

TEKTONISCHE PROBLEME DER ÖSTLICHEN SÜDALPEN

von R. W. van Bemmelen (Utrecht)

mit 3 Tabellen und 4 Abbildungen

Vortrag gehalten am 23. Mai 1969 beim II. Symposium über die Geologie
der Karawanken in Ljubljana

INHALT

Zusammenfassung	133
I. Einleitung	134
II. Relativistische Strukturanalyse	135
III. Gravitationstektonik <i>sensu lato</i>	136
IV. Rotationsenergie als Faktor in der Geodynamik	136
V. Tektogenetische Erscheinungen in den östlichen Südalpen	137
VI. Klasse V (Megatektonik) während der Phasen <i>c</i> und <i>e</i> bis <i>g</i>	141
VII. Klasse IV (Geotektonik) während der Phase <i>c</i>	142
VIII. Klasse III (Mesotektonik) während der Phasen <i>d</i> und <i>f</i>	143
IX. Klasse II und I (Minor- und Lokaltektionik) während der Phasen <i>f</i> und <i>g</i>	147
X. Die Košuta-Aufwölbung	148
Die Nordkarawanken	149
Die Südkarawanken	152
Die Kamniker Alpen	154
XI. Ergebnisse der relativistischen Strukturanalyse	155
XII. Literaturangaben	156

Zusammenfassung

Die Vorstellungen vom Werden der Alpen, von denen die östlichen Südalpen nur ein Teilelement sind, sind im allgemeinen ziemlich unikausal entstanden. Man dachte an eine N—S gerichtete Zusammenpressung einer mobilen Zone (Tethys) zwischen dem europäischen Vorland und dem afrikanischen Rückland. Aus diesem einzigen, supraregionalen Spannungszustand versuchte man dann alle tektogenetische Erscheinungen abzuleiten.

Die schnelle Zunahme der »geonomischen« Beobachtungstatsachen (der geologischen, geophysischen, geochemischen und anderen Zweigen der Erdwissenschaften) zwingen uns jedoch, nach realistischeren, der Wirklichkeit besser angepaßten Erklärungsmodellen zu suchen.

Diese Modelle sollen auf der Grundlage einer relativistischen Strukturanalyse entworfen werden. Das heißt, daß man einen Unterschied machen muß zwischen Strukturen, die durch geodynamische Prozesse verschiedener Ausmaße entstanden sind, welche nacheinander oder zur selben Zeit in einem Gebiete stattgefunden haben, und deren tektogenetischen superponierten Ergebnissen. In dieser Weise kommt man zu einer Synthese zwischen supraregionalen, mobilistischen Vorstellungen und regionalen, mehr lokal gebundenen, fixistischen Erklärungsversuchen der beobachteten Strukturen (Siehe Tabellen I und II).

Die lokale und regionale Strukturbildung kann die Folge sein von fünf Größenordnungen (Kategorien, Klassen) der geodynamischen Prozesse: (I) Lokal-, (II) Minor-, (III) Meso-, (IV) Geo-, und (V) Megatektonik. Diese fünf Klassen spielten alle mit in der Entstehungsgeschichte der östlichen Südalpen (Siehe Tabelle III).

I. Einleitung

Es freut mich, hier sprechen zu können und an diesem Gedankenaustausch bezüglich unserer Kenntnisse der Karawanken teilnehmen zu dürfen.

Vor allem möchte ich jedoch betonen, daß ich hier nicht als ein Geologe stehe der Ihnen etwas über die regionalgeologischen Tatsachen der Karawanken erzählen kann, da Sie darüber doch viel besser informiert sind als ich; sondern im Gegenteil, ich hoffe von Ihnen in dieser Hinsicht zu lernen. Jedoch habe ich als Geländegeologe nach vielen Jahren eingesehen, daß man nie zu einer funktionell richtigen Vorstellung der strukturellen Entwicklung eines Gebietes kommen kann, wenn man nicht auch Einflüsse von außerhalb des regionalen Rahmens mit in Betracht zieht. Und in dieser Hinsicht hoffe ich hier etwas beitragen zu können.

Nach meinen indonesischen Jahren vor dem Kriege habe ich jetzt fast zwanzig Jahre in Europa, und zwar speziell in den südlichen Alpen gearbeitet. Ein Ergebnis davon war, daß ich nachträglich auch meine Vorstellungen in Bezug auf das indonesische Inselreich korrigieren mußte. Dazu hat natürlich die stürmische Entwicklung der Erdwissenschaften nach dem zweiten Weltkriege beigetragen. Z. B. ergaben Paläomagnetismus, Ozeanographie, Seismik, Geochemie völlig neue Daten und Einsichten.

Eigentlich sind die mehr als vierzig Jahre meiner beruflichen Tätigkeit ein fortwährendes Suchen gewesen nach einem synthetischen, allgemein gültigen Modell der geologischen Entwicklung. Das ist mir aber erst in den letzten Jahren nach m. E. befriedigend gelungen.

Zuerst war ich in meiner Doktorarbeit (1927) ein Nachfolger von Argand (1924) und Staub (1924). Ich war also zuerst ein Mobilist, der Afrika auf den Rücken Europa's (die betische Kordillere Südspaniens) schob. Dann führten mich die Geländeerfahrungen in Indonesien und der Einfluß der Theorien von Charles Schuchert (1928) und Erich Haarmann (1930) zu einem fixistischen Standpunkt.

Die Tatsachen bezüglich der strukturellen Entwicklung dieses Inselreiches ließen sich auch ohne Kontinentverschiebungen erklären, wie ich in meinem Buche »The Geology of Indonesia« (1949) darzulegen versuchte. Nach dem Kriege brachte speziell die Geophysik viele neue Daten und wir Geologen konnten etwas nuancierter die tieferen Prozesse im Erdmantel mit in Betracht ziehen.

Das machte, daß ich nach einer Synthese zwischen den fixistischen und mobilistischen Modellen der Erdgeschichte suchen konnte. Erste Andeutungen zu einer relativistischen Synthese gab ich z. B. in meinen Arbeiten über das Karaibische Gebiet (1958), über die Alpen (1960) und über geotektonische Stockwerke (1962).

Eine ausführlichere Beschreibung dieses relativistischen Prinzips der Struktur-Analyse finden Sie in den Studien über Mega-Undationen in »Tectonophysics« (1964, 1965, 1966), auch in »Geologie« (1968, S. 497—517) und in der »Geologischen Rundschau« (1968, S. 657—705). Schließlich werden schon im nächsten Monat die Beiträge zu einem Symposium über die Entstehung des Mittelmeeres erscheinen.

II. Relativistische Strukturanalyse

Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse bedeutet einfach, daß man bei der Erklärung der strukturellen Verhältnisse eines Gebietes damit rechnen muß, daß der strukturelle »Status quo« das Ergebnis von geodynamischen Prozessen verschiedener Ausmaße ist, die zu verschiedenen Zeiten in der geologischen Vergangenheit stattgefunden haben, und deren Wirkungen superponiert worden sind.

Wenn wir also die gegenwärtigen tektonischen Verhältnisse eines Gebietes studieren, ist es nicht richtig, dabei nur ein einziges mentales Modell anzuwenden, z. B. die allgemein übliche Vorstellung der alpinen Deckenbildung durch S—N Zusammenschub der Tethys Geosynklinale. Das wäre, als ob man nur einen Schlüssel zur Erklärung aller Strukturen, von großen bis kleinen hätte.

Auf den Alpenstrang haben Spannungsfelder von verschiedensten Ausmaßen eingewirkt, und zwar zu verschiedenen oder einander überlagernden Zeiten. Diese geomechanischen Spannungsfelder werden gekennzeichnet durch Ausdehnung, Teufe, Größe der Gradienten in den Trajektorien der Spannungen.

Die mechanischen Ursachen der regionalen tektonischen Deformationen befinden sich zum Teil weit außerhalb des Rahmens des Gebietes, das der Geländegeologe untersucht und zum Teil innerhalb seines Blickfeldes. Im ersten Fall ist er geneigt, einen mobilistischen Erklärungsschlüssel anzuwenden, z. B. Verschiebungen größerer Krustenteile in Bezug auf sein Kartengebiet; im zweiten Fall sieht er eher die tektogenetischen Folgen der lokalen Energie der Lage und gebraucht dann den fixistischen Erklärungsschlüssel der Gleittektonik. Aber der Unterschied zwischen beiden Vorstellungen, Mobilismus und Fixismus, besteht nur in der relativen Größenordnung der geodynamischen Prozesse. Der Gegensatz zwischen beiden Modellen ist nur scheinbar. Es ist nicht ein Fall von entweder-oder, sondern von und-und...

III. Gravitationstektonik *sensu lato*

Wenn man diese Gegensätze überblicken und in einem synthetischen Erklärungsmodell der strukturellen Entwicklung der Erde vereinigen will, ist es nötig, daß man sich zu erst klar macht, was die mechanischen Grundprinzipien der Geodynamik sind. Die Paragraphen III und IV können jedoch von jenen überschlagen werden, die sich nur für die mehr regionalen Strukturprobleme interessieren.

Alle Massenverlagerungen im Erdkörper (also die ganze Geomechanik) sind die Folge von Kräften die auf diese Massen einwirken. Und welche Kräfte können das sein? Nur zwei Kategorien treten im makroskopischen Bereich der Erde hervor: Die Energie der Lage und die kinetische Energie. Die Energie der Lage hat eine Masse, wenn sie in Bezug auf ihre Umgebung entweder zu leicht oder zu schwer ist. Sie versucht dann aufzusteigen oder abzusinken; dabei verursacht sie einen Massenkreislauf, der entweder primär aufwärts gerichtet ist (diapire Kreisläufe, »buoyant circuits«) oder primär absinkend ist (Einsenkungskreisläufe, »foundering circuits«).

Diese Kreisläufe finden im Schwerkräftfeld der Erde statt. Sie streben nach Ausgleich von anomalen Massenverteilungen in diesem Schwerkräftfeld; diese geodynamischen Prozesse sind deshalb Äußerungen der Gravitationstektonik *sensu lato*. Die Grundbedingung dieser Kreisläufe (welche ein zusammenhängendes geomechanisches System darstellen), ist, daß das Endergebnis eine Anpassung an das gravitative Gleichgewicht der Erde sein soll. Massendefizite sollen sich auffüllen und Massenüberschüsse sollen abgebaut werden. In der Totalität des Systems ist es natürlich möglich, daß Teilmassen im Kreislauf mehr Energie der Lage bekommen als sie nach ihrer Position haben dürften. Solche Massen werden nach Stellen gedrückt oder gezogen, die ihnen, gravitativ betrachtet, nicht zukommen. Aber solche lokale Abweichungen im System sind im Ganzen betrachtet immer untergeordnet, gemessen am Gewinn in der gravitativen Anpassung des Systems.

Diese allgemeinen Betrachtungen über geodynamische Prozesse im Schwerkräftfeld der Erde gelten für alle Größenordnungen. Die Gravitation ist eine überall anwesende Kraft; in jedem Massenpartikelchen verursacht sie eine potentielle Energie, »Wegefähigkeit«, infolge ihrer Energie der Lage. Faltungen infolge Schrumpfung der Erde, größerer und kleinerer Massenkreisläufe im Mantel, Kontinentalverschiebungen, Deckenüberschiebungen im größeren und kleineren Maßstab, Gleitungserscheinungen aller Größen hängen, wenn sie tatsächlich stattfinden, zusammen mit differentiellen Vertikalbewegungen, von der potentiellen Energie der Lage ab. Das ist das Konzept der Gravitationstektonik *sensu lato*, wovon das Konzept der Gleittektonik als Gravitationstektonik *sensu stricto* nur ein Teil ist.

