Tektonische Fenster in den Julischen Alpen . . . . .	36
a) Fenster von Vrsnik und Na Skale im oberen Isonzo . . . . .	36
b) Fenster von Flitsch . . . . .	37
c) Fenster von Kneža . . . . .	38
d) Blegaš-Fenster . . . . .	38
4. Deckschollen . . . . .	39
a) Deckschollen von Drenčica . . . . .	39
b) Deckschollen von Ponikve . . . . .	39
5. Unabhängigkeit im inneren Bau der übereinandergeschobenen Zonen . . . . .	40
6. Gegengründe gegen die Annahme einer einheitlichen Ueberschiebung der Julischen Alpen über ihre Außenzone; ihr Widerlegungsversuch . . . . .	41
D. Die mesozoische Geosynklinale der Julischen Alpen und die vorbereitenden Akte der Gebirgsbildung . . . . .	44
1. Allgemeine Bemerkungen . . . . .	44
2. Anzeichen einer Ost-West verlaufenden Festlandsschwelle (bezw. submarinen Erhebung) am Südsaum der Julischen Meeresmulde . . . . .	44
a) Trias . . . . .	44
b) Lias-Jura . . . . .	46
c) Unterkreide . . . . .	48
3. Nachweis einer Ost-West verlaufenden, südalpinen Geosynklinale im Bereich der Julischen Alpen und Anzeichen gebirgsbildender Vorgänge in derselben . . . . .	49
a) Trias . . . . .	49
b) Lias-Jura . . . . .	50
c) Unterkreide . . . . .	54
d) Mittelkreide . . . . .	56
e) Oberste Kreide (Senon) . . . . .	59
a) Allgemeines . . . . .	59
b) Der Nordsaum der Julischen Meeresmulde und seine Deltabildungen im Senon . . . . .	60
c) Wo war das Gebiet vorwiegender Abtragung gelegen? . . . . .	62
d) Beziehungen zwischen Gebirgsbildung und Sedimentation im Sinne der Vorlage (und Außenzone) . . . . .	63

	Seite
D. Die Hauptfaltungsphase in den Julischen Alpen und ihrer Vorlage an der Wende von Kreide und Tertiär . . . . .	66
1. Allgemeines . . . . .	66
2. Altersgrenzen der Bewegungsphasen . . . . .	66
3. Anlage und Verlauf der Faltenelemente der Julischen Alpen . . . . .	68
a) Vorlage der Julischen Alpen . . . . .	69
b) Julische Außenzone . . . . .	69
c) Zentrale Julische Alpen . . . . .	70
4. Einfluß gleichzeitiger, transversaler Gebirgsspannungen auf die Entstehung des Faltenbaues der Julischen Alpen . . . . .	72
E) Die Hauptüberschiebungsphase der Julischen Alpen (Nachmittelmiozän) . . . . .	75
1. Allgemeines . . . . .	75
2. Zentrale Julische Alpen . . . . .	76
a) Basalschuppe . . . . .	76
b) Die Wurzeln der Basalschuppe . . . . .	78
c) Bewegungsrichtung der basalen Ueberschiebung der zentralen Julischen Alpen . . . . .	78
d) Teilbewegungen innerhalb der zentralen Julischen Alpen des Isonzogebietes . . . . .	79
e) Einige Bemerkungen über die zentralen Teile der westlichen Julischen Alpen . . . . .	80
f) Die östlichen Teile der zentralen Julischen Alpen. Anzeichen für die Existenz einer großen Deckenscholle . . . . .	82
3. Die Hauptschubbewegungen im Bereich der Julischen Außenzone . . . . .	89
a) Die Karfreit-Kirchheimer Ueberschiebung . . . . .	89
b) Aufschub der Bischoflacker Scholle auf die Außenzone . . . . .	91
c) Koexistenz transversaler Druckkräfte zur Entstehungszeit der Schubbewegungen in der Außenzone . . . . .	93
4. Der Bau der Vorlage der Julischen Alpen . . . . .	94
a) Die »Dome« . . . . .	95
a) Alter der Dome . . . . .	95
b) Zur Entstehung der Dome . . . . .	98
b) Bemerkungen zum Bau des Eozänllyschgebietes zwischen Tagliamento und Isonzo . . . . .	99
F. Jüngere Störungsphasen in den Julischen Alpen . . . . .	103
1. Zentrale Julische Alpen . . . . .	103
a) Vratastörung . . . . .	103
b) Slatenikstörung . . . . .	105
c) Mojstrokalinie . . . . .	106
d) Sagastörung . . . . .	109
2. Jüngere Störungen in der Außenzone und Vorlage . . . . .	112
a) Grenzstörung zwischen Stolzug und Julischer Außenzone . . . . .	112
b) Die Stoltüberschiebung . . . . .	113
c) Westliche Knickung am Isonzo . . . . .	115
d) Die östliche Knickung . . . . .	116
e) Knickung der Julischen Alpen und Faltung des Eozänllyschgebietes . . . . .	124
f) Matajurbruch, Kolvratbruch, Idrianer Brüche . . . . .	124
3. Jüngere Bewegungen in den östlichen, zentralen Julischen Alpen. Zeitliche Gliederung der Vorgänge . . . . .	127
4. Einige Bemerkungen über den Nordrand der Julischen Alpen . . . . .	128
5. Allgemeines über die jüngeren Bewegungen der Julischen Alpen . . . . .	129
G. Zusammenfassung über die Julischen Alpen . . . . .	130
1. Größe des Schubes . . . . .	130
2. Schubrichtung . . . . .	131

