

# Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht

Von Franz NEUBAUER und Johann GENSER

Mit 10 Abbildungen im Text

Eingelangt am 18. Dezember 1989

**Zusammenfassung:** Die strukturelle Entwicklung des Ostalpins der östlichen Zentralalpen seit der Kreide läßt sich in mehrere Entwicklungsstufen zusammenfassen. Nach einer Dehnungsphase von Oberkarbon bis Jura, die einen passiven Kontinentalrand schuf, kam es in der Unterkreide zur Krustenverkürzung, zu Überschiebungen und zur Krustenverdickung durch Subduktion, die durch Kollision des Ostalpins mit dem Brianconnais-Mikrokontinent ausgelöst wurden. Durch nachfolgende Krustendehnung in einem transpressiven Regime bedingt, steigt die subduzierte kontinentale Kruste in der Oberkreide auf. Gleichzeitig kommt es zur Absenkung der Gosausedimentationsbecken in einem System von großräumigen Seitenverschiebungen. Die tertiäre Unterschiebung des penninischen Terranes durch Kruste des europäischen Vorlandes führt zur Krustenverdickung, die durch Krustendehnung in einem sinistralen transpressiven System ausgeglichen wird. Durch die gleichzeitige Aktivität sinistraler und dextraler Schersysteme kommt es zum Hinausdrücken der Zentralalpen gegen die Ostkarpaten.

Die orogenparallelen Lineamente, die Zonen mit orogenparallelem Transport sowie die ungefähr orogenparallele Krustendehnung im Spätstadium der Gebirgsbildung sind ein Charakteristikum von vielen phanerozoischen Gebirgen.

**Abstract:** The structural evolution of the Austroalpine segment (Central Alps) since the Cretaceous is subdivided into several stages: After crustal extension, subsidence, and formation of a passive margin, the compression started in the early Cretaceous. Large-scale thrusting is the consequence of collision of the Austroalpine unit with the Brianconnais microcontinent. Because of previous crustal thickening due to collision, subducted continental crust has been uplifted in a wrench system. This system is also responsible for the subsidence of the Gosauian sedimentary basins. The Tertiary underplating of the Penninic terrane by the European continental crust led to crustal thickening. The operation of a sinistral wrench system rendered crustal thinning, and the uplift of the lower plate by tectonic unroofing. The combined activity of a conjugate shear system is responsible for the escape of Austroalpine crust to the east, and the formation of the Carpathian arc.

Orogen-parallel lineaments, wrench zones, and nearly orogen-parallel crustal extension are significant features of nearly all Phanerozoic orogens.

## 1. Einleitung

Der Bau von Gebirgen nimmt in der geologischen Forschung eine zentrale Rolle ein, da der Aufbau von Gebirgen dynamische Prozesse widerspiegelt, die wesentlich zur Bildung und Struktur gegenwärtiger kontinentaler Kruste beitragen.

Gebirge sind der Ausdruck von Bewegungen entlang großer Plattengrenzen. Dementsprechend spiegelt die Architektur von Gebirgen die Relativbewegungen von Platten wider. Solche Bewegungen können verschiedener Natur sein: kompressiv, dehnend oder lateral (Abb. 1a–c). Viel wahrscheinlicher sind allerdings Kombinationen aus diesen Grundtypen von Bewegungen, d. h. Kombinationen zwischen Lateralbewegungen und Dehnung (Abb. 1d) oder Kompression (Abb. 1e). Zusätzlich muß im Auge behalten werden, daß bei Volumenskonstanz der kontinentalen Kruste in einem Gebiet Kompress-

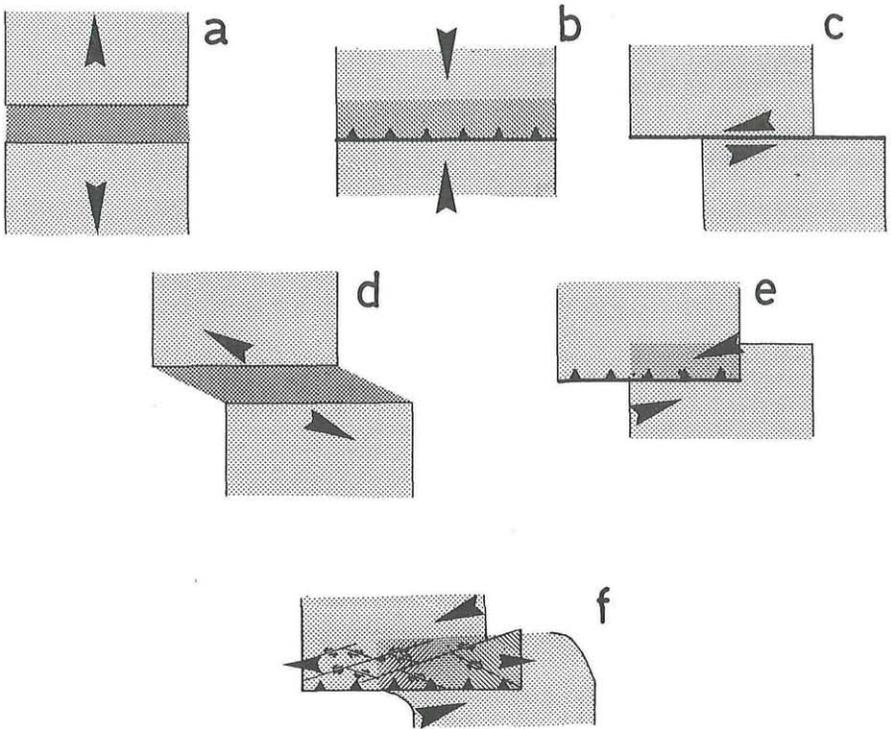


Abb. 1: Geometrie von Plattenbewegungen an Plattenrändern. Die drei Grundtypen von solchen Bewegungen sind orthogonale Extension (a), orthogonale Kompression (b) und Lateralbewegung (c). Lateralbewegung und Extension lassen sich zur Transtension (d), Lateralbewegung und Kompression zur Transpression (e) kombinieren. Weiters ist zu beachten, daß in einem gegebenen Krustenstück bei Kompression alle drei Grundtypen kombiniert werden können (f).

sion und Krustenverkürzung mit Lateralbewegung und Dehnung senkrecht dazu verknüpft sein kann (Abb. 1f).

Die Plattenbewegungen, die kontinentale Kruste gegeneinander bewegen, führen zur Verdickung kontinentaler Kruste, Plattenbewegungen, die kontinentale Kruste auseinanderreiben, zur Krustendehnung. Gebirge sind in der Regel Gebiete mit verdickter kontinentaler Kruste, wobei diese auf Grund der geringeren Dichte kontinentaler Kruste gegenüber dem Erdmantel zu morphologischen Erhebungen führt (Isostasie). Interessant ist nun das Phänomen, daß es in allen Gebirgen Übergänge von morphologischen Erhebungen zu morphologischen Tiefländern gibt, die der Oberflächen Ausdruck junger Sedimentbecken sind. Ein solcher Übergang ist in den Ostalpen zwischen dem Steirischen Randgebirge und dem Steirischen Becken als Teilbecken des Pannonischen Beckens vorhanden.

Diese Arbeit möchte eine Übersicht darüber geben, wie heute Daten, die aus verschiedensten Teilgebieten der Erdwissenschaften kommen, zu einem geologischen Gesamtbild integriert werden können. Sie behandelt die Prozesse, die in den Ostalpen zur Krustenverdickung geführt haben, und die Vorgänge, die anschließend die Ausdünnung der Kruste bedingten. Alle diese Bewegungen sind Ausdruck von Bewegungen größerer Krustenbereiche (Mikroplatten).