IV. Rotationsenergie als Faktor in der Geodynamik

Hier muß noch vollständigkeitshalber kurz eine andere Energiequelle der Geodynamik erwähnt werden, obschon diese Energie in den tektonischen Prozessen der SO-Alpen nicht erkennbar hervortritt.

Nicht nur primär radiale Bewegungen spielen in der Geodynamik eine Rolle. Die Rotation der Erde liefert eine kinetische Energie der Massen, welche Ursache dafür ist, das absinkende Massen einen Überschuß an Rotationsenergie haben, während aufsteigende Massen zu wenig Rotationsenergie im Vergleich zu ihrer Umgebung haben. Das bewirkt, daß absinkende Massen die Neigung haben voranzueilen und aufsteigende Massen zurück bleiben. Auch Bewegungen von höherer nach niedriger Breitenlage oder umgekehrt haben solche Effekte.

In dem atmosphärischen Kreislauf spricht man von »Coriolis-Kräften«. Auch in den geodynamischen Kreisläufen des Erdmantels spielen solche Rotationskräfte eine Rolle. Der Gegensatz zwischen dem geotektonischen Patron

der Westseite des Pazifiks (ost-asiatische und ost-australische Inselguirlanden) und der Ostseite (das amerikanische Kordillerensystem) ist z. B. das Ergebnis dieser Art von Coriolis-Kräften.

Der Zusammenhang zwischen der Erdrotation und den geodynamischen Erscheinungen folgt auch aus der Abhängigkeit der Erdbeben von den Variationen der Rotationsachse.* Lieber (1968) sieht in der Erdrotation die universelle Ursache von Erdbeben, welche die geodynamischen Prozesse begleiten. Wir betrachten jedoch die kinetische Rotationsenergie nur als eine Kategorie von Spannungen, welche Erdbeben verursachen können, während die primäre Änderungen der Energie der Lage eine andere Kategorie von Spannungen darstellt, die auch Erdbeben verursachen können.

Primäre Änderungen der Energie der Lage sind die Folge von entweder unregelmäßig verteilten thermischen Prozessen welche die Dichte ändern (Heizung, Kühlung), oder unregelmäßig verteilten geochemischen Prozessen, welche die Dichte mittels Änderungen der Zusammensetzung des Materiales beeinflussen (Chemische Differenziationen mittels ionare und atomare Diffusionen).

In der Geodynamik muß man beider Kategorien von Spannungsfeldern Rechnung tragen.

V. Tektonogenetische Erscheinungen in den östlichen Südalpen

Nach diesen einleitenden Betrachtungen kommen wir jetzt zur Frage welche Typen von tektonogenetischen Erscheinungen man in den östlichen Südalpen unterscheiden kann und die Anteil haben am Strukturbild, das wir jetzt als Geländegeologen studieren können.

Zuerst muß ein Unterschied gemacht werden zwischen supra-regionalen und intra-regionalen tektonogenetischen Prozessen, da diese mobilistische bzw. fixistische Betrachtungsweisen zur Folge haben.

Größere Spannungsfelder, deren Ausdehnungen weit über das vom Geländegeologen studierte Gebiet hinaus reichen, hängen zusammen mit primären, das heißt endogenen Störungen des gravitativen Gleichgewichtes in der Geoide (Mega-, Geo-, und größere Meso-Undationen). Dagegen hängen die kleineren Spannungsfelder, deren Reichweiten durch den Rahmen des Gebietes beschränkt sind, das vom Geländegeologen regional überblickt wird, mit primären Störungen des gravitativen Gleichgewichtes zusammen, die von den kleineren Meso-Undationen, sowie von Minor- und Lokalundationen verursacht werden.

Diese verschiedenen Kategorien der geodynamischen Prozesse, welche in den Tabellen I und II unterschieden worden sind, verursachen in den östlichen Südalpen zu verschiedenen Zeiten regional-tektonische Erscheinungen. Dadurch findet eine Strukturentwicklung statt, die sich in sukzessive Phasen einteilen läßt (Tabelle III).

In den folgenden Paragraphen wird zu erläutern versucht, wie die verschiedenen Kategorien der geodynamischen Prozessen in der geo-

* Als Folge der sogenannten Chandler-Präzession beschreibt die Erdachse in ungefähr 14 Monaten einen unregelmäßigen Kreis in Bezug auf die Fixierpunkte am Himmel. Genaue Untersuchungen haben gezeigt, daß die Identifikationen in diesen Kreisen von schweren Erdbeben irgendwo auf der Welt begleitet werden. Die elastischen Spannungen im Maxwell'schen Endkörper erreichen durch diese Variationen der Rotation anscheinend Höhen, die zu bruchartigen Entspannungen Anlaß geben. Die Form des Präzessionskreises ist nach diesen Entspannungen etwas anders als zuvor.

Tabelle I

Mobilistische Betrachtungsweise der alpinen Tektogenese (Spannungsfelder mit Ausdehnungen, die über die Ostalpen hinaus reichen)

Geodynamische Kategorie	Endogene Ursache	Morphogene Folgen	Regional-tektonische Erscheinungen
Klasse V (Mega-Undationen)	Massenkreisläufe im unteren Mantel (mit thermischen oder geochemischen Antrieb) verursachen Gleitbretter größter Ordnung im oberen Mantel und Kruste.	Megadeformationen der Geoide (welche nur geodetisch mittels künstlicher Satelliten erkannt werden können) verursachen Kontinentverschiebungen und Ozeanisationen des Atlantischen Typus.	Laterale Verschiebungen von Grundgebirgsschollen, begrenzt von Transformationsstörungen, und begleitet von Erdbeben mit normalen und intermediären (eventuell auch tiefen) Herden.
Klasse IV (Geo-Undationen)	Massenkreisläufe im oberen Mantel (durch Phasen-Übergänge und/oder eutektische Segregationen).	Geosynklinale Absenkungen und (ozeanische) Schwellen.	Absenkung der Tethyszone (Perm-U. Kreide).
Klasse III a (primäre Meso-Undationen)	Massenkreisläufe im oberen Teil des oberen Mantels (zwischen Basis der Asthenosphäre und Moho, durch Segregation von ophiolitischen Basaltmagmen). Bildung von basaltischen Blasen an der Basis der Kruste (Asthenolite der ersten Generation).	Schwellungen (Tumore) in geosynklimalen Zonen, gefolgt von Verfließung dieser Schwellungen und Einsenkung der zentralen Teile (Ozeanisation des Mediterranen Typus).	Adria-Tumor mit peripheren Flysch-Trögen gefolgt von Ostalpinen Deckenüberschiebungen und Einsenkung des orogenen Störungszentrums. Die Adria-Einsenkung wird nachträglich in der O—W Richtung eingeeengt, durch Verfließungen der Westmediterranen und Pannonischen Störungszentren.

Tabelle II

Fixistische Betrachtungsweise der alpinen Tektogenese (Spannungsfelder mit Ausdehnungen, die hauptsächlich oder ganz innerhalb der Gebiete der Ostalpen liegen)

Geodynamische Kategorie	Endogene Ursache	Morphogene Folgen	Regional-tektonische Erscheinungen
Klasse III b (Meso-Undationen)	Massenkreisläufe im Grenzbereich Mantel-Kruste. Mobilisation der Unterkruste (Bathytherm) und Bildung Asthenolite der zweiten Generation.	Radiales vom zentralen Tumor auswärts Wandern einer orogenen Welle mit ihren Vor- und Rück-Tiefen (Meso-Undations Zyklen).	Bildung der ostalpinen Geantiklinale, mit bivergenten Abgleitungen der Sedimenthaut nach den Molasse Trögen an der Vor- und Rückseite.
Klasse II (Minor-Undationen)	Massenkreisläufe in der Kruste (Mesoderm) durch Diapirismus von anatexitischen Magmen sialischer Herkunft (Protrusionen der Asthenolite).	Grundgebirgsaufwölbungen und Teilantiklinalen (oder Horste) im Bereich der orogenen Geantiklinale, begleitet von Abgleitungen der Sedimentdecke (»Décollements«). Bildung von Gleitdecken und Faltungen im Epiderm.	Bildung der Karawanken Teilantiklinale (zwischen den Becken von Klagenfurt und Kranj), Dom der Julischen Alpen, Kamniker »Falten« (oder »Schrägschollen«).
Klasse I (Lokal-Undationen)	Massenkreisläufe in der Sedimenthaut (Epiderm) durch Diapirismus von Evaporiten und relativ leichteren Sedimenten. Auch subvulkanischer Diapirismus.	Kleinere Dome und Ringsynklinae, welche pilzartig verfließen können. Vulkanotektonische Erscheinungen.	Diese Art von Tektogenese kommt in den östlichen Südalpen nicht oder wenig vor. Nur kann die Reliefenergie durch differentielle Erosion lokal Anlaß geben zu Gleitungen, Sackungen, Gebirgszerstörungen und der gleichen lokalen Erscheinungen.

Tabelle III

Phasen der alpinen Strukturbildung	Art der geodynamischen Prozesse	Geodynamische Kategorie
a Herzynische Orogenese	Bildung der Strukturen des Grundgebirges	II bis V
b Herzynische Diskordanz	Hebungen und Erosion	III—IV
c Geosynklinale Phase (Tethys Absenkung und Tethys Torsion)	(Entwicklung der Indischen Mega-Undation.) Indico-fugale Kontinentverschiebungen, begleitet von frontalen geosynklinalen Absenkungszonen und großen dextralen O—W Seitenverschiebungen.	IV—V
d Tieforogene (Flysch-) Phase	Verfließung der Tethysrandzone des afrikanischen Kontinentes (Adria)	III a—IV
e Intermediäre Dehnungsphase (fortdauernd bis in die Gegenwart)	(Entwicklung der Afro-Arabischen Mega-Undation.) Bildung von NW—SO streichenden dextralen Seitenverschiebungen in den Ostalpen und Dinariden.	IV—V
f Hochorogene (Molasse-) Phase	Aufwölbung der alpinen Geantiklinale und bivergentes Abgleiten der Sedimenthülle.	III b
(mit Bildung von Teilgeantiklinalen und domartigen Kulminationen)	Julische Alpen, Poljane-Dom, Košuta-Antiklinale mit bivergenten Abgleitungen der Sedimenthülle (in den Nordkarawanken und in den Kamniker Alpen), »Sava Falten«.	II
g Postalpine Tektonik (Hangtektonik)	Rutschungen, Sackungen, Gebirgszerreißung usw.	I

Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse wird am Werdegang der Košuta-Einheit erläutert, welche als eine Teilgeantiklinale der Alpen betrachtet wird (Nordflanke- Nordkarawanken; Scheitel- Südkarawanken; Südflanke- Kamniker Alpen).

logischen Entwicklungsgeschichte der östlichen Südalpen mitgespielt haben.

Selbstverständlich ist das hier gegebene Modell nur eine Andeutung, wie das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse auf regional-tektonische Verhältnisse angewendet werden könnte.