	Seite
3. Art der Ueberschiebungsvorgänge. Der Typus des zerissenen Faltenschubes . . . . .	131
4. Bewegungen gegen eine Vortiefe . . . . .	133
5. Tektonischer Ablagerungsschutt . . . . .	134
6. Tektonische Phasengliederung . . . . .	135
<b>III. Einige Bemerkungen über den Bau der Steiner Alpen und dessen Beziehungen zu den Julischen Alpen . . . . .</b>	<b>136</b>
A. Die eigentlichen Steiner Alpen . . . . .	136
1. Schubschollenbau . . . . .	136
2. Bewegungsrichtung der Steiner Alpenmasse . . . . .	138
3. Selbständigkeit der Steiner Alpen gegenüber den Julischen Alpen . . . . .	139
B. Die östliche Fortsetzung der Steiner Alpen . . . . .	140
<b>IV. Die Tektonik der südalpinen Hochkarstschollen . . . . .</b>	<b>141</b>
A. Allgemeine Bemerkungen . . . . .	141
1. Bedeutung des Gebietes für die Erkenntnis des alpidinarenischen Grenzproblems . . . . .	141
2. Tektonische Gliederung der »Vorlage« der östlichen Südalpen. Räumliche Beziehungen zu den angrenzenden Dinarischen Zonen . . . . .	142
a) Die Vorlage der östlichen Südalpen . . . . .	142
b) Die an die östlichen Südalpen angrenzenden Dinarischen Züge . . . . .	143
3. Auffassung des Gebirgsbaues nach Koßmat und nach Limanowski . . . . .	144
4. Eigene Stellungnahme zu Koßmats Gebirgssynthese . . . . .	147
B. Eigener Deutungsversuch . . . . .	152
1. Erste Anlage des Hochkarastes und der Savefalten . . . . .	152
2. Beeinflußung der Ternowaner Savefalten Wölbungszone durch dinarische Bewegungen . . . . .	154
3. Zusammenhang der Ternowanerscholle mit den Savefalten .	156
a) Wo lag das östliche Ende dss der Ternowaner Scholle? .	156
b) Theorie der Knickung . . . . .	159
4. Art des Überschiebungsvorganges; Beziehungen der Decke zu den Faltenzügen von Pölland-Oberlaibach . . . . .	161
5. Der Detailbau der großen Ternowaner Knickungsüberschiebung	168
a) Der Gewölbebau mit der gegen Westen absinkenden Achse . . . . .	168
b) Bedeutung des Karbons im Kern der Gewölbezone für die Entstehung der Knickungsüberschiebung . . . . .	169
c) Die Ternowaner Ueberschiebung entspricht dem Typus eines zerschnittenen »Faltenschubs« . . . . .	171
d) Zur Herkunft der Schubmasse . . . . .	172
e) Die Knickung im tieferen Stockwerke der Ternowaner Savezone . . . . .	175
f) Die Achse der Knickung . . . . .	176
g) Beziehungen zwischen der Knickung der Ternowaner Scholle und der Nordbewegung der Bischoflacker-Billichgrazer Scholle . . . . .	178
h) Bedeutung und Ausmaß der Nordbewegung des Bischoflacker Gebietes . . . . .	181
i) Die Bedeutung der Transversalbewegungen für den Bau Ternowaner (Savefalten) Scholle . . . . .	182
k) Das Westende der Ternowaner Randüberschiebung . . . . .	183
l) Die Grenzregion zwischen Ternowaner und Birnbaumer-decke . . . . .	184