Es werden die teilweise kontroversiellen Argumente zusammengefasst, die die gegenwärtige Diskussion über den Bau der Ostalpen beherrschen. Naturgemäß gibt es eine wahre Flut von Veröffentlichungen zu diesem Thema. Glücklicherweise sind viele ältere Arbeiten in mehreren Standardwerken verarbeitet, auf die hier ausdrücklich verwiesen wird (TOLLMANN 1977, 1985, 1986; FLÜGEL & FAUPL, 1987).

## 2. Bau der Zentralalpen

Der Bau der Ostalpen wird von drei großen Elementen beherrscht (Abb. 2), die heute vertikal übereinander gestapelt sind (Tektonostratigraphie): Gesteinen der kontinentalen Unterplatte, die heute nur im Tauernfenster aufgeschlossen sind (Penninikum), Gesteinen ozeanischer Kruste (Südpenninikum), die auf diese kontinentale Unterplatte transportiert wurden, und die heute in mehreren tektonischen Fenstern aufgeschlossen sind, und Gesteinen der Oberplatte (Ostalpin). Alle drei Grundelemente zeigen zusätzlich interne Verschuppung, eine Stapelung, die vor allem in der Oberplatte großräumige Ausmaße einnimmt. Die Oberfläche der Ostalpen wird durch diese vertikale Stapelung bedingt durch Gesteine der Oberplatte beherrscht. Dabei ist in den Zentralalpen v. a. das

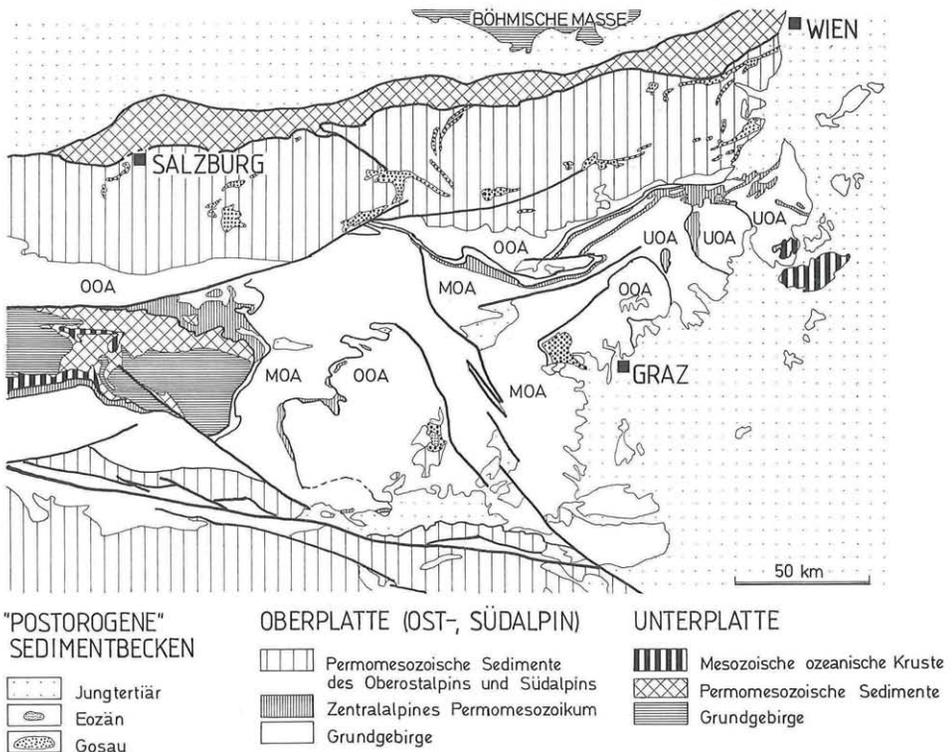


Abb. 2: Vereinfachte tektonische Übersichtskarte der Ostalpen. Die Eozänbecken auf Gosaubecken der Nördlichen Kalkalpen sind weggelassen. UOA – Unterostalpine Deckeneinheiten, MOA – mittelostalpine Deckeneinheiten, OOA – oberostalpine Deckeneinheiten.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
Grundgebirge der Oberplatte aufgeschlossen, während große Teile der ursprünglichen Sedimenthüllen längs der Ränder des Orogens vorkommen. So liegen die Nördlichen Kalkalpen mit der Masse der mesozoischen Sedimente der Ostalpen in einer geologischen Depression längs des Nordrandes der Zentralalpen, wobei die Zentralalpen ca. 6–10 km gegenüber den Nördlichen Kalkalpen herausgehoben sind. Ähnliches gilt prinzipiell für die Südalpen, wo die Zentralalpen längs des Periadriatischen Lineaments gegenüber den Südalpen herausgehoben, bzw. herausgekippt erscheinen.

Das Ostalpin läßt sich in den Zentralalpen in drei große Deckeneinheiten aufteilen, die im wesentlichen aus Grundgebirge und darauf auflagernden basalen permomesozoischen Schichtgliedern des Deckgebirges bestehen (Abb. 2). Man unterscheidet drei tektonische Großeinheiten, die nach ihrer vertikalen Position als Unter-, Mittel- und Oberostalpin bezeichnet werden. In den einzelnen Einheiten ist dieses Deckgebirge v. a. am Nordwest- und Nordrand vorhanden.

Die räumliche Trennung zwischen Grundgebirge und Sedimenthülle gibt nun Anlaß für unterschiedliche Ansichten über die ursprünglich räumliche Zuordnung der abgescherten Sedimentdecken zu bestimmten Grundgebirgseinheiten (CLAR, 1965; FLÜGEL, 1960; FRANK, 1987; TOLLMANN, 1959, 1977, 1987b; BAUER, 1987). Am auffälligsten ist dieses Phänomen bei den Nördlichen Kalkalpen, in denen den nördlichen Anteilen die basalen mesozoischen Schichtglieder fehlen, während am Südrand der Nördlichen Kalkalpen diese Schichtglieder vollständig vorhanden sind, und die Verknüpfung mit dem Grundgebirge lokal noch vorhanden ist.

Auf den Zentralalpen lagern verschiedene jüngere Sedimentbecken (Abb. 2):

(a) Gosaubecken, deren Absenkung während der Oberkreide erfolgte, und deren Sedimentinhalt dieser Zeit entstammt.

(b) Meist auf Gosaubecken, manchmal aber räumlich getrennt, kommen Eozänbecken vor, z. B. am Nordrand des Wechselseifers, oder an den Rändern des Krappfeldbeckens.

(c) Jungtertiäre Sedimentbecken sind im Inneren der Zentralalpen weit verbreitet, v. a. aber im großflächigen Steirischen bzw. Pannonischen Becken.