In der Zukunft werden wahrscheinlich noch andere Modelle entworfen werden, oder es wird dieses Modell der Undations Theorie auf dem Grunde neuerer Erkenntnisse der Tatsachen weiter ausgebaut. Betont sei hier nur, daß in allen Fällen die Methode der Strukturanalyse relativistisch sein soll; das heißt, man soll bei der Erklärung der tektonischen Verhältnissen immer mit Spannungsfeldern verschiedener Größen Rechnung tragen, die zu verschiedenen Zeiten wirkten und deren geodynamische Folgen superponiert worden sind.

VI. Klasse V (Megatektonik) während der Phasen c und e bis g

Phase c: (Permo-Triadische O—W Seitenverschiebungen)

Während des alpinen Zykluses der Orogenese haben Kontinentverschiebungen stattgefunden, wobei die sialische Kruste an der Nordseite des Afrikanischen Kontinentes relative laterale Bewegungen in Bezug auf Europa ausführte. Paläomagnetische Untersuchungen, sowie faziell-stratigraphische Überlegungen bestätigen diese These. Speziell im Perm fanden große O—W gerichtete relative Verlagerungen an Seitenverschiebungen statt. Dabei entstand in erster Anlage das Peri-Adriatische Lineament, das im Strukturbild der Gegenwart die Grenze bildet zwischen den Ostalpen und Südalpen. In den östlichen Südalpen sind die O—W verlaufende Gailstörung und die O—W gerichtete Störungszone zwischen den Nord-Karawanken und den Karniker Alpen Teilstücke dieses Permo-Triadischen Großlineamentes. Submarine, mineralführende Thermen, die an diese großen Seitenverschiebungen gebunden waren, lieferten die syn-sedimentäre Anlage des Blei-Zink Erzzeuges der Karnischen Alpen und der Nord-Karawanken. Diese Permo-Triadische Megatektonik hängt nach Van Bemmelen (1965) mit der Bildung einer Mega-Undation unter dem alten Gondwanaland zusammen, deren Zentrum im Anfang etwa südlich von Madagaskar lag, wo auch die damalige Südpollage war.

Phasen e bis g: (Neozoische NW—SO Seitenverschiebungen)

Das Periadriatische Lineament wurde im Neozoikum wieder von dextralen Seitenverschiebungen versetzt, diesmal mit NW—SO Streichen; und zwar zwischen den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken von der Möll-Drau-Störung (Van Bemmelen und Meulenkaamp, 1965) und am Ostende des Košuta-Gewölbes von der Lavanttaler Störung (Kieslinger, 1928). Die jüngeren Seitenverschiebungen machen aber zum Teil auch von den älteren O—W Schwächezonen des Periadriatischen Lineamentes Gebrauch. So biegt die Möll-Drau-Störung südlich von Villach und Rosenbach teilweise in die O—W gestreckte zentrale Zone des Košuta-Gewölbes ein. Teilweise quert sie die Karnische Zone in gestaffelter Anordnung zwischen Rosenbach und Jesenice und schließt dann an die Sava-Störung an. Letztgenannte Störung hat eine dextrale Lateralkomponente an der Nordseite des Kranjer Beckens, die sich z. B. in der West-Verschiebung der Smrekovec Tuffe in der Kranjer Beckenfüllung (um etwa 25 km, nach Hinterlechner-Ravnik und Pleničar, 1967)* zeigt. Die Sava-Störung läßt sich in östliche Richtung zwischen den Karniker Alpen und den Trojaner Horst bei Celje verfolgen und schließt dann an die Lavanttaler-Störungszone an, von der sie eine Abzweigung ist.

* Hinterlechner und Pleničar schreiben, daß die nördliche Einheit (die Karniker Alpen) entlang der Sava-Störung um 25 km (süd)ostwärts verlagert wurde. Das Prinzip der relativistischen Strukturanalyse und ein Blick auf die Strukturkarte Zentral Europas (Abb. 1) bringen uns jedoch zur Einsicht, daß es mit Bezug auf den strukturellen Rahmen richtiger ist, zu sagen, daß die südlichen Einheiten entlang der Sava-Störung 25 km (nord)westwärts verlagert wurden.

Die Sava-Störung verläuft an der Nordseite des Kranjer Beckens in NW—SO Richtung. Westwärts verzweigt sie sich in die obengenannte Möll-Drau-Störung und andere, in der Umgebung von Tarvisio mehr O—W gerichtete Störungen. Von dem O—W gerichteten Tarvisio-Paularo Graben zweigt sich bei Malborghetto-Ugovizza ein weiterer Teilgraben in NW-Richtung ab, welcher den Hochwipfel-Gartnerkofel Komplex umfaßt (Kahler & Prey, 1964; Van Bemmelen & Meulen-kamp, 1965, Abb. 3 auf S. 253 und Abb. 4 auf S. 257).

Die große laterale Komponente der Sava-Störung im Bereich des Kranjer Beckens wird (via Möll-Drau-Störung) im Tauern-Fenster und (via Hochwipfel-Störung und Gail-Störung) in den Lienzer Dolomiten amortisiert. Im zentralen Zweig des Pontebba-Paularo Grabens sind keine lateralen Verlagerungskomponenten mehr zu erkennen.

Diese jüngeren Verschiebungen gehören zu einem System von NW—SO verlaufenden rechten Seitenverschiebungen in Südost Europa, zu denen auch die Idrija Seitenverschiebung, die Vardar Zone und andere rezente, seismisch noch aktive rechte Seitenverschiebungen an der Ostseite des Adriatischen Meer gehören (Van Bemmelen, 1969a und b; Ritsema, 1969; Gospodarič, 1969).

Diese Seitenverschiebungen im Neozoikum sind Begleiterscheinungen lateraler Verlagerungen der sialischen Krüstenteile im Gebiet des Mittelmeeres und seines Rahmens. Letztgenannte Schollenverlagerungen hängen mit der Entwicklung der Afro-Arabischen Mega-Undation (Van Bemmelen, 1966) zusammen. Sie begannen schon während der Wendezeit zwischen Kreide und Neozoikum (Bildung der Gailtalergräben wegen der gestaffelten Anordnung), dauerten aber (vielleicht ruckartig) bis in die Gegenwart (Skopje-Erdbeben) an. Es sind megatektonische Prozesse, die größere Dimensionen haben als die Alpine Orogenese im engeren Sinne und von ihr unabhängig sind. Deshalb überschneiden und/oder deformieren sie die Alpinen Strukturen. Die jüngeren NW—SO Verschiebungen sind typische Transformierungsstörungen (»Transform faults« im Sinne von Tuzo Wilson, 1965). Sie verursachen Dehnungen an ihrer Rückseite oder bei gestaffelter Anordnung und Kompressionen dort wo sie enden: Die Möll-Drau Seitenverschiebung wird amortisiert im Gewölbe des Tauernfensters und die Lavanttaler Zone in den nördlichen Kalkalpen.

VII. Klasse IV (Geotektonik) während der Phase c

Kontinentverlagerungen sind Begleiterscheinungen des Verfließens von mega-undatorischen Deformationen der Geoide. Die lateralen Bewegungen sind von dem aufsteigenden Gebiete der Megabeulen nach den absinkenden Regionen gerichtet, damit die endogenen Zunahmen und Abnahmen der Energie der Lage wieder ausgeglichen werden. Bei diesen Verlagerungen der Krustenteile hat jedes Massenpartikelchen seine eigene Wegfähigkeit, weil es sich im Schwerkraftfeld der Erde befindet und eine Lage anstrebt, wo die freie Energie ein Minimum hat. Es sind also aktive Driftbewegungen.

Dieses mechanische Bild des Prozesses der Kontinentwanderungen auf Grunde der Gravitationstektonik *sensu lato* — aktive Drift — ist anders als die bisher übliche Vorstellung der passiven Drift, wobei Krustenteile von Konvektionsströmungen im Untergrunde mitgeschleppt, bzw. gedrückt und/oder gezogen werden (Friktionskuppelungen und -entkuppelungen).

Bei der aktiven Bildung von Großgleitbrettern im oberen Mantel und der Kruste finden in den Gebieten von Defizit an Energie der Lage durch zentropetales Zufließen Steigerungen des Druckes statt. Auch an Stellen, wo die lateralen Verlagerungen durch irgendeine megatektonische Ursache abgebremst wird, können Druckhöhungen erwartet werden. Diese Druckhöhungen haben Übergänge zu Mineralphasen höherer Packungsdichte zur Folge (Ringwood, 1969). Das morphogenetische Ergebnis ist ein langsames, epirogenes Absinken der Lithosphäre. Solche Zonen geosynklinaler Absenkung, die mehr als 100 Millionen Jahre anhalten können, treten speziell unter den frontalen Teilen der wandernden Kontinente auf. Die Tethys ist so eine geotektonische Absenkungszone (von mehr als 1000 km Breite) zwischen Laurasia und den Indico-fugal auseinander-treibenden Fragmenten des alten Gondwanalandes. Es ist verständlich, daß diese geosynklinalen Absenkungszonen, die eine Reaktion auf Mega-Undationen der Klasse V sind, eine Kategorie kleiner sind und zu der geotektonischen Kategorie (Klasse IV) gehören.

VIII. Klasse III (Mesotektonik) während der Phasen d und f

Nach einer längeren Periode der geosynklinalen Absenkungen (etwa 100—200 Millionen Jahre) sind die absinkenden Massen im oberen Mantel (wobei die Geoisothermen mit zur Tiefe abgebogen wurden) wieder so weit aufgewärmt, daß Segregationen von basaltischen Eutektika stattfinden (Van Bemmelen, 1968). Diese eutektischen magmatischen Ausscheidungen steigen auf, weil sie ein niedrigeres spezifisches Gewicht haben als die »Pyrolite«, »Eklogite«, oder »Peridotite« des oberen Mantels. Dieses diapirartige Aufsteigen von Mantelmaterial, reich an magmatischem Material, sammelt sich beim Erreichen der Moho an, da der darüber gelegene Sial ein noch niedrigeres spezifisches Gewicht hat. Unter günstigen Umständen, wobei das seitliche Abfließen dieser aufsteigenden Ströme entlang der Basis der Sialkruste gehindert (beinträchtigt) wird (z. B. durch ein unregelmäßigen Moho-Relief) kann sich eine Blase von basaltischen Magmen anhäufen, welche im Stande ist, ihr sialisches Dach aufzuwölben (Van Bemmelen, 1969a).

Das morphogene Ergebnis ist eine Beulung oder Schwellung im geosynklinalen Gebiet, umgeben von Ringsynklinen. In den peripheren Trögen werden Flysch Sedimente abgelagert und unter günstigen Umständen können an Störungen Basaltmagmen emporsteigen und submarine Ergüsse von Ophioliten liefern.

Die Blasen von Basaltmagmen an der Basis der Sialkruste sind Asthenolite der ersten Generation und die von ihr verursachten Beulungen des geosynklinalen Untergrundes sind orogene Störungszentren mit Durchmesser von einigen hundert Kilometern. Sie haben die Größen-

ordnung von großen Meso-Undationen und gehören schon zur dritten Kategorie geodynamischer Erscheinungen (Klasse III).