	Seite
6. Die Birnbaumerscholle (Hrušica)	187
a) Allgemeines	187
b) Schubweite der Birnbaumer Ueberschiebung	189
c) Beziehungen zwischen Ternowaner und Birnbaumer Ueberschiebung	190
d) Der Südstrand der Birnbaumer Scholle	193
e) Störung Loitsch-Oberlaibach	193
D. Die Schubscholle des Adelsberg-Schneeberger Karstes	195
1. Die Randüberschiebung des Adelsberg-Schneeberger Karstes über die Reka-Mulde	195
2. Die Grenze des Adelsberg-Schneeberger Karstes gegen die vorliegende Flyschzone	196
E. Einige allgemeine Bemerkungen über die Tektonik des Hochkarstes	197
a) Absolutes Alter der Bewegungsphasen	199
b) Bewegungen während der Bildung des Eozänflysches	200
c) Älterer und jüngerer Schub	201
d) Einfügung der Sedimentzonen in den ursprünglichen Ablagerungsraum	201
<b>IV. Der Bau der Savefalten</b>	<b>202</b>
A. Die westlichen und mittleren Teile	202
1. Allgemeines	202
2. Die tektonische Rolle der Pseudo-Gailtalerzone am Nordrand der Save-Falten	205
3. Der südliche Paralellzug der Pseudo-Gaistaler Schiefer	208
4. Anzeichen größerer, tektonischer Bewegungen in der östlichen Fortsetzung der Tüfferer Mulde	210
5. Der vermutete Nordschub (Nordostschub) der >Save-Falten<	211
6. Anzeichen für eine Teilung der Savefalten durch eine Teilschubfläche (Littauer Schubfläche)	212
B. Die östlichsten Teile der Savefalten und ihre Beziehung zum dinarischen System	216
<b>V. Einige Bemerkungen zur jungtertiären Geschichte (Adriatisches Bereich)</b>	<b>221</b>
<b>VI. Zusammenfassung und allgem. Schlüssefolgerungen</b>	<b>226</b>
1. Weitreichender Deckenbau oder Teildecken (Schuppen-)Bau?	226
2. Aufsteigen der Julischen Alpen aus einer Vortiefe	228
3. Die Zugehörigkeit der östlichen Südalpen zum Alpenstamm	228
a) Die Südalpen sind aus einer alpin streichenden, vom dinarischen Meerestrog unabhängigen Geosynklinale hervorgegangen	228
b) Die östlichen Südalpen besitzen viele charakteristische, alpine Faziesmerkmale	229
c) Die östlichen Südalpen zeigen einen ausgesprochen ostalpinen (ostwestlichen) Verlauf ihrer tektonischen Leitlinien und Hauptzüge	230
d) Der südalpine Gebirgstyp ist älter als jener der Dinariden	233
e) Einige alpine Baumerkmale der östlichen Südalpen	233
4. Der dinarische Bau	235
a) Bewegungsausmaß	235
b) Das Herantreten der Dinariden an die Südalpen	237
c) Das Alter des dinarischen Baues	238
5. Die Beziehungen der südalpinen zu den dinarischen Strukturlinien	239
a) Altersbeziehungen	239
b) Einlenken der dinarischen Hauptmasse in die Südalpen	240