Weite Bereiche der Zentralalpen sind alpidisch metamorph (FRANK, 1987; FRANK et al., 1987b). Die Metamorphose erreichte praktisch überall Grünschieferfazies, in weiten Bereichen Amphibolitfazies, d. h. Temperaturen über 530° C und Drucke von mehr als 6 kbar in der Oberplatte, von 20 kbar in der Unterplatte (SELVERSTONE, 1985; BEHRMANN & RATSCHBACHER, 1989). Die Metamorphose erfolgte während der Kreide, wobei die Gesteine der Oberplatte in der Oberkreide abkühlten (FRANK et al., 1987a) und aus tieferen Krustenniveaus aufstiegen. Die Gesteine der Unterplatte kühlten dagegen erst während des Jungtertiärs ab, und steigen seit dieser Zeit auf, wobei der Aufstieg heute noch anhält (CLIFF et al., 1985; SELVERSTONE, 1988). Das Vorhandensein von alpidischen Eklogiten als Ausdruck druckbetonter Metamorphose ist für Bereiche der Unterplatte gesichert (z. B. FRANK et al., 1987a), und wird für die Oberplatte zumindest diskutiert (FRANK, 1987).

### 3. Kinematische Analyse des Bewegungsablaufes

#### 3.1 Methodik

Mit Hilfe der kinematischen Analyse wird versucht, die Geometrie der verformten Gesteine in großen Bewegungszonen dreidimensional zu erfassen. Zusätzlich kommt es darauf an, Kriterien für den Relativbewegungssinn zu erfassen. Die Verformung läßt sich mittels geeigneter Vorzeichnungen festlegen (RAMSAY & HUBER, 1985, 1987), der relative

Bewegungssinn mittels geeigneter, teilweise altbekannter Indikatoren (SIMPSON & SCHMID, 1983). Die Untersuchung der Mikrogefüge und Texturen gesteinsbildender Minerale, wie z. B. Quarz, Feldspat und Kalkspat, kann zusätzlich Auskunft über die Rheologie, d. h. die mechanisch tatsächlich abgelaufenen Verformungsvorgänge geben (SCHMID, 1982). Diese Methoden haben von der Werkstoffkunde ausgehend Eingang in die Erdwissenschaften gefunden. Die physikalischen Bedingungen, z. B. Druck und Temperatur, die während der Verformung geherrscht haben, können aus koexistierenden Mineralen der von Deformation betroffenen Gesteine erfaßt werden. Dies läßt in geeigneten Temperaturintervallen auch eine direkte Bestimmung des Alters der Minerale durch Anwendung geochronologischer Methoden, z. B. K-Ar- und Rb-Sr-Methode an Glimmern, zu (JÄGER & HUNZIKER, 1979). Bedingt durch Diffusionsvorgänge, die von der Temperatur kontrolliert werden, wird dabei aber meist eher die Abkühlung unter eine bestimmte Temperatur datiert (Schließungstemperaturkonzept von JÄGER, 1979).

Unter Anwendung oben genannter Methoden läßt sich der Ablauf der tektonischen Bewegungen der Zentralalpen in mehrere langdauernde Phasen aufteilen:

- Altalpidische Kompression,
- Krustendehnung in der Oberkreide,
- Krustendehnung im Eozän (?),
- Gebirgsparallele Krustendehnung im Jungtertiär.

### 3.2 Altalpidischer Deckenbau

Das Ostalpin der Zentralalpen ist durch einen Deckenbau gekennzeichnet, wobei jeweils Grundgebirgseinheiten einschließlich permomesozoischem Deckgebirge von anderen Grundgebirgseinheiten überschoben werden (Abb. 3). Zusätzlich wurde das Ostalpin über das Penninikum geschoben. Nahm man bis vor wenigen Jahren an, daß der Transport dieser Decken von Süd gegen Nord erfolgte, so haben detaillierte Untersuchungen der Gefüge längs der Überschiebungszonen gezeigt, daß, bezogen auf die heutige Orientierung der Gefüge, der gesamte Deckenkörper von Ost gegen West, bzw. von Ostsüdost gegen Westnordwest überschoben wurde (RATSCHBACHER, 1986, 1987; FRITZ, 1988; NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989). Erst in späten Stadien erfolgte ein Nordtransport. Dabei ist zu berücksichtigen, daß große Teile der Zentralalpen nach dem Deckentransport eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn erlebt haben (z. B. MAURITSCH & BECKE, 1987, FLÜGEL et al., 1987), die die ursprüngliche WNW-Richtung in eine SSW-Richtung rotiert haben kann!

Während des Deckentransportes wurde der gesamte Deckenkörper unter abklingenden Metamorphosebedingungen deformiert.

Neben den Aufschlußgefügen gibt es aber auch Argumente aus der Geometrie der Deckenkörper für diesen Nordwesttransport.

- Die lokale Imbrikation von Grund- und Deckgebirge gegen W, WSW bzw. NW, wie sie in der Grauwackenzone (NEUBAUER et al., 1987; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989), im Krappfeld-Mesozoikum (APPOLD & PESCH, 1984, und am NW-Rand der Gurktaler Decke (PISTOTNIK, 1974; GOSEN, 1989b; NEUBAUER, 1980; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989) vorkommt.

- Das Vorhandensein von permomesozoischen Sedimenten am NW- und N-Rand der Decken unterhalb der Deckenbahn, z. B. am Nordwestrand der Gurktaler Decke, während solche am Südostrand fehlen (RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989). Dies ist durch das Klettern der Deckenbahnen gegen NW vom Grundgebirge heraus in das Deckgebirge und hier in zunehmend höhere Schichtglieder bedingt.

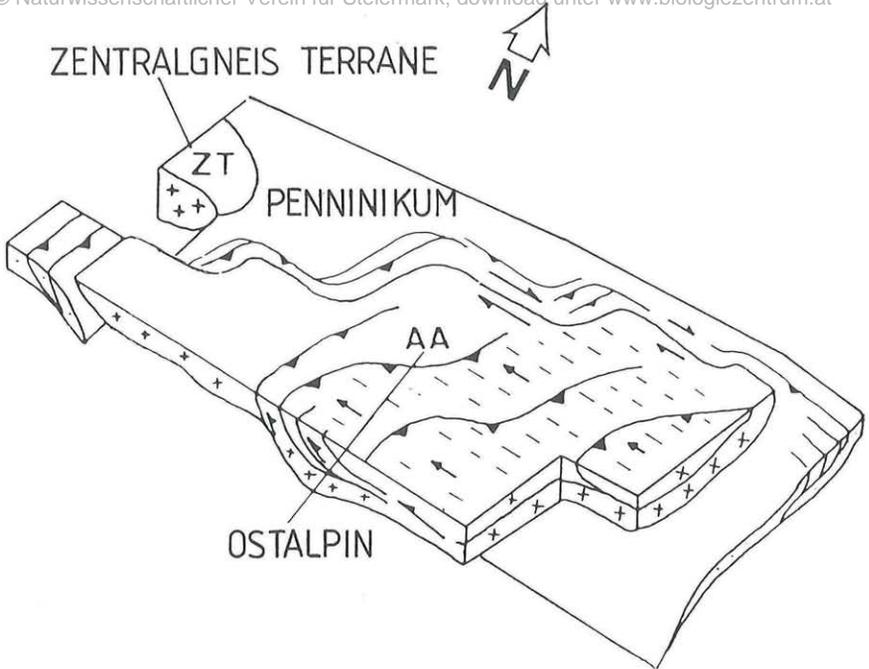


Abb. 3: Transpressive, nordwest- und westgerichtete Überschiebungstektonik und Imbrikation des Ostalpins während der Unter- und Mittelkreide (nach RATSCHBACHER et al., 1989).