Das Adriatische Störungszentrum entstand schon in der unteren Kreidezeit. Die Sialkruste oberhalb der Base basaltischer Magmen mit höherer Temperatur (etwa 1000° bis 1200° C) wurde an ihrer Unterseite mobilisiert (Migmatisation und Anatexis mit Bildung palingener sialischer Magmen). Dieses bathydermale Material wurde zuerst vom verfließenden Gipfel in einem Kreislauf im oberen Mantel abgeführt; dabei wurden die sialischen Komponenten mit in die Tiefe abgeschleppt und fanden dort chemo-physikalische Gleichgewichtszustände in der Form von Hochdruck-Hochtemperatur Mineralphasen.

Schließlich war jedoch die obenliegende Sialkruste durch diesen Prozeß so korrodiert und dünn geworden, daß nicht nur die mobilisierte Derma subkrustal abfloß, sondern auch das kristalline Grundgebirge (Derma) seitwärts mitverlagert wurde. Dabei entstanden die Großdecken des Ostalpinen Systems, die in den nördlichen Trog des Kreide Flysches hineinglitten (Siehe auch: Van Bemmelen, 1969b).

Der kristalline Unterbau dieser Decken, wie das Silvretta- und Ötztal-Kristallin, war also vom Anfang an nur wenige Kilometer mächtig und trug auf ihrem Rücken die Alpine Sedimenthaut (Epiderma) passiv mit nordwärts (Van Bemmelen, 1966, Abb. 6, S. 37).

In einer finalen Subphase dieses Hauptaktes der Alpen Deckenbildung glitten Gleitbretter der Sedimenthaut noch weiter voran in den Flyschtrogl und bildeten so eine erste Anlage der nördlichen Kalkalpen (Clar, 1965).

Die alte Schwächelinie des Periadriatischen Lineamentes wurde bei diesem Prozeß auch passiv mit nach Norden verfrachtet. Es ist möglich, daß diese Linie schon im Bereich der Karawanken eine vertikale Komponente hatte, wodurch die Alpine Sedimentserie südlich dieser Linie tiefer lag als an der Nordseite. Bei obengenanntem Dekollement der Sedimenthaut zum nördlichen Flyschtrogl blieb das Mesozoikum südlich der periadriatischen Linie zurück. Nördlich davon wurde das Grundgebirge entblößt, abgesehen von den Nord-Karawanken, Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und den isolierten Resten, die wir jetzt noch in den Zentral-Alpen finden. Dieser Zyklus der Orogenese des Adria-Zentrums, welcher die großen ostalpinen Deckenüberschiebungen während der Flyschphase verursachte, wurde durch die transgressive Bildung der Gosau-Schichten abgeschlossen.

Es müssen hier noch einige Betrachtungen mit Bezug auf die Dimensionen der Geodynamik in den Alpen während der Flyschphase eingefügt werden. Schon seit 1933 hat Verfasser von einem Adria Zentrum der Orogenese gesprochen, das sich innerhalb des Bereiches der Tethys Zone zu dieser Zeit entwickelt hat. Dieses Zentrum war älter (untere Kreide) als die Störungszentren in den westlichen mediterranen und pannonischen Gebieten, welche die O—W Ausdehnung des Adria-Gebietes später quer einengten (Van Bemmelen, 1969a).

Es stellten sich jedoch zwei Fragen:

- a. Was war die ursprüngliche O—W Ausdehnung dieses Adria-Gebietes und
- b. können wir diesem Gebiet dasselbe geodynamische Modell zumessen wie den jüngeren Störungszentren im westlichen mediterranen Gebiet und in der pannonischen Senke?

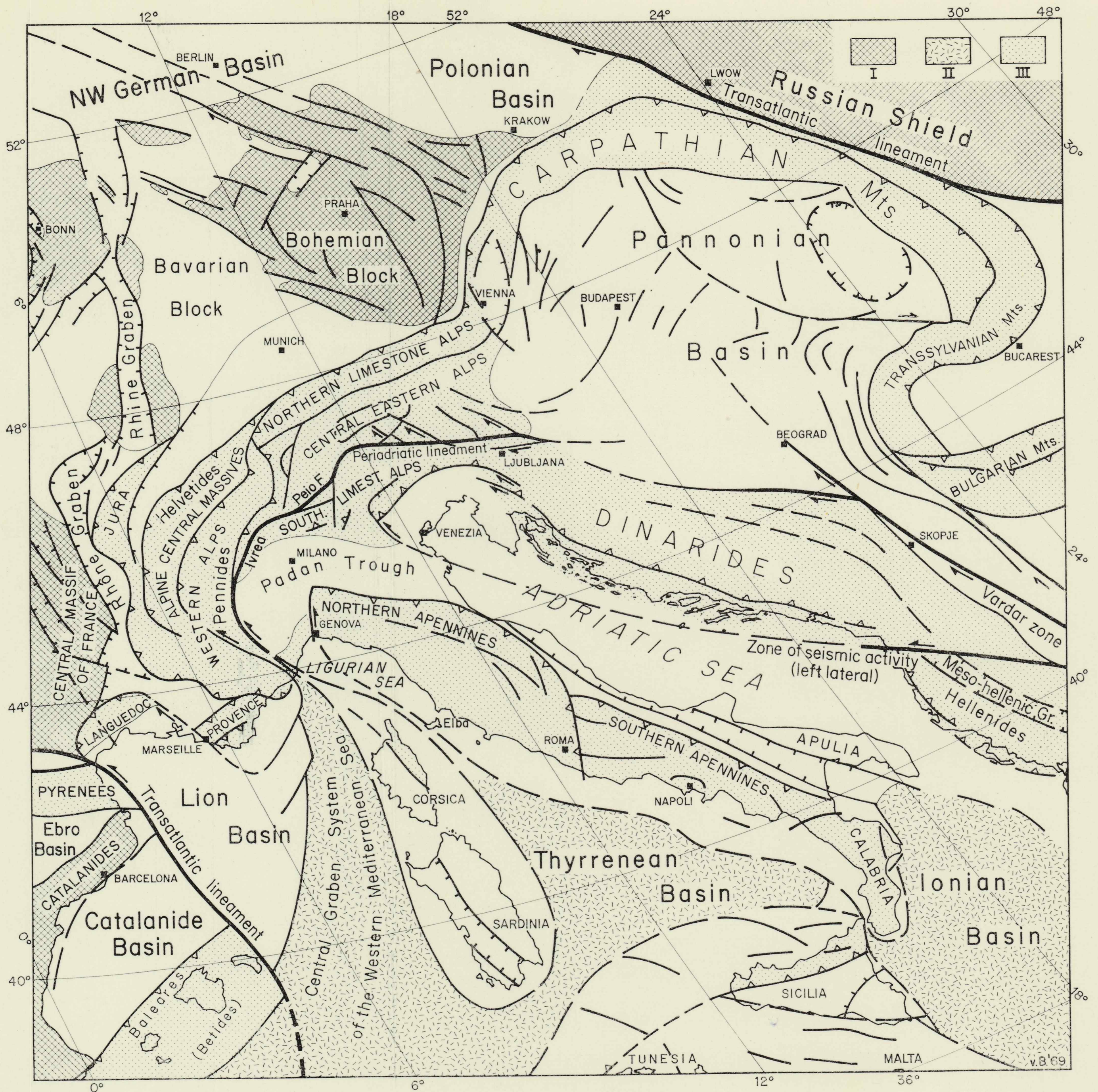


Abb. 1. Geotektonische Karte Zentral Europas.

Legende: I Gebiete, wo das Grundgebirge des europäischen Vorlandes zu Tage tritt. II Ozeanisierte Gebiete des afrikanischen Hinterlandes. III Faltenzüge des alpinen Gebirgssystems.

Die O—W Leitlinien des alpinen Systems zwischen Gibraltar und dem mesopotamischen Abschnitt werden von dem NW-gerichteten Vorsprung des Alpen-Karpathen Bogens unterbrochen. Argand (1924) hat diesen Vorsprung »promontoire africain« genannt.

Verfasser zeigte, daß dieser alpine Vorsprung an seiner linken Seite (Backbord) von der großen transatlantischen, sinistralen Seitenverschiebung »Reykjanes Lineament« genannt und an der rechten Seite (Steuerbord) von einem anderen transatlantischen Lineament, dem »Jan Mayen Lineament« begrenzt wird. Zwischen diesen beiden Leitspuren ist das europäische Vorland NW-wärts ausgedehnt und an ihren Rückseite dringt das afrikanische Hinterland lobenartig über eine Breite von mehr als 1500 km ungefähr 1000 km weit vorwärts (zwischen den Betischen Kordilleren und dem Anatolischen Abschnitt des alpinen Systems).

Diese altbekannte Deformation der alpinen Leitlinien hat eine geotektonische Dimension. Sie ist vergleichbar mit einem ähnlichen Vorsprung der alpinen Leitlinien in dem Himalaya-Abschnitt, wo über eine mehr als 2500 km breite Front die alpinen Ketten mehr als 1000 km nordwärts verlagert wurden (zwischen Indus und Bramaputra).

Diese jüngere Deformation der O—W Leitlinien der Tethys läßt sich direkt mit der neozoischen Norddrift des indischen Subkontinentes in Verbindung bringen. Das ist also ein megatektonisches Modell (Van Bemmelen, 1965).

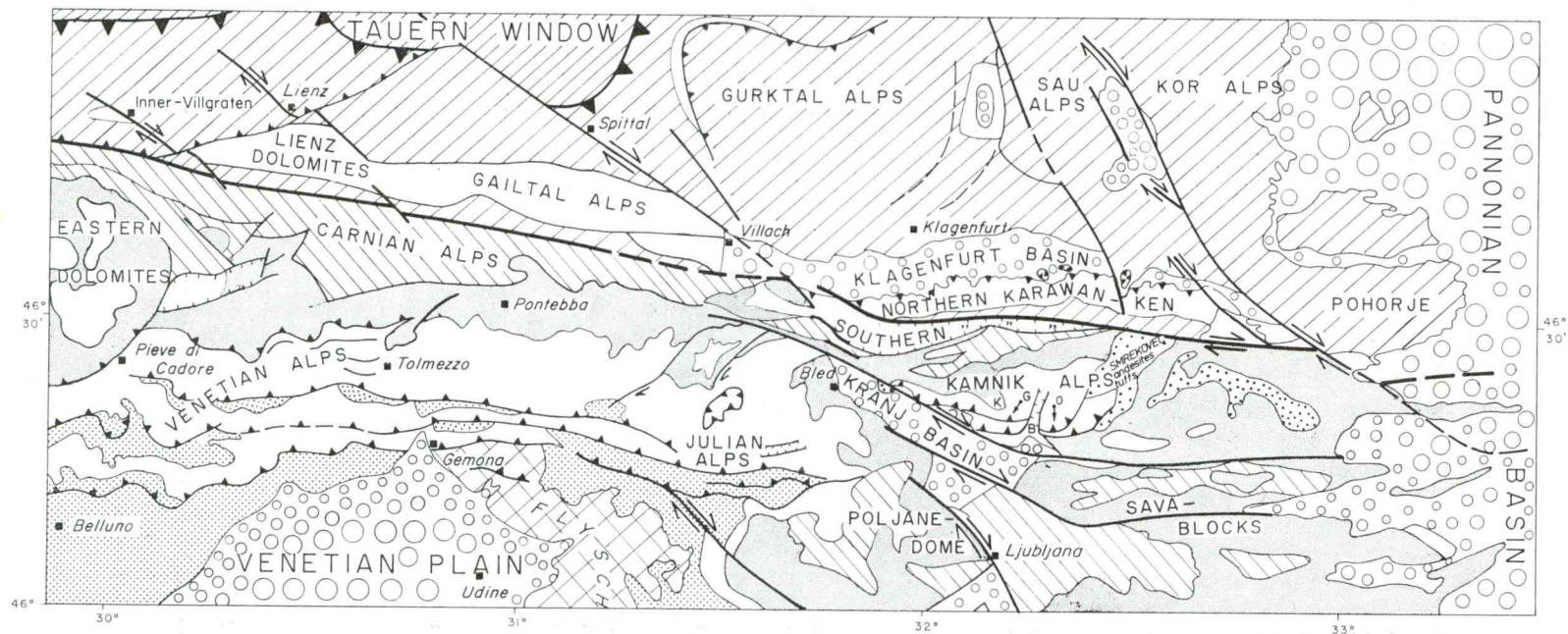
Aber die Deformation der O—W Leitlinien der Tethys in dem europäischen Vorsprung des Alpensystems läßt sich nicht unvermittelt durch die nordwärts gerichteten Verlagerungen des afrikanischen Hinterlandes erklären. Wenn die Nordverlagerung Afrikas im Abschnitt der Alpen-Karawanken-Schlinge mehr als 1000 km betragen hat, muß auch ein gleich großer Zusammenschub in den O—W streichenden anschließenden Teilen des alpinen Systems angenommen werden (Betische Kordillere und Ketten des alpinen Systems in Anatolien).