	Seite
c) Das Auslaufen alpiner und dinarischer Schubflächen in der Grenzregion . . . . .	241
d) Die Knickungstüberschiebungen . . . . .	242
e) Die Knickung als notwendige Begleiterscheinung des dinarischen Zusammenschubs im Bereich der südalpinen Zonen . . . . .	243
f) Knickungen in mehreren tektonischen Stockwerken; »zerschnittener Faltenschub« . . . . .	247
g) Bedeutung der in der Tiefe des Gebirges vor sich gehenden Bewegungen . . . . .	249
h) Phasen der Knickeung. Jüngere Bewegungen . . . . .	249
6. Alpen und Dinariden . . . . .	251
7. Bedeutung der Ergebnisse für den Deckenbau der Ostalpen . . . . .	253
8. Ist ein in bezug auf dem dinarischen Bogen zentripetaler Schub in den östlichen Südalpen anzunehmen? . . . . .	254
9. Anhang. Grundsätzliche Unterschiede zwischen der Gebirgs-synthese F. Kossmats und der eigenen . . . . .	255
Literatur . . . . .	259
Inhaltsverzeichnis . . . . .	268

---

### Berichtigung.

Zu Tafel I: Bei Kal, östlich von Flitsch ist der Oberjura ausgeblieben.

Zu der im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 70 Bd., 1920, erschienenen Arbeit »Das mittlere Isonzogebiet«:

Auf Tafel II (I), Fig. 1 (Geolog. Karte des mittleren Isonzogebietes 1:90.000) ist irrtümlich die Unterkreide (Woltschacher Kalke) mit derselben Signatur (vertikale, rote Schraffen), wie die »Rote Kalke und Mergel mit Hornstein des Lias-Jura« bezeichnet worden. In der Legende ist die Unt. Kreide ausgeblieben. Rote, vertikale Schraffen bedeuten also sowohl »Rote Kalke und Mergel des Lias-Jura«, als auch »Unt. Kreide (Woltschacher Kalke)«.

Sie bedeuten Unt. Kreide: Am Kolowratrücken, am linken Isonzogehänge zwischen Volarje und Komno, am Vodil- und Mrzli Vrh, und zwischen Javorka und Slemje pl. Sie bedeuten: »Rote Kalke usw. des Lias-Jura«; Im Plečagebiete, am Volnik und bei Vr. lemeš.