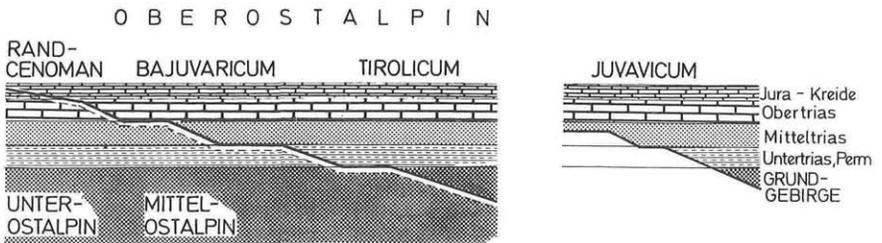


Abb. 4: Schematisches Modell zur Abwicklung und Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen. Bei Annahme einer nordgerichteten Komponente der WNW-Bewegung können die basal unvollständigen Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen auf die oben amputierten Schichtfolgen des Ostalpins der Zentralalpen gelegt und damit eingewurzelt werden. D. h., größere Bereiche können auf den Zentralalpen eingewurzelt werden. Das Juvavikum benötigt jedoch einen zusätzlichen Raum an der Periadriatischen Linie.

In den tieferen, von anderen Einheiten überschobenen, ursprünglich nordwestlich gelegenen Decken des Ostalpins sind nur die basalen Schichtglieder vorhanden, während permomesozoische Sedimente gegen SE überhaupt fehlen (Abb. 4). Auf der anderen Seite fehlen im Deckenpaket der Nördlichen Kalkalpen die basalen Schichtglieder (Abb. 4). Ergänzt man beide Phänomene, kommt man zu einer sinnvollen Abwicklung: Die nördlichen Teile der Nördlichen Kalkalpen, denen die basalen permomesozoischen Schichtglieder fehlen (TOLLMANN, 1973), können vom Mittelostalpin abgeschert und gegen Nordwest transportiert worden sein. Geht man von diesem Prinzip aus, welches vorliegende Daten nahelegen, kommt man zu einer differenzierteren Abwicklung des Deckengebäudes. Dieses Prinzip bedingt aber auch, daß man einen Teil der Nördlichen Kalkalpen einem Bereich entnehmen muß, der heute an der Periadriatischen Naht fehlt (NEUBAUER, 1987; GOSEN, 1989a).

### 3.3 Krustendehnung in der Oberkreide

Die auslösende Ursache für den alpalidischen Deckenbau wird in der Kollision des Nordrandes der Adriatischen Mikroplatte mit einem Teil der Brianconnais-Mikroplatte vermutet (FRISCH, 1979). Auf jeden Fall scheinen Teile des penninischen Plattenrandes extrem tief subduziert worden zu sein (SELVERSTONE, 1985; FRANK et al., 1987; BEHRMANN & RATSCHBACHER, 1989). Die Subduktion der kontinentalen Kruste war wegen der geringeren Dichte kontinentaler Kruste gegenüber dem Erdmantel nur begrenzt möglich. Fest steht, daß die verdickte Kruste in der Oberkreide aufzusteigen und abzukühlen beginnt. Dafür sprechen zahlreiche geochronologische Daten von Mineralen, die für das gesamte Mittelostalpin Abkühlung während der Oberkreide belegen (FRANK et al., 1987b; SCHIMANA, 1986). Auf der anderen Seite sinken zu dieser Zeit am Rücken des Oberostalpins Sedimentbecken, die Gosaubecken, ziemlich abrupt ein. Der rapide Wechsel von Flußablagerungen zu Turbiditen eines tieferen Meeresbeckens ist Zeuge dieses Prozesses (FAUPL et al., 1987; GOLLNER et al., 1987). Beide Prozesse, Aufstieg metamorpher Kruste und Absenkung von Sedimentbecken, werden durch dieselben Strukturen ermöglicht, wie das Beispiel der Kainacher Gosau und des Gleinalm-Stubalm-Koralmkristallins zeigt (Abb. 5) (GENSER & NEUBAUER, 1989b).

Das Gleinalmkristallin steigt auf, wobei der Aufstieg durch flache, ENE-gerichtete Abschiebungen ermöglicht wird. Solche Abschiebungen findet man am Ostrand des Gleinalmkristallins (NEUBAUER, 1988) und am Ostrand des Koralmkristallins (KROHE, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989). Das darüber liegende Grazer Paläozoikum gleitet an diesen Abschiebungen gegen Ostnordost ab. Beide Abschiebungen werden durch eine Seitenverschiebung verbunden (NEUBAUER, 1988). Andererseits lassen sich am NW-Rand der Stubalm flach gegen W abgeschobene Gesteine in der Lobminger Schuppenzone nachweisen (BECKER & SCHUHMACHER, 1973). Das bedeutet, daß Hangendanteile des Stubalm-Gleinalm-Kristallins an entgegengesetzt orientierten flachen Abschiebungen nach unten transportiert wurden, und daß die liegenden Bereiche dabei aufsteigen und abkühlen. Ähnliche flache Abschiebungen können in den von METZ (1976) nachgewiesenen Bewegungszonen der Wölzer Tauern vermutet werden.

Eine ähnliche Struktur ist für den Aufstieg des Kristallins westlich der Gurktaler Decke und für das Einsinken des Krappfelder Gosaubeckens verantwortlich (vergl. RATSCHBACHER et al., 1989).

### 3.4 Lateralverschiebungen im Eozän (?)

Ein eigener, wenig aufgeklärter Fragenkreis ist die strukturelle Entwicklung während des Eozäns. Der Grund liegt darin, daß nur wenige Sedimentbecken erhalten sind.

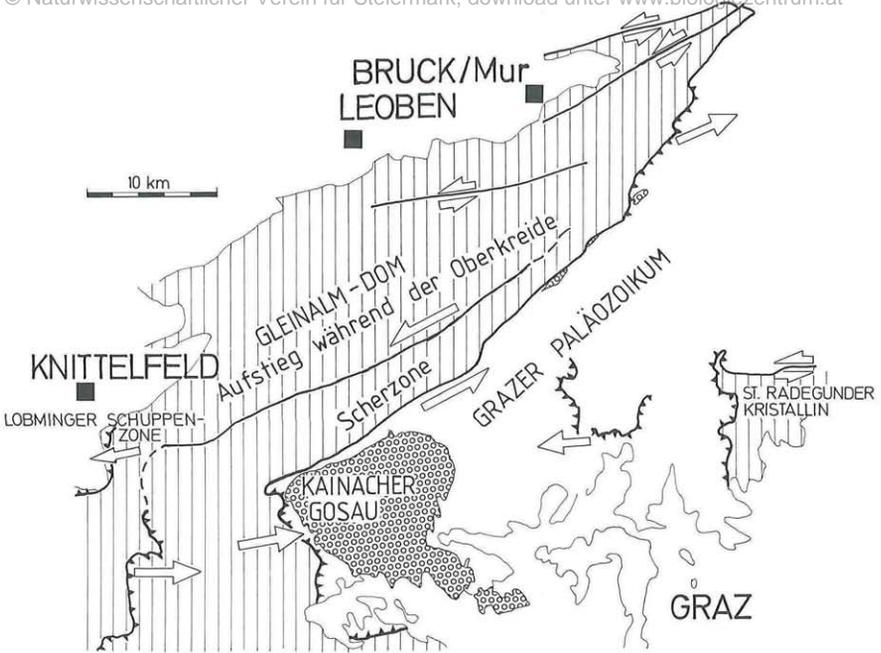


Abb. 5: Krustendehnung, Aufstieg des Metamorphosedomes der Gleinalm und Absinken des Sedimentationsbeckens der Kainacher Gosau während der Oberkreide. Dicke Linien: Störungen; dicke Linien mit Zähnnchen bedeuten Abschiebungen.