Der Betische Abschnitt läßt sich jedoch auch fixistisch erklären (Klasse III), wie Verfasser gezeigt hat (Van Bemmelen, 1952).

Wenn der Zusammenschub dieses Abschnittes mit einer Nordverlagerung Afrikas von mehr als 1000 km in Verbindung stünde (entsprechend einem mobilistischen Modell der Klasse V), dann müßte hier viel sialisches Material vorher durch mediterrane Ozeanisation (Van Bemmelen, 1969a) verschwunden sein. Das Hinterland der alpinen Schlinge wird vom ostmediterranen Gebiet gebildet, wo sialisches Krustenmaterial nach geophysischen Daten zwar wohl noch anwesend ist, aber doch dünner ist als im alten Kontinent selber. Es hat hier eine Dehnung des Schildes vom Typus der atlantischen Ozeanisation oder eine Korrosion der Sialkruste vom mediterranen Typus stattgefunden. In beiden Fällen hat sich hier die sialische Kruste unter der Tethys autonom weiter vorwärts verlagert als das afrikanische Hinterland, wie auch Argand (1924) schon in seinem Profil angedeutet hat. Diese Autonomie ist sogar jetzt noch in einem zentralen Keil seismisch nachweisbar. Zwischen den dextralen Seitenverschiebungen der Vardar Zone und der davon in der Richtung des Adria- und Po-Becken abzweigenden Erdbebenzone mit sinistralen Seitenverschiebungen bewegt sich der dinarische-adriatische Keil NW-wärts. Wo er die Ostalpen erreicht, verursacht er dextrale Verschiebungen an Steuerbordseite (Lavanttaller-Sava Zone) und sinistrale an Backbordseite (Vicenza-Störung, Engadin-Störung). Im Ostalpenkörper und ihrem Vorland verursacht er Kompressionserdbeben (Ritsema, 1969).

Diese autonomen Nordverlagerungen im Bereich der Tethyszone hat Verfasser mit Hilfe von Massenkreisläufen im oberen Teil des Obermantels und aufsteigenden und nordwärts abfließenden Strömungen ophiolitischer Magmen (Van Bemmelen, 1966, Abb. 5, Flyschphase und Abb. 6) erklärt. Während dieser Kreisläufe der ophiolitischen Magmen, wurde die aufliegende Sialkruste schon weitgehend (bis auf wenige Kilometer Mächtigkeit) korrodiert, bevor die magmatischen Unterströmungen im Stande waren, die Sialkruste und ihre Sedimenthaut mit zu verfrachten.

Die Bildung der Alpenschlinge wurde wahrscheinlich durch Dehnungserscheinungen im europäischen Vorland ausgelöst, aber die Verlagerungen der



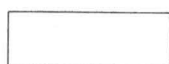
EASTERN ALPS

periadriatic fault

SOUTHERN ALPS



1



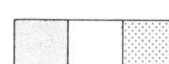
2



3



4



a

b

c

5



6

km 20 10 0

residualen Kruste des afrikanischen Hinterlandes waren viel größer und geschahen durch einen passiven Transport auf magmatischen Unterströmungen, deren Ausdehnung auf die Tethyszone beschränkt war. Die Dimensionen dieser geodynamischen Prozesse liegen im Grenzbereich der Klassen IV (Geotektonik) und III (Mesotektonik). Die Durchmesser des Adria Zentrums der alpinen Orogenese waren jedenfalls viel größer als die der jüngeren orogenen Störungszentren des westlichen mediterranen Gebietes und des pannonischen Beckens. Die Geodynamik des Adria-Zentrums (samt der ostalpinen Deckenbildung) braucht ein mobilistisches Erklärungsmodell; dagegen lassen sich die anderen Störungszentren im mediterranen Teil der Tethys fixistisch deuten (siehe die Entwicklung des Tyrrhenischen Zentrums in Van Bemmelen, 1969a, Abb. 9 und 10 und Van Bemmelen, 1969b).

Die nächste Phase der Strukturbildung der Ostalpen wurde gekennzeichnet durch eine Wiederbelebung der großen Seitenverschiebungen, die zur Kategorie V gehören. Diese intermediäre Dehnungsphase gehört zur Phase *e* der Entwicklungsgeschichte (Tabelle III) und hängt wahrscheinlich mit der Bildung der Afro-Arabischen Mega-Undation (Van Bemmelen, 1966; Gass and Gibson, 1969) zusammen, sie wurde deshalb schon im Kapitel VI besprochen.

Nach der Flyschphase *d* folgt dann die Molassephase *f*, wobei die Alpen als große Geantiklinale emporgewölbt wurden.

Das Adriazentrum hatte einen Durchmesser von vielen hunderten Kilometern und gehört deshalb wenigstens zu den größeren Meso-Undationen (Klasse IIIa) wenn nicht schon zur Geotektonik (IV). Die alpine Geantiklinale in der Molassephase ist zwar lang, aber der Breite nach ist sie kleiner, nämlich nur etwa 150 km im Ostalpen Sektor. Sie gehört daher zur Mesotektonik der Klasse IIIb. Diese alpine Meso-Undation verursachte ein bivergentes Abgleiten der Sedimenthaut weiter nordwärts in die Molasse-Senke von München und südwärts (das heißt rückwärts) in die Po-Senke (Van Bemmelen, 1966).

Die Südgrenze der südvergenten Abgleitungen streicht O—W, von den Randketten der Bergamasker Alpen (De Jong, 1969) über die Venzinischen Alpen (De Boer, 1963) und die Südkarnischen Alpen (Vink, 1968) zu der Linie Tolmin—Ljubljana—Krško, welche etwa die Grenze zwischen den O—W streichenden alpinen Strukturen und den NW—SO streichenden Dinariden (Gospodarič, 1969) bildet.

IX. Klasse II und I (Minor- und Lokaltektionik) während der Phasen *f* und *g* Minortektonik

Die östlichen Südalpen, die wir in dieser Arbeit betrachten, bilden ein Teilelement der alpinen Geantiklinale, das sich zwischen dem Klagenfurter Becken und Pohorje-Gebirge im Norden und der Tolmin—Ljubljana—Krško Linie im Süden befindet.

Abb. 2. Schematische Karte der östlichen Südalpen (Vetter'sche Karte 1930 als Unterlage).

Legende: 1 Paläozoische, intrusive, metamorphe Gesteine, 2 Mesozoische Gesteine, 3 Tertiäre Ablagerungen, 4 Prä-Mesozoikum in den Südalpen, 5 Mesozoikum; a) U & M Trias (+ lokales Perm), b) O Trias, c) Jura und Kreide, 6 Tertiäre Ablagerungen. Kamniker Alpen: B: Bistrica Stock, K: Kokra Stock, G: Grintavec, O: Ojstrica.

Dieser Teil der Alpen besteht aus den folgenden Einheiten:

- a) die Julischen Alpen,
- b) das Kranjer Becken,
- c) die Nordkarawanken,
- d) die Südkarawanken,
- e) die Kamniker (Steiner-) Alpen,
- f) die Sava Faltenzüge und der Poljane Dom.

Die Julischen Alpen bilden das Ostende der südlichen Kalkalpen. Sie gehören zur Süd-Abdachung der Alpen südlich der periadriatischen Linie. Die Schichten fallen im allgemeinen südwärts. Wichtige Falten und Überschiebungen existieren nur am Südrande dieses Alpenteils. Das große Ausmaß der Überschiebungen in Grenzbereich der Venetianischen-Julischen Alpen ist erst im letzten Jahrzehnt als Ergebnis der Bohrungen für die Erdölforschung (Martinis, 1966) bekannt geworden. Um diese wichtige südvergente Überschiebungen erklären zu können, ist es notwendig, eine Abscherung von mindestens 5 bis 10 km der jüngeren Teile des Mesozoikums von dem tektonischen Sockel zu postulieren (De Jong, 1967).

Auch im Bereich der Julischen Alpen ermöglichte die Abscherung von mitteltriadischen und jüngeren Schichtpaketen die Bildung von Falten und Überschiebungen am Südrande. Dort wo die Gesteinspakete unterschiedlich weit südwärts verlagert wurden, bildeten sich transversale Blattverschiebungen wie die Mangart-, Mojstrovka- und Kanjavec Verschiebungen. Die zwei erstgenannten Brüche existierten schon während der Jurazeit als Faziesgrenzen (Winkler, 1923, Selli, 1953).

Die Einheiten c, d und e bilden zusammen eine Teilgeantiklinale, die wir (nach der höchsten Kette) die Košuta-Aufwölbung nennen.

Die Košuta-Kette im engeren Sinne gehört zu der zentralen Zone der Südkarawanken, welche die Scheitelzone dieser Aufwölbung bilden. Die Nordkarawanken bilden die Nordflanke, welche an das Klagenfurter Becken grenzt, und die Kamniker Alpen die Südflanke, welche an das Kranjer Becken grenzt.

X. Die Košuta-Aufwölbung

Hier wird jetzt versucht, ein Bild der Tektogenese der Košuta-Aufwölbung nach dem Prinzip der relativistischen Strukturanalyse zu skizzieren.

Die Košuta-Teilgeantiklinale ist an ihrer Ostseite bei Jesenice nur etwa 10 km breit und hat die größte Breite in Querschnitt des alttertiären Smrekovec-Vulkans (35 km). Sie hat eine ziemlich symmetrische Struktur. Nord- und Südflanke bestehen zum größten Teil aus permo-mesozoischen Sedimenten, welche nord- bzw. südwärts abgeglitten sind, während in der zentralen Zone das Paläozoikum mit plutonischen Intrusionen zu Tage tritt.