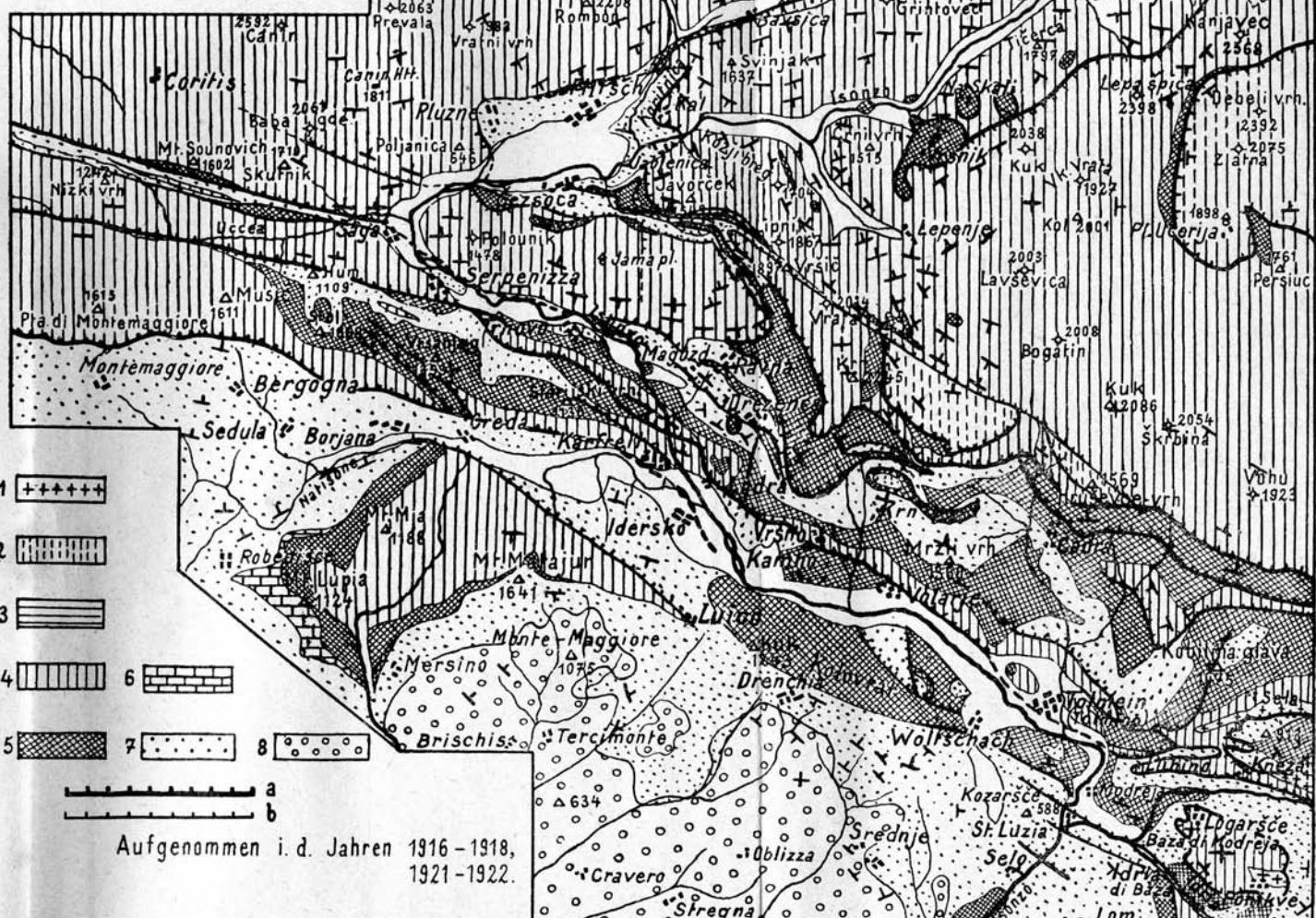
---

# Artur Winkler, Ueber den Bau der östlichen Südalpen.

## Tafel I.