Andererseits weiß man auf Grund von Eozän-Geröllen in jüngeren Sedimenten, daß solche Sedimente ehemals eine größere Verbreitung gehabt haben müssen.

Das Nebeneinander der kuppelartigen Aufdomung der metamorphen Gesteine des Wechselfensters und eines Eozänbeckens am Nordrand dieses Fensters (Abb. 2) zeigt einen ähnlichen Zusammenhang zwischen Aufstieg eines metamorphen Domes und dem Einsinken von Sedimentbecken, wie es für Gleinalm-Kristallin und Kainacher Gosau postuliert wird (Abb. 5).

### 3.5 Gebirgsparallele Krustendehnung im Jungtertiär

Die gegenwärtige Architektur der Ostalpen wurde im Jungtertiär geschaffen. In dieser Zeit wurden Randbereiche des europäischen Vorlandes endgültig von der Adriatischen Platte überschoben. Die wesentlichen Strukturen, die in den Zentralalpen geschaffen wurden, sind das Periadriatische Lineament mit einem rechtssinnigen Relativbewegungsbetrag von ca. 300 km (zur Diskussion, siehe z. B. GOSEN, 1989a; SCHMID et al., 1989). Wenig bekannt war dagegen ein linkssinniges System, das die Zentralalpen beherrscht (Abb. 6), und das v. a. auf den Nordrand der Zentralalpen konzentriert ist (METZ, 1978; BUCHROITHNER, 1984; NIEVOLL, 1985; NEUBAUER, 1988). Es besteht im Gegensatz zum Periadriatischen Lineament aus einem System von Störungen, die spitzwinkelig vom Vorland in die Zentralalpen hineinlaufen (Abb. 2). An die Enden solcher Störungen sind rhombische Sedimentbecken gebunden, deren Sedimentfüllung damit

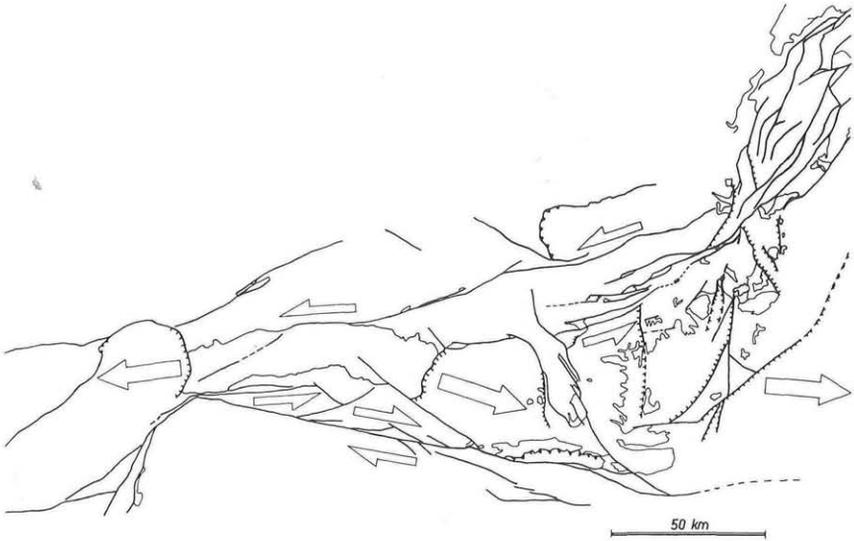


Abb. 6: Dehnungstektonik im Jungtertiär. Das Störungs- und Abschiebungsmuster der Zentralalpen. Dicke Linien: Seitenverschiebungen; Linien mit Zähnen: Abschiebungen.

auch das Alter der Bewegung an den Störungen datiert (METZ, 1973; NEUBAUER, 1988; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Das Absenken der Sedimentationsbecken wird durch Abschiebungen ermöglicht, die beide Seitenverschiebungszonen miteinander verbinden. Großräumige steilstehende magnetische Anomalien (HEINZ, 1989) sind an dieses sinistrale Störungssystem am Nordrand der Zentralalpen gebunden.

Andererseits begrenzen solche Seitenverschiebungen auch aufsteigende Dome der Unterplatte, z. B. den domartigen Aufbruch des Tauernfensters (GENSER & NEUBAUER, 1989a, b; KLEINSCHRODT, 1987). Das Tauernfenster selbst ist an eine solche Stufe von linkssinnig bewegten Störungen gebunden. Auch im Tauernfenster sind die Seitenverschiebungen durch flache Abschiebungen verknüpft. So wird der Bereich westlich des Tauernfensters vom Fenster weg nach W transportiert (SELVERSTONE, 1988; BEHRMANN, 1988), im Osten wurden die Gesteine nach Ost transportiert (GENSER & NEUBAUER, 1989a). Diese Abschiebungen begrenzen Gesteine innerhalb des Domes, die als heiße Gesteine aufsteigen und die während der Bewegungen am Oberrand abkühlen, während die angrenzenden Gesteine der Oberplatte bereits kühl sind. Immerhin scheint die Wärme der Unterplatte ausgereicht zu haben, eine thermische Umwandlung in jungtertiären Kohlen nahe dem Rand des Tauernfensters zu verursachen (SACHSENHOFER, 1989).

Im Bereich des Tauernfensters selbst ist die Kruste heute noch stark verdickt, während die Kruste östlich davon in Richtung zum Pannonischen Becken ausdünn (Abb. 7; ARIC et al., 1987). Die Ausdünnung ist gekoppelt mit einem Absenken der Oberfläche der Kruste, wobei hier die absinkenden Bereiche mit Sedimenten aufgefüllt werden. Die Oberflächenbefunde legen es nahe, daß die große Abschiebung, die den Ostrand des Tauernfensters begrenzt, für das Absinken der Krustenoberfläche und damit für die Bildung der Sedimentbecken verantwortlich ist. Während am Ostrand des Tauernfensters die Absenkung des Hangenden gegen Ost-südost erfolgt, kommen weiter östlich einige Störungen vor, an denen der jeweils westliche Block abgesenkt erscheint

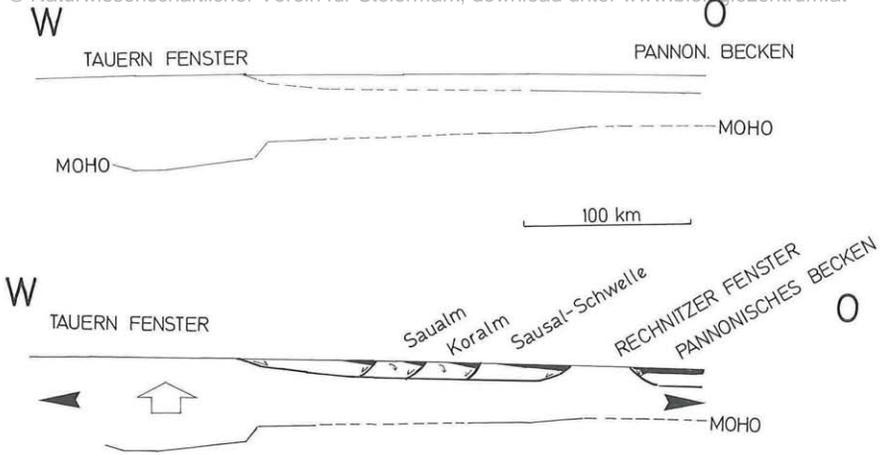


Abb. 7: Profile zu einem Modell der Ausdünnung der Kruste im Jungtertiär. a – Tiefenlage der Moho auf Grund geophysikalischer Daten (nach ARIC et al., 1987); b – Interpretation der Oberflächenstrukturen der östlichen Ostalpen, die im wesentlichen durch großräumige Abschiebungen zur Krustendünnung geführt haben. Schwarz: asymmetrische, jungtertiäre Sedimentationsbecken.