Die Nordkarawanken

Die nordvergente Überschiebung der Nordkarawanken ist speziell durch die Arbeiten von Kahler (1953, 1962), Prey und Kahler (1958) und Štruc (1962, 1965) eine gut bekannte Tatsache. Nur die geomechanische Erklärung ist noch umstritten. Ist diese nordvergente Überschiebung das Ergebnis von Spannungsfeldern größeren Ausmaßes (Klassen IV oder VI), welche eine allgemeine Süd—Nord Zusammenpressung des Alpenkörpers zufolge haben? Oder ist sie eine tektonische Erscheinung beschränkter Bedeutung, das heißt nur die Folge der endogenen, primären Bildung des Košuta-Gewölbes (Tektogenese der Klasse II)?

Der westliche Teil der Nordkarawanken

Das Profil des Ferlacher Horns im westlichen Teil der Nordkarawanken wurde 1958 von Prey publiziert (in Prey und Kahler, 1958), und als Ergebnis größerer Kompression gedeutet.

In diesem Profil kommen jedoch Abschiebungsbrüche (das sind Dehnungserscheinungen) vor, die schwer mit einer solchen allgemeinen Zusammenpressung zu erklären sind (siehe Störungen (4) und (7) in Abbildung 3).

Eine Umdeutung des Preyschen Profils als Ergebnis kleinerer Spannungsfelder (Klassen II und I) wäre jedoch sehr wohl möglich. Während der Flyschphase *d* glitt schon die Sedimenthülle der ostalpinen Decken vorwärts, wobei das kristalline Grundgebirge der zentralen Alpenzone entblößt wurde (Clar, 1965).

Das südalpine Permo-Mesozoikum blieb dabei zurück, hauptsächlich südlich des Periadriatischen Lineamentes. Nördlich des zurückgebliebenen Teiles der Sedimenthaut entstand eine Art Abbruchzone des Schichtenpaketes (Abb. 3a). Vom Gewicht des aufruhenden Mesozoikum befreit stieg das denudierte Grundgebirge aufwärts. Nachträglich werden Grundgebirge und Mesozoikum der Nordkarawanken vom Tertiär überdeckt (Abb. 3b). Nach dem Miozän kamen die Nordkarawanken als Nordflanke der Košuta-Einheit wieder empor (Abb. 3c). Dieser Gebirgsteil hat also zweimal eine Vertikalbewegung in Bezug auf ihr Vorland durchgemacht. Die erste, relative Senkung der Nordkarawanken war größer als die zweite, relative Hebung.

Bei der Aufwölbung der Košuta im Jungtertiär traten die alten Schwächelinien der O—W Seitenverschiebung wieder in Erscheinung, so daß nicht eine Geantiklinale entstand, sondern eine Struktur, die aus schmalen Grundgebirgstreifen bestand, getrennt von normalen OW Störungen.

An der Grenze zwischen den mesozoischen Horsten und dem Klagenfurter Becken verursachten die Verwerfungsstufen zuerst Abstürze von jüngeren mesozoischen Schichten. Diese Verwerfungsstufen wurden anschließend durch Gleitbretterbildung in den mesozoischen Schichten der gehobenen Scholle überkippt. Die Absturzmassen am Fuße der Verwerfungsstufe wurden dabei zerquetscht und bilden jetzt die von Kahler

unterschiedene »Sockeldecke« (zwischen 1a und 1b in Abbildung 3). Nachträgliche Abstürze der Nordkarawankenfront füllten das Drautal mit groben Breccien, die Prey »abgesessene Massen« nennt.

Die Tektogenese des westlichen Teils der Nordkarawanken wäre in diesem Sinne fixistisch als Erscheinungen lokaler Schwerkrafttektonik zu deuten. Die »Nordkarawanken-Überschiebung« (1b in Abb. 3) gehört zur Klasse II, und die Abrutschungen der »Sockeldecke« 1a gehören zur Klasse I.

Der zentrale Teil der Nordkarawanken

wird vom Eisenkappler Abschnitt gebildet. Hier haben allmählich lokale Abstürze und Gleitbrettbildungen in Zusammenhang mit der Heraushebung der Košuta-Einheit stattgefunden. Das kohlenführende Tertiär des Klagenfurter Beckens wurde dabei bis fast 1200 m. ü. M. gehoben (Prevernik).

B. Bollegraaf aus Utrecht arbeitete im Eisenkappler Gebiet nach Absprache mit Kahler und unter Führung Van Bemmelen's während der Sommer von 1963 und 1964. Er kam dabei zu einem ähnlichen Bild wie hier oben für den Querschnitt des Ferlacher Horns skizziert wurde. Nachher führte auch Dr. F. Bauer von der Geologischen Bundesanstalt Wien Geländeuntersuchungen im zentralen Teil der Nordkarawanken durch. Auch seine Karten und Profile, die er uns 1968 zeigte, können in ähnlicher Weise gedeutet werden, wie während einer gemeinsamen Exkursion im Juli 1968 festgestellt werden konnte (siehe auch Bauer, 1968).

Die nördlichen Karawanken bilden eine O—W Stufe des Grundgebirges zwischen dem abgesunkenen Klagenfurter Becken und dem hoch emporgewölbten O—W Zug der südlichen Karawanken (Košuta). Diese Nordkarawanken-Scholle ist dabei in Teilschollen zerbrochen und das permomesozoische Schichtenpaket hat sich nordwärts in die Klagenfurter Tiefe ausgedehnt. Dabei ist die Kombination von Teilhorsten und Teilgräben entstanden, deren Bruchstufe sich an der Nordseite über das Pliozän des Vorlandes legte und jetzt als Karawanken-Nordüberschiebung ausstreicht.

Abgeglittene höhere Schichten werden dabei zum Teil überfahren (Sittersdorf) und zum Teil breiteten sie sich kilometerweit in total brecciösem Zustand über das Vorland aus. Die glaziale Erosion hat noch einen Schwarm von Klippen zurückgelassen (Hemma, St. Stephan, u. a.).

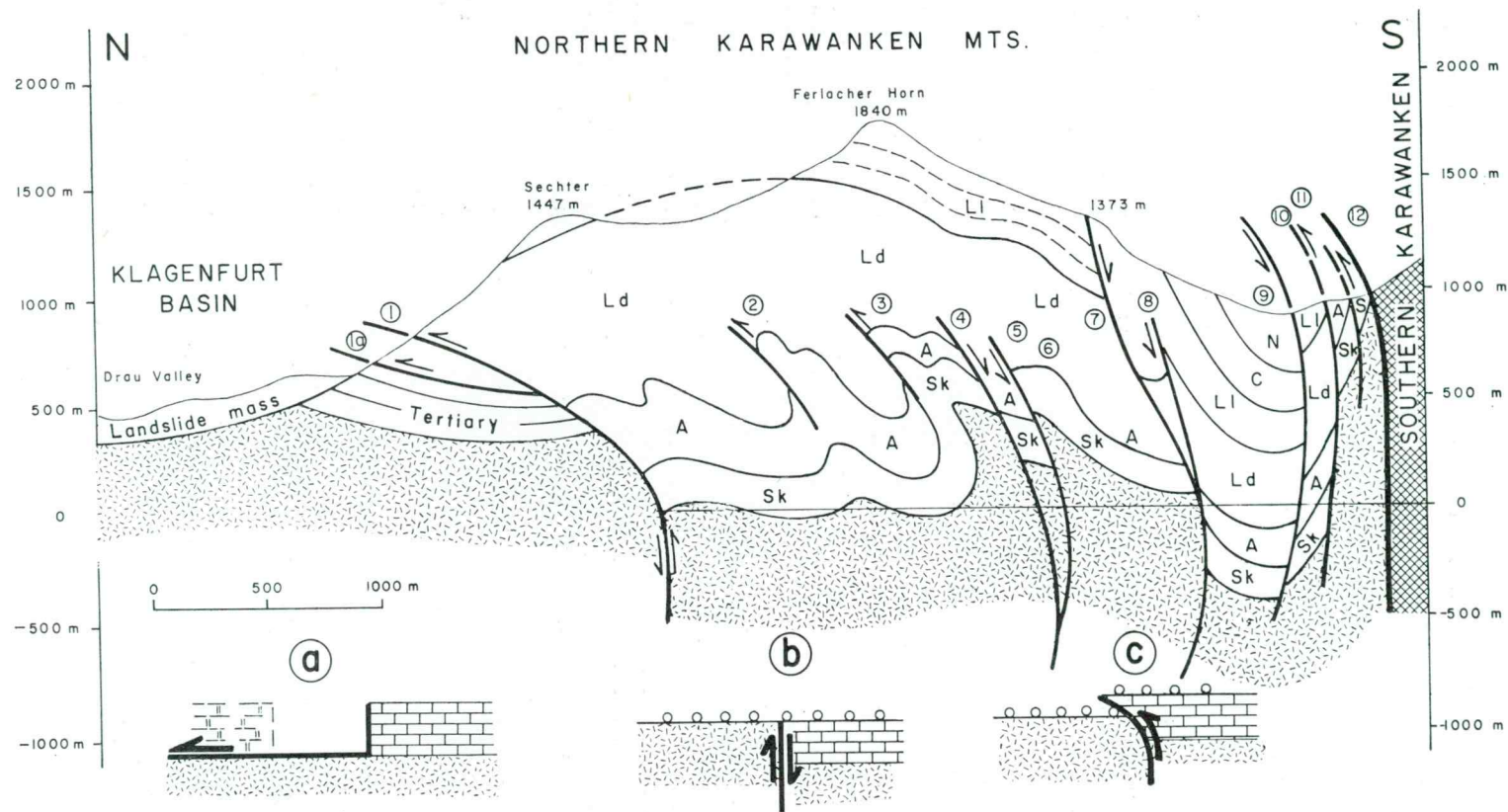
Abb. 3. Profil des Ferlacher Horns (Nach Kahler & Prey, 1959).

3 a b c: Schematische Darstellung der Bewegungen der Nordkarawanken.

3 a. Die N.-Karawanken blieben zurück, während die mesozoische Bedeckung des Nordkarawankenvorlandes nordwärts abglitt, wobei die Deckenüberschiebungen der nördlichen Kalkalpen erfolgten (im Kreide?).

3 b. Das tektonisch denudierte Vorland der N.-Karawanken kam während der Absenkung des N.-Karawankenstreifens empor; beiden wurden nachträglich vom Tertiär überdeckt.

3 c. Die Hebungen und Senkungen der vorigen Phase fanden in der entgegengesetzten Richtung während des Jung-Miozän und Pliozän statt.



Der östliche Teil der Nordkarawanken

Östlich der Peca ändert sich aber das Bild einigermaßen. Das Klagenfurter Becken im Vorland wird an der Ostseite von einer NW—SO streichenden Störung begrenzt, die vom Krappfeld über Bleiburg verläuft und im Rischbachtal, nahe der slowenischen Grenze, bis an die Periadriatische Linie zu verfolgen ist.

Die zerbrochene Grundgebirgsscholle die unterhalb der östlichen und zentralen Karawanken als Stufe zwischen Klagenfurter Becken und Südkarawanken auftritt, hört wahrscheinlich an dieser Bleiburgstörung auf. Die östliche Fortsetzung wird von einem abgesunkenen Grundgebirgssstreifen gebildet, der sich zwischen dem Paläozoikum der Magdalensberg-Serie bei Bleiburg und jenem der Südkarawanken befindet. Dieser abgesunkene Untergrundsstreifen der östlichen Nordkarawanken wird von marinen bis kohleführenden tertiären Schichten bedeckt, die schon im Rischbachtal austreichen und die mesozoische Gornja-Deckschale an der Staatsgrenze unterlagern (Abb. 4). Der östliche Teil der Nordkarawanken ist weit über das Kohlentertiär nach Norden überschoben, wie von Kieslinger (1929) und Štručl (1962, 1965) gezeigt wurde.