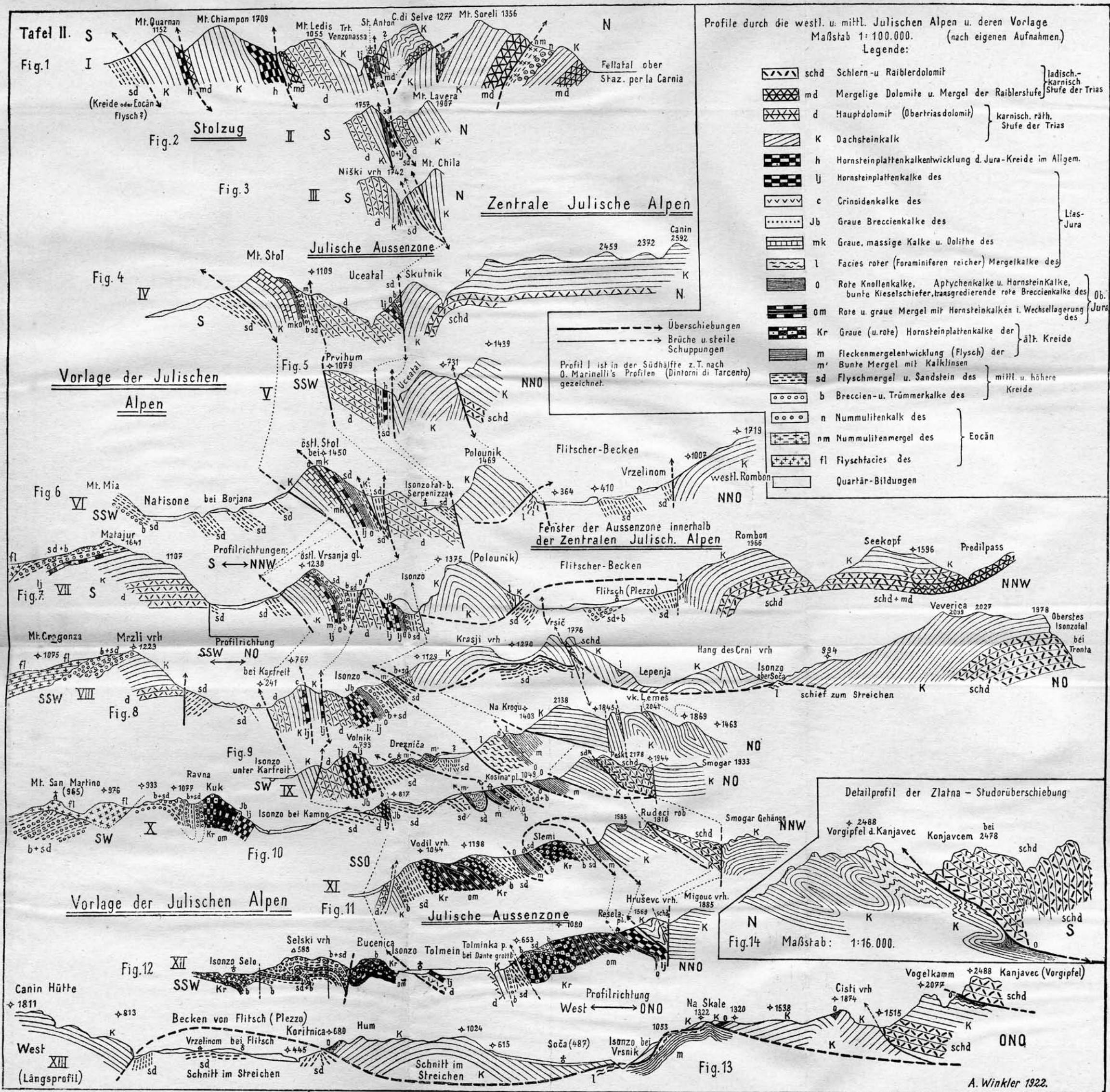
Geolog. Karte der  
mittleren Julisch. Alpen  
(Isonzogebiet)

Maßstab 1:200.000.