(Abb. 2, 6). Dadurch entstehen asymmetrische Sedimentbecken, deren Beckentiefstes jeweils im Osten liegt. Solche Becken können im östlichen Bereich bis gegen 3000 m tief werden (FLÜGEL, 1988; KRÖLL, 1988). Altbekannt ist die Rotation der scheinbar querstehenden Blöcke der Sau- und Koralpe, die einzelne dieser Teilbecken voneinander trennen. So ist seit langem bekannt, daß in diesen Gebirgszügen das Schieferungsgefüge gegen Ost verkippt ist. Die Projektion all dieser Strukturen in die Tiefe läßt eine Lösung wahrscheinlich erscheinen, wie sie in Abb. 7 unten dargestellt ist.

Die Aktivität an beiden Seitenverschiebungszonen, der sinistralen am Nordrand der Zentralalpen und dem dextralen Periadriatischen Lineament, führt zum seitlichen Hinausschieben der östlichen Zentralalpen gegen Ost. Hier kann man einen Zusammenhang mit der Krustenverkürzung und Gebirgsbildung in den Ostkarpaten sehen, die im Jungtertiär erfolgt (Abb. 8). Das Hinausdrücken begrenzter Krustenkeile gegen den Karpatenbogen wurde bereits von anderen Autoren aus vorwiegend paläogeographischen Gründen postuliert (z. B. KAZMER & KOVACS, 1985; BALLA, 1987). Durch die Zusammenfassung der sinistralen Teilstörungen zu einem System wird der Nordrand dieses Keiles klar definiert (NEUBAUER, 1988). Der Einbruch des Wiener Beckens längs solcher Störungen sowie des Pannonischen Beckens sind die Folge dieses Prozesses (ROYDEN, 1987; BERGERAT, 1988).

Die rezente geodynamische Situation ist eine Fortführung der jungtertiären Kinetik. Die Verteilung der Epizentren von Erdbeben zeigt (Abb. 9), daß zwischen zwei großen, entgegengesetzt orientierten Seitenverschiebungszonen ein Krustenkeil gegen Ost geschoben wird (GUTDEUTSCH & ARIC, 1987).

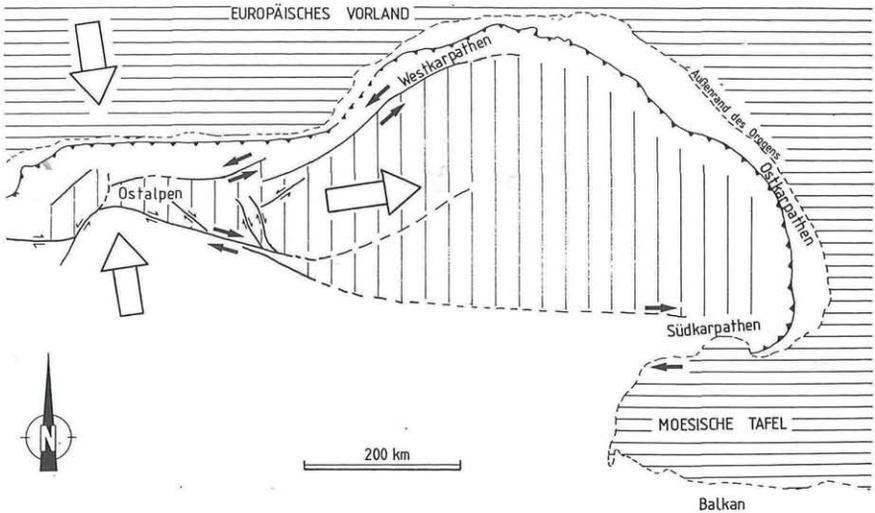


Abb. 8: Das Zersplittern des Ostalpins und das seitliche Herausdrücken von Keilen des Orogens nach Ost während des Jungtertiärs (nach NEUBAUER, 1988).

#### 4. Diskussion

Die dargelegte Geschichte des östlichen Ostalpins in Kreide und Tertiär ist typisch für den zentralen Teil von Gebirgen. Die Architektur dieses Gebirgsabschnittes zeigt, daß die Zentralalpen wie auch die gesamten Alpen nicht auf orthogonale Kompression zwischen zwei Plattenrändern zurückgehen (PLATT et al., 1989), sondern daß daneben großräumige gebirgsparallele Seitenverschiebungen und krustendehnende Prozesse eine ganz wesentliche Rolle spielen (LAUBSCHER, 1988; RATSCHBACHER et al., 1989). Charakteristisch scheint folgender Zusammenhang (NEUBAUER, 1989b): Subduktion und anschließende Kollision führen zur Krustenverdickung. In der Regel scheint diese Kollision nicht orthogonal zu erfolgen, sondern schräg. Das führt dazu, daß eine wesentliche seitenverschiebende Komponente vorhanden ist, die jetzt im Gleichgewicht mit Kompression steht. Die seitenverschiebende Komponente kann nun in höheren Anteilen der verdickten Kruste Dehnung und damit Abschiebungen auslösen (als Schema, siehe Abb. 10). Diese Abschiebungen müssen in einem spitzen Winkel zu den Seitenverschiebungen orientiert sein. Wird nun größeren Krustensegmenten der obere Krustenanteil weggezogen, so wird das isostatische Gleichgewicht gestört, und dieses verdickte Krustensegment beginnt aufzusteigen, um das Gleichgewicht wieder herzustellen. Über Abschiebungen können nun aber auch Sedimentbecken entstehen, wenn die Krustendehnung zu einer geringeren als normalen Krustendicke führt. Die Folge ist eine typische Struktur, die metamorphe Dome der ehemals subduzierten Unterplatte neben großräumigen Sedimentbecken, teilweise unmittelbar neben vorher metamorphisierter Kruste, enthält. Dome und Becken sind durch Seitenverschiebungen verbunden. Im Falle der Ostalpen entstand durch starke Kompression zusätzlich ein zweiseitiges Orogen, das

