



Kinematisches Konzept der Adria-Eurasien-Bewegung

HANSGEORG FÖRSTER & CLAUS RODERICH MATTMÜLLER*)

20 Abbildungen und 3 Tabellen

*Alpen
Engadiner Fenster
Ötztaldecke
Adriatische Platte
Eurasische Platte
Kinematik
Deckenkinematik
Plattenkinematik
Paläomagnetik
Rotation*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 144, 145, 171, 172*

Inhalt

Zusammenfassung	51
Abstract	52
1. Kinematische Pfade für die Adria-Eurasien-Bewegung	52
1.1. Die alpine Deckenkinematik am Beispiel der Decken im Bereich des Engadiner Fensters	52
1.1.1. Baueinheiten des Engadiner Fensters	52
1.1.2. Beschreibung der Strukturen	52
1.1.3. Kinematische Auswertung	54
1.2. Plattenkinematische Pfade	56
1.2.1. Plattenkinematische Pfade für die Position Bozen	56
1.2.2. Vergleiche mit dem deckenkinematischen Pfad	56
1.3. Korrekturen des deckenkinematischen Pfads	57
1.4. Korrekturen der plattenkinematischen Pfade	58
1.4.1. Drehung Adrias im Jungtertiär	58
1.4.2. Drehung Adrias im Alttertiär	59
1.4.3. Abtrennung Adrias von Afrika in der mittleren Kreide	59
1.4.4. Bestimmung der Anfangslage des Punkts Bozen	61
1.5. Ergebnisse	61
2. Plattentektonisches Modell	63
2.1. Einführung	63
2.2. Kontinent-Positionen zwischen Lias und Obermiozän	63
2.3. Ergebnisse	68
Dank	69
Literatur	69

Zusammenfassung

Die Baueinheiten des Engadiner Fensters wurden von 1986 bis 1996 sehr detailliert auf ihre Deformationsstrukturen untersucht. Dabei ergab sich ein kinematischer Pfad, der große Ähnlichkeit aufwies mit Pfaden, die aus plattenkinematischen Daten der Afrika-Eurasien-Bewegung direkt berechnet werden können. Die Ergebnisse aus dem Engadiner Fenster waren deshalb Anlaß, auch die Plattenkinematik genauer zu untersuchen, insbesondere die verbliebenen Unstimmigkeiten bei kretazischen Bewegungsrichtungen. Den Schlüssel zur Bereinigung der Diskrepanzen von Platten- und Deckenkinematik lieferten schließlich paläomagnetische Daten aus der Ötztaldecke, die die Bedeutung von Drehbewegungen für die alpine Kinematik aufzeigten. Die Korrekturen der Deckenkinematik drehen die mittelkretazischen Bewegungsindikatoren in eine NW-SO-Lage – eine kretazische Westbewegung wird nicht mehr angenommen. Der für die Bewegung der Adriatischen Platte korrigierte Pfad stimmt mit dem korrigierten Deckenpfad überein, jedoch ist die Polarität der Bewegungsvektoren in der Mittelkreide nach Südost und Ost gerichtet. Unter der Voraussetzung, daß die ostalpinen Decken mit Adria bewegt wurden, wird aus der Westbewegung daher eine Südostbewegung. Im paläogeographischen Zusammenhang (plattentektonisches Modell) zeigt sich, daß das Ostalpin während der altalpidischen orogenen Phasen gegen Südosteuropa bewegt wird, so daß der Schluß naheliegt, daß der altalpidische Deckenbau durch Unterschiebung nach Südost unter Teile der Helleniden erzeugt wurde. Das erklärt die mit der früheren Westbewegungstheorie unvereinbaren Befunde, daß die Kreidezeit, in der die Konvergenz Ostalpin-Eurasien stattgefunden hat, im westlichen Vorland eine Zeit tektonischer Ruhe war und daß die östlichen Teile des Ostalpines früher und stärker deformiert wurden als dessen Westteile.

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. HANSGEORG FÖRSTER, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Wüllnerstraße 2, D-52056 Aachen; Dipl.-Geol. CLAUS RODERICH MATTMÜLLER, Weingartshalde 17, D-72127 Jettenberg.

Kinematic Concept of the Adria-Eurasia Movement

Abstract

From 1986 to 1996, the tectonic units of the Engadiner Fenster (Engadine window, central Alps) have been intensively analyzed in regard to their deformation structures. The result was a kinematic path very similar to plate-kinematic paths which can be calculated directly from data describing the Africa-Eurasia movement. These results gave rise to a more accurate investigation of plate kinematics, in particular of remaining gaps between nappe kinematics and plate kinematics. The solution was found by taking palaeomagnetic data from the austroalpine Ötztaldecke (Ötztal unit) into consideration which showed the great significance of rotations in alpine kinematics. Corrections of the nappe kinematic path have been made which rotate Mid-Cretaceous shear indicators in an orientation NW–SE. West-directed (transpressive) movements in the Cretaceous are not further supplied by facts.

The plate kinematic path of the Africa-Eurasia movement, corrected for movements of the Adriatic Plate, is in good accordance with the corrected nappe kinematic path. In contrast to the conventional conception of alpine nappe movements, the polarity of the Cretaceous movement vectors is SE and E. Therefore, on the premises of joint movements of the Austroalpine with Adria, the former model of the Cretaceous west-directed movement turns into a model of movements to the SE.