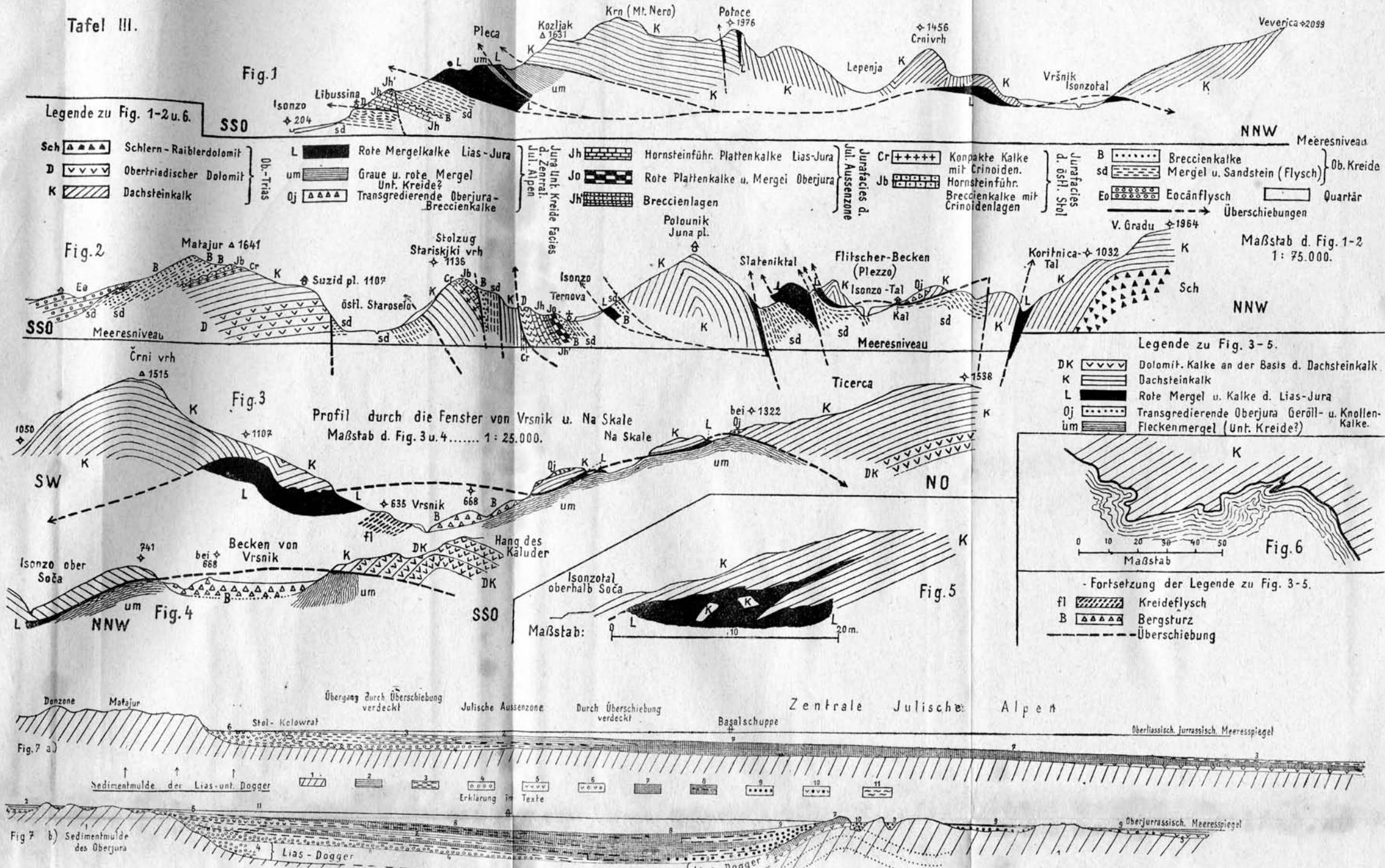


Aufgenommen i. d. Jahren 1916 - 1918,  
1921 - 1922.

- |   |                 |  |                                       |
|---|-----------------|--|---------------------------------------|
| 1. Pseudogailtal Schiefer<br>Werfeneschierer. | } Ältere Trias. | 5. Lias-Jura-Unt.-Kreide.                      | a) Überschiebungen.                   |
| 2. Schlerndolomit.                            |                 | 6. Mittl. Kreide (in Kalkfacies.)              | b) Steilere, z. T. jüngere Störungen. |
| 3. Raibler-Schichten.                         | } Ober-Trias.   | 7. Mittel-Ober-Kreide in Flysch-facies.        |                                       |
| 4. Dachsteinkalk,<br>Hauptdolomit.            |                 | 8. Eocänflysch.<br>weiß: Diluvium und Alluvium |                                       |



Tafel III.