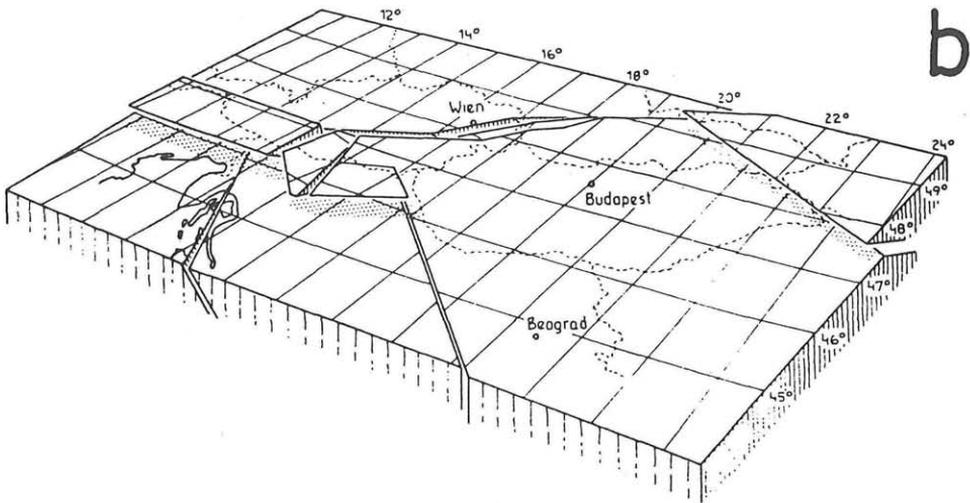
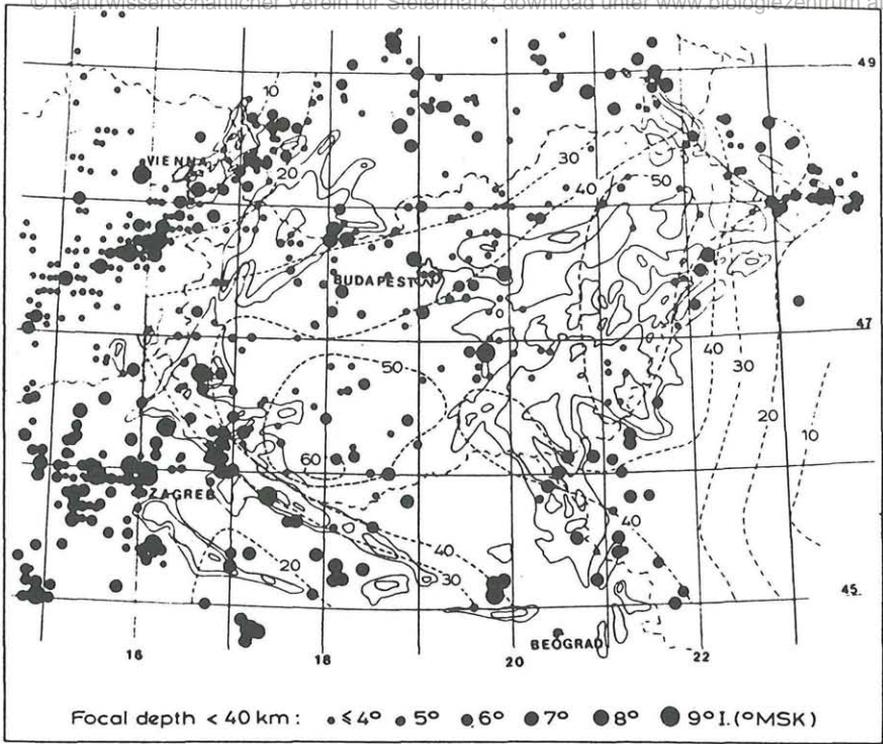


Abb. 9: Verteilung historischer Erdbeben und das daraus abgeleitete blocktektonische Modell (nach GUTDEUTSCH & ARIC, 1987).

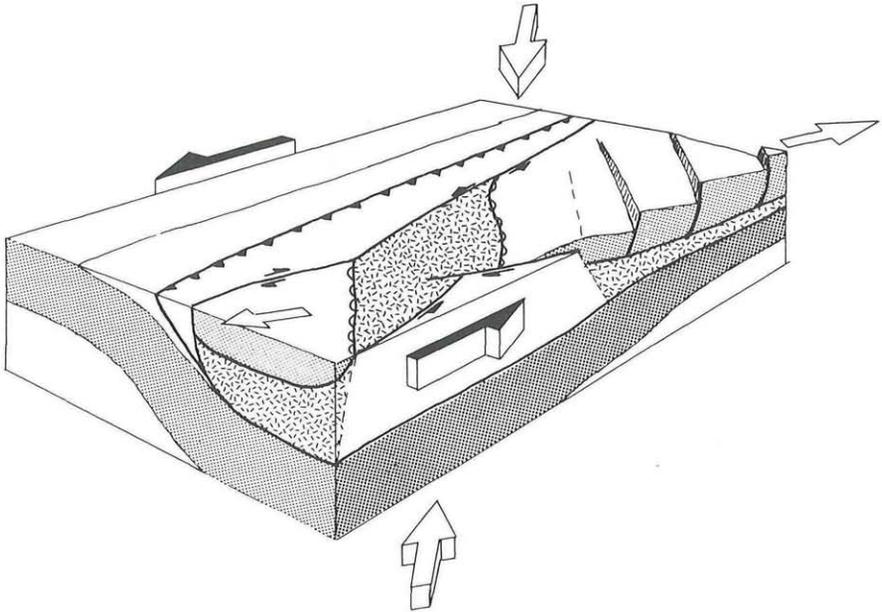


Abb. 10: Schematisches Transpressionsmodell für Gebirgsbildung, um finale orogenparallele Strukturen von Gebirgen zu erklären. Schräge Kollision wird aufgelöst in eine seitenverschiebende und eine orthogonale Bewegungskomponente.

durch Scherbrüche verkompliziert ist. Das sinistrale Schersystem längs des Nordrandes der Zentralalpen und das dextrale System am Südrand führen zum seitlichen Hinausdrücken von Krustenkeilen, und damit zur bogigen Form des Karpatenbogens (BALLA, 1988; NEUBAUER, 1988).

## 5. Einige offene Fragen

Manche der oben skizzierten Vorgänge sind noch ungenügend belegt. So ist zum Beispiel die Kinematik, die zur Bildung der eozänen Sedimentationsbecken geführt hat, wenig bekannt.

Ein weites Feld öffnet sich mit der quantitativen Modellierung in numerischen Modellen und in Experimenten, die zur Klärung der behandelten Fragen beitragen können. Solche Modellierungen sollen helfen, die Parameter zu erfassen, die die Bildung großräumiger Krustenstrukturen steuern. Wesentlich ist vor allem die Frage, wieviel die Kruste bei Gebirgsbildung verkürzt wird (HELWIG, 1976). Wichtig ist es aber auch, das Gleichgewicht zwischen Isostasie und den von außen durch Seitenverschiebungen induzierten Abschiebungen zu modellieren.

Ein weiterer Fragenkomplex, der durch die großen Seitenverschiebungen aufgeworfen wird, ist der nach der paläogeographischen Abwicklung der mesozoischen Sedimentationsräume. Erste Modelle lassen auch große Zweifel an der gängigen N-S-Anordnung mesozoischer Faziesräume aufkommen (BECHSTÄDT, 1978; KAZMER & KOVACS, 1985). So

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
steht auch die Frage offen, ob die paläogeographischen Komplikationen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen, das Vorkommen von den Hallstätter Becken nördlich von Riffen während der Trias (siehe z. B. TOLLMANN, 1987a, b; LEIN, 1987) nicht schlicht auf junge, tertiäre Störungen zurückzuführen sind. Ebenso dürfte eine Reihe von auffällig steilen Deckengrenzen in den Nördlichen Kalkalpen eher auf Seitenverschiebungen als auf echte Deckengrenzen zurückgehen, wie erste Untersuchungen der Strukturen an diesen Störungen zeigen.

Eine weitere Frage erhebt sich, wie weit unsere Kenntnis der Kruste, Grundgebirge wie Deckgebirge, in unserem Bereich überhaupt vollständig sein kann. Dies gilt vor allem für den Bereich nördlich der Periadriatischen Naht, wo das Südalpin abrupt an bis hierher zurückreichende Deckenbahnen des Ostalpins stößt. Das bedeutet, daß hier, zwischen Südalpin und Mittelostalpin, größere Bereiche des Oberostalpin eingewurzelt werden müssen.