Der überschobene Streifen von Trias und Jura ist etwa 3 km breit; er wird an der Südseite von einer komplexen Grabeneinsenkung begrenzt die zwischen Polena und Črna etwa 4 km breit ist. Letztgenannte Grabenstruktur ist die östliche Fortsetzung ähnlicher Grabeneinsenkungen in den westlichen und zentralen Teilen der Nordkarawanken. Die Südgrenze wird von der Periadriatischen Störungslinie gebildet, die zwischen den Nord- und Südkarawanken austreicht.

Der Dehnungscharakter dieser Grabenzone ist klar erkenntlich im schönen Tektonogramm das Štručl vom Mežica Blei-Zink Bergwerk zeichnete (Štručl, 1962, Abb. 6 an d. S. 51; siehe auch die Profile gegenüber S. 128 in Štručl, 1965).

Diese Dehnungen kompensieren den gleitbrettartigen Vorschub des nördlichen Streifens. An der Südseite der Grabenzone streichen steile untertriadische Schichten aus, die an der Periadriatischen Störung (= Eisenkappler Störung oder Javorski Prelom) emporgeschleppt worden sind.

In diesem östlichen Abschnitt der Nordkarawanken sind die Verhältnisse anders. Der 2 ½ km breite Črna-Block trägt Relikte von Perm, welche nach der Ableitung der Nordkarawanken *in situ* zurückblieben. Zu den möglichen Herkunftsgebieten können außer dem Črna-Block auch die etwa 2 ½ km breiten Ausbisse herzynischer und alpiner Plutonite des zentralen Horstes gerechnet werden. Diese etwa 5 km breite zentrale Zone (Südkarawanken) kann das Herkunftsgebiet der östlichen Nordkarawanken gewesen sein.

Die Südkarawanken

Der zentrale Teil der Košuta-Einheit wird von den Südkarawanken gebildet. Sie bestehen aus zahlreichen O—W streichenden schmalen Linsen, die durch subvertikale Störungen voneinander getrennt sind. Der

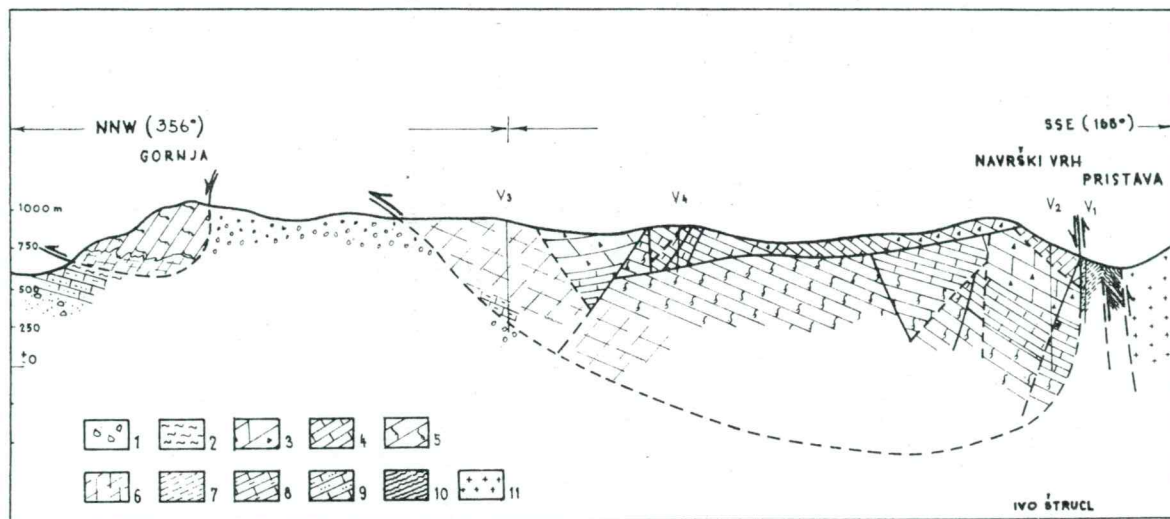


Abb. 4. Profil der Gornja Deckscholle (östliche Nordkarawanken). Nach I. Štručl
 1 Obermiozäne Konglomerate und Breccien, 2 Obermiozäne Tonschichten, 3 Hauptdolomit (Nor), 4
 Raibler Schichten (Karn), 5 Wettersteinkalk (Ladin), 6 Wettersteindolomit (Ladin), 7 Partnachschichten
 (Ladin), 8 Anisschichten, 9 Permo-skytische Sedimenten, 10 paläozoische Schiefer (Silur ?), 11 Grano-
 diorit (variszisch), V3 Tiefbohrung.

Ljubelj-Querschnitt ist etwa 8 km breit und in viele Teilblöcke zerbrochen (Kahler in Prey & Kahler, 1958). Dieser Teil ist die Košuta-Kette im engeren Sinne, welche aus Oberkarbon und Perm-Trias-Jura besteht. In westnordwestlicher Richtung wird die zentrale Zone schmaler und erreicht zwischen Rosenbach und Mittagskogel den jungen Grabeneinbruch von Villach. Diese sogenannte »Vorberg Zone« der Südkarawanken besteht aus einer Garbe (einem Schwarm) rechter Seitenverschiebungen, von denen auch tertiäre Schichten (Braunkohlenführende Rosenbach-Schichten) betroffen wurden. Diese Seitenverschiebungen (welche hier etwa 60° SW einfallen) schließen sich der rechten Möll-Drau-Transversalstörung; an dieser Störung sind die Gailtaler Alpen in Bezug auf die Karawanken dextral um etwa 20 km versetzt. Die jüngeren rechten Seitenverschiebungen der zentralen Zone und der Sava-Störung treten vereinigt bei Rosenbach hervor. Sie werden *via* Möll-Drau-Störung weiter geleitet, um schließlich im Tauernfenster amortisiert zu werden (siehe VI, siehe auch Fig. 5 in Van Bemmelen und Meulenka mp, 1965).

Die östliche Fortsetzung der Košuta-Kette *sensu stricto* wird an ihrer Nordseite durch zwei schmale O—W Linsen begrenzt; nach Štr ucl (1965) besteht die nördliche, welche durch die Periadriatische Linie von den Nordkarawanken getrennt ist, aus herzynischen Graniten (Eisenkappler Graniten) und kontaktmetamorphen Schiefern. Südlich der Peca beträgt die maximale Breite etwa 3 km. Die zweite Linse, südlich der herzynischen Granite, besteht aus alpinen Tonaliten, welche südlich von Črna etwa 2 km breit sind und an ihrer Südseite mittels einer subvertikalen O—W Störung von dem oligo-miozänen Smrekovec-Vulkan getrennt werden.

Die Eisenkappler Linse, mit ihren herzynischen Graniten, Diabasen und Schiefern, keilt ostwärts aus und ist NE vom Orlov (1043 m) nur noch etwa 100 m breit. Sie wird dann abgelöst von einer anderen Linse, die sich nach Štr ucl zwischen der Eisenkappler Linse und der Javorje-Störung einschaltet. Diese Linse besteht aus Schiefern, welche den Magdalensberg-Schiefern (Silur?) sehr ähnlich sind. Es ist jene, etwa 2 ½ km breite Einheit, welche noch Relikte der permo-triadischen Sedimenthaut trägt, und die wahrscheinlich das Herkunftsgebiet ist, von dem der östliche Teil der Nordkarawanken abgeglitten ist.

Die Südkarawanken sind im Neozoikum von dextralen Seitenverschiebungen der Länge nach in schmale Linsen zerteilt worden. Der Südkarawankenbug biegt ostwärts in ESE Richtung ab, bis die Seitenverschiebungen die Lavanttaler-Zone erreichen. Durch diese SE—NW Seitenverschiebungen wurden die Südkarawanken in der E—W Richtung ausgedehnt.

Die Kamniker Alpen

(Kamniške Alpe = Steiner Alpen = Savinjske Alpe = Sanntaler Alpen)

Die Kamniker Alpen bilden die Südflanke der Košuta-Teilantiklinale. Sie bestehen aus einem Grundgebirge (»Derma«), das aus paläozoischen

Schichten zusammengesetzt ist, und einer Haut (»Epiderma«) alpiner Ablagerungen.

Diese Sedimenthaut hat Südneigung und bildet an der Südgrenze eine asymmetrische Antiklinale mit südvergenter Überschiebung auf die tertiären Sedimente des Kranjer Beckens. Diese Überschiebungen sind ein Beispiel für die Gleittektonik, wobei die älteren triadischen Mergel- und Schiefer Horizonte als schmierende Unterlage dienten. Die basale Perm-Trias Schichten der alpinen Sedimenthaut nahmen nicht an der Abgleitung teil, weil sie von den ladinischen Porphyrstöcken sozusagen am Grundgebirge verankert oder festgenagelt wurde. Der größte ist der Kokra-Stock. Nördlich von Kamnik befindet sich der Bistrica-Stock, der das dolomitische Plateau beim Abgleiten in zwei Hälften teilte, die an dieser Verankerung vorbeigeglitten sind. Der westliche Teil (Grintavec-Masse) glitt südwärts (Aufschiebungen von Štefanja gora und Šenturška gora) und der östliche Teil (Ojstrica-Masse) SSO bis SO-wärts (Aufschiebungen bei Rudnik Črna).

Durch diese Gabelung der Abgleitungsrichtung entstand oberhalb vom Bistrica-Porphyr eine Querdehnung mit grabenartiger Einsenkung. In diesem Graben findet man auf etwa 500 m Höhe marine oligozäne Tegel von denen Erosionsreste im angrenzenden Velika Planina-Plateau um tausend Meter höher liegen. Diese differentiellen Vertikalbewegungen fanden also im jüngeren Neozoikum statt und sind eine Begleiterscheinung bei der Abgleitung des obertriadischen Dolomites der Kamniker Alpen.

XI. Ergebnisse der relativistischen Strukturanalyse

Die vorangehende Analyse der Entstehungsgeschichte der Košuta-Einheit hat gezeigt, daß hier geodynamische Prozesse ganz verschiedener Ausmaße mitgewirkt haben. Zum Teil reichten diese Deformationen bis weit über die Grenze des Košuta-Gebietes hinaus, wie die große Verlagerungen des Grundgebirges während der ostalpinen Deckenüberschiebungen und der großen Seitenverschiebungen, die vorher und nachher stattfanden. Solche geodynamischen Prozesse können vom Geländegeologen (Regionalgeologen) nicht oder nur ganz unvollkommen studiert werden. Zum Verständnis dieser Tektogenese sind mobilistische Erklärungsmodelle nötig.