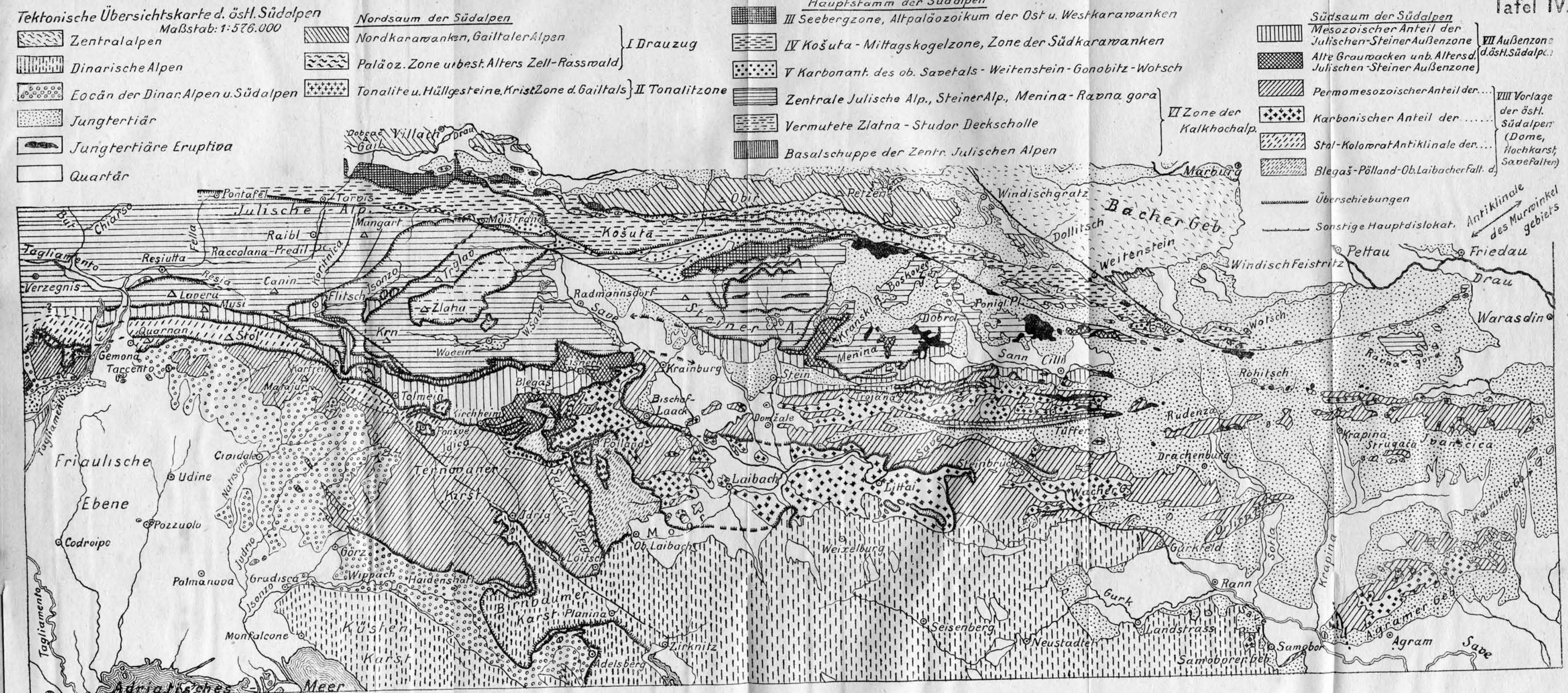


1. Vorliassisches (obertriadisches) Grundgebirge.
2. Fazies der grauen, Globigerinen reichen Hornsteinplattenkalke.
3. Fazies grauer, sandiger Hornsteinplattenkalke mit brecciosen Einschaltungen (Übergang zwischen 2 und 4-6).
4. Breccienlagen.
5. Krinoidenkalk.
6. Krinoidenreiche Breccienkalke

Lias-Jura.  
Lias-Jura.

7. Fazies roter (und auch grauer) Kalkmerkel und Merkalkalke (mit Hornsteinen), sehr reich an Foraminiferen (z. T. Globigerinenkalke). Lias-Jura.
8. Rote, hornsteinführende Plattenkalke.
9. Große, transgredierende, Breccienkalke (z. T. Blockbreccien).
10. Wie 9, mit Einschaltungen von Krinoiden und Ammonitenlagen des Kimeridge.
11. Rote und graue, Knollenkalke (Aptychenkalke).

Oberjura.



Tafel IV.