## Dank

Diese Arbeit sei als würdiger Dank an Professor Karl METZ, den Lehrer des erstgenannten Autors, verstanden, dessen Enthusiasmus ihn zu manchen der hier geäußerten Gedanken angeregt hat. Seinen häufig getätigten Ausspruch „Die Natur spielt die wildesten Stückeln“ für schwer Erklärbares habe ich immer als Warnung vor allzu schematischem Denken und vor Schulenstreit verstanden, der das geologische Denken in Österreich wohl längere Zeit beherrscht hat.

## Literatur

- APPOLD, T. & PESCH, P. (1984): Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, 174/94, 319–337, Klagenfurt.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., KLINGER, G. & LENHARDT, W. (1987): Seismological Studies in the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 325–333, Wien (Deuticke).
- BALLA, Z. (1988): Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of structural patterns of the Transdanubian Range (Hungary). – *Tectonophysics*, 145, 277–292, Amsterdam.
- BAUER, F. (1987): Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 130, 113–131, Wien.
- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 121, 1–122, Wien.
- BECKER, L. P. & SCHUMACHER, R. (1973): Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 65 (1972), 1–32, Wien.
- BEHRMANN, J. H. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Stainach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodinamica Acta*, 2/2, 63–73, Paris.
- BEHRMANN, J. H. & RATSCHBACHER, L. (1989): Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. – *Terra nova*, 1, 242–252, Oxford.
- BERGERAT, F. (1988): Evolution des mécanismes d'extension dans le bassin pannonien. – *Geodinamica Acta*, 2/2, 89–98, Paris.
- BUCHROITHNER, M. F. (1984): Quantitative evaluation of the major fracture pattern in Austria. – *Geol. Rdsch.*, 74, 399–418, Stuttgart.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, Sdh. G, 11–35, Wien.

- CLIFF, R. A., DROOP, G. T. R. & REX, D. C. (1985): Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: II. Rates of heating, cooling, and uplift. – *J. metam. Geol.*, 3, 403–415, Oxford.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*; 126–141, Wien (Deuticke).
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies Development of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps During the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P., *Geodynamics of the Eastern Alps*; 142–155, Wien (Deuticke).
- FLÜGEL, H. W. (1960): Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1960, 202–220, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D., Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle; 21–49, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.) (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 418 S., Wien (Deuticke).
- FLÜGEL, H. W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J. (1987): Implications on the Alpidic Evolution of the Eastern parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 407–414, Wien (Deuticke).
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 379–406, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., HÖCK, V., MILLER, Ch. (1987a): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 34–54, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987b): Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 272–279, Wien (Deuticke).
- FRISCH, W. (1979): The plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, 60, 121–134, Amsterdam.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Geodinamica Acta*, 2, 53–62, Paris.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989a): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 81 (1988), 233–243, Wien.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989b): The uplift of pull-apart metamorphic domes by tectonic unroofing as a consequence of orogen-parallel crustal wrenching. – *Terra abstracts*, 1, S. 256, Oxford.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1987): The Problem of the Southalpine Clasts in the „Mittelsteirische Gosau“. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 156–163, Wien (Deuticke).
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 156–163, Wien (Deuticke).
- GOSEN, W. v. (1989a): Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – *Geol. Mag.*, 126, 55–71, Cambridge.
- GOSEN, W. v. (1989b): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – *Geotekt. Forsch.*, 72, 1–247; Stuttgart.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. (1987): Tectonic Block Models Based on the Seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian Area. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 309–324, Wien (Deuticke).
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window. – *Tectonophysics*, 163, 25–33, Amsterdam.
- HELWIG, J. (1976): Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonics. – *Nature*, 260, 768–780, London.

- © Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)
- JÄGER, E. (1979): Introduction to Geochronology. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Hrsg.), *Lectures in Isotope Geology*; 1–12, Springer (Berlin).
- JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Hrsg.) (1979): *Lectures in Isotope Geology*. – 329 S., Berlin (Springer).
- KAZMER, M. & KOVACS, S. (1985): Permian – Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony – Drauzug unit. – *Acta Geologica Hungarica*, 28, 71–84, Budapest.
- KLEINSCHRODT, R. (1987): Quarzgefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – *Erlanger geol. Abh.*, 114, 1–82, Erlangen.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Alps). – *Tectonophysics*, 136, 171–196.
- KRÖLL, A. (1988): Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A. FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D., *Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle*; 16–20, Wien (Geol. Bundesanstalt).
- LAUBSCHER, H. (1988): Material Balance in Alpine orogeny. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1313–1328, Boulder.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 85–102, Wien (Deuticke).
- MAURITSCH, H. J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the southern border zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 282–308, Wien (Deuticke).
- METZ, K. (1973): Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum*, 33, 4–33, Graz.
- METZ, K. (1976): Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, 106, 51–75, Graz.
- METZ, K. (1978): Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69 (1976), 27–47, Wien.
- NEUBAUER, F. R. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, 73, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal Thrust System Within the Austroalpine Region – Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 226–236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-, Mugel- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. Bundesanst.*, 42, 1–137, Wien.
- NEUBAUER, F. (1989a): Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132, 459–474, Wien.
- NEUBAUER, F. (1989b): Supercyclicity and Architecture of Phanerozoic orogenic Terranes: the Example of the Alps. – *Abstracts 28<sup>th</sup> International Geological Congress, Washington, D.C., USA, July 9–19, 1989*, S. 2–508; Washington D. C.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B:T: (1987): Time Relations Between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 263–271, Wien (Deuticke).
- NIÉVOLL, J. (1985): Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 127, 643–671, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67 (1973/1974), 127–141, Wien.
- PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H., CUNNINGHAM, P. C., DEWEY, J. F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M. G., WALLIS, S. & WESTON, P. J. (1989): Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. – *Nature*, 337/12, 158–161, London.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1985, 1987): *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain analysis. Volume 2: Folds and Fractures. – 700 S., London (Academic Press).
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, 125, 335–356, Amsterdam.

- © Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)
- RATSCHBACHER, L. (1987): Strain, Rotation, and Translation of Austroalpine Nappes. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 237–243, Wien (Deuticke).
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, 17, 404–407; Boulder.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (Hrsg.), *Alpine Tectonics*; Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 243–262.
- ROYDEN, L. H. (1988): Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 45, 27–47, Tulsa.
- SACHSENHOFER, R. F. (1989): Das Inkohlungsbild der Norischen Senke (östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132, 489–505, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, 33, 221–232, Wien.
- SCHMID, S. M. (1982): Microfabric Studies as Indicators of Deformation Mechanisms and Flow Laws Operative in Mountain Building. – HSÜ, K. J. (Hrsg.), *Mountain Building Processes*; 95–110, London (Academic Press).
- SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. – In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (Hrsg.), *Alpine Tectonics*; Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 153–171, London.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, 4, 687–704, Washington 1985.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing of the Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, 7, 87–105, Washington 1988.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1281–1988.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 10, 1–62; Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Band I. – XXIII + 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie Österreich. Band III. Gesamtübersicht. – X + 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987a): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.), *Geodynamics of the Eastern Alps*; 361–378, Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987b): Neue Wege in der Ostalpengologie und die Beziehungen zum Ostmediterranean. – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, 80, 47–113, Wien.

Anschrift der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Franz NEUBAUER und stud. geol. Johann GENSER, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.