Dagegen ist dieses Gebiet im jüngeren Neozoikum auch von regional beschränkten Vertikalbewegungen betroffen worden, wodurch die Košuta-Einheit als komplexe Aufwölbung (mit streichenden Störungen) entstand. Diese regionalen Vertikalbewegungen verursachten mehr lokale Spannungsfelder der Energie der Lage, welche bivergente Abgleitungen zur Folge hatten (zum Klagenfurter Becken in den Nordkarawanken und zum Kranjer Becken in den Kamniker Alpen). Diese Tektogenese läßt sich also durch das fixistische Modell der regionalen Gleittektonik erklären. Diese beschränktere Gravitationstektonik (Gleittektonik *sensu stricto*) ist — mechanisch gesprochen — jedoch nicht verschieden von der Gravitationstektonik *sensu lato*, welche auch die größeren geodynamischen Prozesse umfaßt.

Die relativistische Strukturanalyse führt also zu einer Synthese der mobilistischen und fixistischen Betrachtungsweisen mit Bezug auf die Entstehungsgeschichte der östlichen Südalpen. Das alpine System ist nicht aus einem Guß durch Anschub des afrikanischen Kontinentes (Mobilismus) entstanden. Es ist auch nicht nur die Folge von primären Auf- und Abbewegungen des Untergrundes (wie z. B. Haarmann und Belousov mit ihren fixistischen Erklärungsmodellen meinten). Es hängt nur von der relativen Größe des Rahmens ab, welche Betrachtungsweise in den Vordergrund tritt.

Anerkennung: Der Verfasser dankt seinem wissenschaftlichen Mitarbeiter, Dr. K. A. de Jong, für seine Hilfe bei der Vorbereitung dieser Arbeit und seine kritischen Bemerkungen.

Außerdem hat Dr. de Jong den Vortrag am 23. Mai 1969 in Ljubljana für ihn gehalten, weil er wegen einer Krankheit nicht im Stande war persönlich dort hinzufahren.

XII. LITERATURANGABEN

Argand, E. 1924, La Tectonique de l'Asie. XIII Int. Geol. Congr. Belgium 1922. Proc., 171—372.

Bauer, F. K. 1968, Bericht zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken. Verh. Geol. B.-A. Wien, A15—A17.

Beck-Managetta, P. 1959, Geologische Übersichtskarte des Bezirkes Völkermarkt, Planungsatlas Völkermarkt, Klagenfurt.

Bemmelen, R. W. van 1927, Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada (XII + 176) Thesis, Delft.

Bemmelen, R. W. van 1933, Die Anwendung der Undationstheorie auf das Alpine System in Europa. Proc. Kon. Akad. Wetensch., Amsterdam, 36, 6, 686—694.

Bemmelen, R. W. van 1949, The geology of Indonesia. Vol. 1A General Geology (XXIV + 732). Vol. 1B Portfolio, Vol. II, Economic Geology (VII + 265). Staatsdrukkerij Nijhoff, Den Haag. Zweite Druck 1970.

Bemmelen, R. W. van 1952, Gravity Field and Orogenesis in the West-Mediterranean Region. Geol. Mijnb., N. S. 14, 8, 306—315.

Bemmelen, R. W. van 1958, Stromingsstelsels in de silicaatmantel. Geol. Mijnb., N. S., 20, 1, 1—17.

Bemmelen, R. W. van 1960, New Views on East-Alpine Orogenesis. Rep. XXI. Int. Geol. Congr. Copenhagen 1960, 18, 99—116.

Bemmelen, R. W. van 1960, Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. Geol. Rundschau, 50, 474—499.

Bemmelen, R. W. van 1961, The scientific character of Geology. J. Geol., 69, 4, 453—463.

Bemmelen, R. W. van 1962, Geotektonische Stockwerke (Eine relativistische Hypothese der Geotektonik). Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, 209—232.

Bemmelen, R. W. van 1964, The evolution of Atlantic Mega-Undation (causing the american continental drift). Tectonophysics, 1, 5, 385—430.

Bemmelen, R. W. van 1964, Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie. Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 2, 379—399.

Bemmelen, R. W. van 1965, The evolution of the Indian Ocean Mega-undation (causing the indico-fugal spreading of Gondwana fragments). Tectonophysics, 2, 1, 29—57.

Bemmelen, R. W. van 1965, Mega-undations as cause of continental drift. Geol. Mijnb., 44, 9, 320—333.

Bemmelen, R. W. van 1965, The evolution of Mega-Undations: A mechanical model for large scale geodynamic Phenomena. Upper Mantle Sym-

posium, Ottawa, sept. 1965: The world rift system. Geol. Survey of Canada, Paper 66—14, 373—399.

Bemmelen, R. W. van 1966, Le mécanisme de la dérive continentale. *Scientia*, 101, 3/4, 140—149.

Bemmelen, R. W. van 1966, On Mega-undations: A new model for the earth's evolution. *Tectonophysics*, 3, 2, 83—127.

Bemmelen, R. W. van 1966, Mega-Undationen als Ursache der Kontinentverschiebungen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 58, 219—231.

Bemmelen, R. W. van 1966, Stockwerktektonik *sensu lato*. *Étages Tectoniques*. Coll. Neuchâtel, 18—21 avril 1966). Baconnière, Neuchâtel, 19—40.

Bemmelen, R. W. van 1966, The structural evolution of the Southern Alps. *Geol. Mijnb.*, 45, 12, 405—444.

Bemmelen, R. W. van 1967, The importance of the geonomic dimensions for Geodynamic concepts. *Earth Science reviews*, 3, 79—110.

Bemmelen, R. W. van 1968, On the origin and evolution of the earth's crust and magmas. *Geol. Rundschau*, 57, 3, 657—705.

Bemmelen, R. W. van 1969a, The origin of the western Mediterranean Area (an illustration of the process of Oceanization).

In: Symposium on oceanizations nov. 1968 at Delft. *Verh. Geol. Mijnbouw k. Genootschap*, Nr. 26, Juli 1969, 13—52.

Bemmelen, R. W. van 1969b, The Alpine Loop of the Tethys Zone. *Tectonophysics* 8, 2, dec. 1969, 107—113.

Bemmelen, R. W. van & Meulenkaamp, J. E. 1965, Beiträge zur Geologie des Drauzuges. *Jb. Geol. B. A. Bd. 108*, Wien, 213—268.

Bemmelen, R. W. van, H. P. Berlage and W. Nieuwenkamp 1967, On the origin and evolution of the moon and the crust of the earth. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam*, Ser. B, 70, 5, 508—528.

Boer, J. De, 1963, The geology of the Vicentinian Alps, with special reference to their paleomagnetic history. *Geologica Ultraiectina*, 11, 178 pp.

Clar, E. 1965, Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. *Z. deutsch, geol. Ges.*, 116, 2, 267—291; *Verh. Geol. B.-A. Wien*, Sonderheft G, 11—35.

Gass, I. G. & I. L. Gibson, 1969, Structural evolution of the Rift Zones in the Middle East. *Nature* 221, 926—930.

Gospodarič, R. 1969, Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. *Vortrag Geol. Ver. Tagung Karlsruhe*, 22 Febr. '69.

Haarmann, E. 1930, *Die Oszillationstheorie*, Enke, Stuttgart, 260 pp.

Hinterlechner, A. 1959, Ladinian igneous rocks and the hydrothermal alterations of the black slate in the neighbourhood of Črna near Kamnik town. *Geologija*, 5, 129—152.

Hinterlechner-Ravnik, A. & M. Pleničar, 1967, The Smrekovec Andesite and its Tuff. *Geologija*, 10, 219—237.

Jong, K. A. De 1967, Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, 749—776.

Jong, K. A. De 1969, Tectonics of the Central Bergamasc Alps. *Eclogae Geol. Helvetiae*, in the press.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. *Carinthia* (II), 16, Sonderheft.

Kahler, F. 1962, Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50 000. *Geol. Rundschau*, Wien.

Kahler, F. & S. Prey, 1963, Erläuterungen zur geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel Gebietes in den Karnischen Alpen. *Geol. Bundesanstalt*, Wien, 115 pp.

Kieslinger, A. 1928, Die Lavanttaler Störungszone. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 78, 3/4, 499—528.

Kossmat, F. and F. Teller 1939, *Geološki pregled Zahodne Slovenije* scale 1:240 000. *Jugoslovanska tiskarna*, Ljubljana.

Kostelka, L. 1966, Observations and ideas on the lead-zinc mineralizations in the Calcareous Alps South of the Drava River. *Rudarsko-metalurški*

- Zbornik (Mining and Metallurgy Quarterly) nr. 2, 1965. Translated by Nolit Publ. House, Belgrade, 43—52.
- Martinis, B. 1966, Prove di ampi sovrascorrimenti nelle prealpi Friulane e Venete. *Nem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 25, 37 pp.
- Prey, S. & F. Kahler 1958, Beiträge zu einem Karawanken-Profil. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 50, 271—292.
- Rakovec, I. 1956, A survey of the tectonic structure of Slovenia. Report 1st Geol. Congress of FNR Yugoslavia, Bled, 1954, 73—83.
- Ringwood, A. E. 1969, Phase transformations in the mantle. *Earth & Plan. Sc. Letters*, 5, 6, 401—412.
- Roksandić, M. 1964/65, Esquisse géotectonique de la mer adriatique. *Vesnik, Geologija*, 22—23, Serija A, 7—16 (résumé en français).
- Ritsema, A. R. 1969, Seismic data of the west Mediterranean and the problem of oceanization. *Transactions nr. 26, Royal Geol. and Mining Society of the Netherlands*.
- Schönenberg, R. 1965, Zur Conodonten-Stratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken) *Max Richter-Festschrift, Claus-thal-Zellerfeld*, 29—34.
- Schuchert, Ch. 1928, The Hypothesis of Continental Displacement. In: "Theory of Continental Drift. A Symposium, edited by Van Waterschoot van der Gracht, et al., Published by A. A. P. G., Tulsa, Okl. 104—144.
- Seidl, F. 1907, Kamniške ali Savinjske Alpe, njih zgradba in njih lice. *Matica Slovenska, Ljubljana*, 1907, 255 p. p. (with coloured map 1:150 000).
- Selli, R. 1953, La geologia dell' alto bacino dell'Isonzo. *Giornale di Geologia*, ser. 2 A, 19, 153 pp.
- Sikić, D. 1964, Horizontal movements in the Dinarides. *Zbornik rad. rud. odj. Tehn. fak. Zagreb*, 129—143 (English summary).
- Staubb, R. 1924, Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F. 52, 272 pp.
- Štručl, I. 1962, Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen in der weiteren Umgebung des Bergbaues Mežica. *Geologija*, 1961.
- Štručl, I. 1965, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. In: 300 let Mežiški Rudniki, Mežica, 1965, 115—139.
- Štručl, I. 1966, Some ideas on the genesis of the Karavanke Lead-Zinc Ore deposits with special regard to the Mežica Ore Deposit. *Rudarsko-Metalurški Zbornik, Ljubljana 1965*, nr. 2, 155—164. Translated by Nolit Publ. House, Belgrade.
- Teller, F. 1894, Geological Map of Eisenkappel-Kanker SW Group, nr. 83, 1:75 000 K. u. k. Mil.-Geogr. Inst. Vienna.
- Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geol. Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) K. k. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1896, 262 pp.
- Vink, B. W. 1969, Gravity tectonics in Eastern Cadore and Western Carnia, N. E. Italy. *Geol. Ultraiectina*, nr. 15, 64 pp.
- Wilson, J. Tuzo, 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 4995, 343—347.
- Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 16, 1—272.