The palaeogeographic situation (plate tectonic model, based on discussed data) shows that the Austroalpine is rafted towards south-east Europe in the Cretaceous. Therefore, we conclude that Cretaceous imbrication of the Austroalpine originates from underplating under parts of the Hellenides. Now, facts can be integrated in the new conception of alpine tectonics which have been incompatible with the old model of westerly movements: In contrast to predictions of the old model, the Cretaceous has been a time of tectonic inactivity in the western foreland. Also, the eastern parts of the Austroalpine are earlier and deformed more strongly compared to its western parts. These facts are well explained by the new model, understanding the Austroalpine as a readily deformed terrane which was added to the alpine building in the Tertiary.

1. Kinematische Pfade für die Adria-Eurasien-Bewegung

1.1. Die alpine Deckenkinematik am Beispiel der Decken im Bereich des Engadiner Fensters

1.1.1. Baueinheiten des Engadiner Fensters

Das Engadiner Fenster ist der erosive Anschnitt des Inn-
talgewölbes, einer großen Aufwölbung der alpinen Kruste,
die einen Blick in den Unterbau der Ostalpen gestattet:
Unter den ostalpinen Decken kommen süd-, mittel- und
nordpenninische Gesteine zum Vorschein.

Das Penninikum ist alpidisch deformiert, die tieferen
Stockwerke haben außerdem eine alpidische Metamor-
phose erlitten. Die auflagernden ostalpinen Gesteine be-
stehen überwiegend aus voralpidischem Kristallin, das
nur in geringem Ausmaß alpidisch deformiert ist. Das Ost-
alpin liegt im wesentlichen in großen Decken vor, mit Ab-
messungen bis 50×50 Kilometern: Silvretta-Decke,
Scardecke und Ötztaldecke. Das Penninikum liegt dage-
gen in kleinen Decken und Schuppenzonen vor, deren
Abgrenzung zu Beginn der Arbeiten nicht eindeutig und
strittig war. Zur Aufklärung der Kinematik mußte vorab
festgestellt werden,

- welche mechanisch unterscheidbaren Baueinheiten im Engadiner Fenster überhaupt vorliegen,
- welche alpidischen Deformationsphasen es in jeder dieser Einheiten gab,
- wie sich jüngere Deformationen auf die heutige Raum-
lage älterer Strukturen auswirken.

Die Strukturuntersuchung sowie der Nachweis von My-
lonitonen bestätigen klar den von zahlreichen Forschern
(siehe Fußnoten) nach petrographischen Gesichtspun-
kten erarbeiteten Aufbau des aufgeschlossenen Pennini-
kums aus mindestens vier mechanisch unterscheidbaren
Einheiten. Unter dem ostalpinen Fensterrahmen folgen
von oben nach unten:

- Aroser Zone (vertreten durch Bürkelkopf-, Flimspitz-,
Visnitz-, Grüblekopf-, Fließler-Stieralp-Schuppen)*

*) DAURER (1980); OBERHAUSER (1990).

- Obere Schuppenzonen (darin Fimber-, Tasna-, Ra-
moscher und Prutzer Zone, mit ± identischem Struktur-
inventar)**)
- Roz-Pezid-Zone (oberes und unteres Stockwerk***)
- Pfundser Zone (mit oberem Stockwerk und Kern)****)

1.1.2. Beschreibung der Strukturen

Eine erste Analyse erbrachte bereits einen deckenkine-
matischen Pfad, der eine deutliche Ähnlichkeit mit dem
plattenkinematischen Pfad der Afrika-Eurasien-Bewe-
gung aufwies (MATTMÜLLER, 1991). Die weitere Forschung
– unter besonderer Berücksichtigung der letzten der oben
aufgezählten Voraussetzungen – führte zu einem verbes-
serten Pfad, der aus der kombinierten Analyse von rund
8000 Strukturdaten hervorging, insbesondere Streck-
kungslinearen (ls), Boudins, fasergefüllten Rissen (Scho-
koladetafel-Strukturen, veins, v) und Falten (f) (im einzel-
nen siehe MATTMÜLLER, Diss. TH Aachen, im Druck).

Methoden zur Rückdrehung von Strukturen, die von
jüngeren Deformationen verstellt sind, befaßten sich vor
allem mit der Einregelung von Faltenachsen und mit dem
Inntalgewölbe, das eigens zu diesem Zweck näher unter-
sucht wurde (MATTMÜLLER, 1996b). Für die Auswertung
von Schokoladetafel-Strukturen wurde eine neue Metho-
de entwickelt. Die resultierenden Pfade werden hier vorab
veröffentlicht (Abb. 1) und die Ergebnisse kurz aufgeli-
stet.

Streckungslineation

- Die ältesten Streckungslineare in der Aroser Zone und
Relikte im Kern der Pfundser Zone (ls₁) sind OSO–WNW
orientiert.
- In den Oberen Schuppenzonen schwankt die Streck-
kungslineation zwischen NNW- und Nordrichtungen.

**) STAUB & CADISCH (1922; „Tasna-Decke“); MEDWENITSCH (1954;
Prutzer Zone); TRÜMPY (1972; Ramoscher Zone); TOLLMANN
(1977; Fimberzone).

***) PAULCKE (1910; Bündnerdecke); CADISCH (1941; Zone von Cham-
patsch); MEDWENITSCH (1953; Hochpennin); TRÜMPY (1972;
Schuppenzone von Roz-Champatsch); OBERHAUSER (1980; Zone
von Roz-Champatsch-Pezid).

****) PAULCKE (1912; Schieferdecke); MEDWENITSCH (1953; Tiefpennin);
OBERHAUSER (1980).

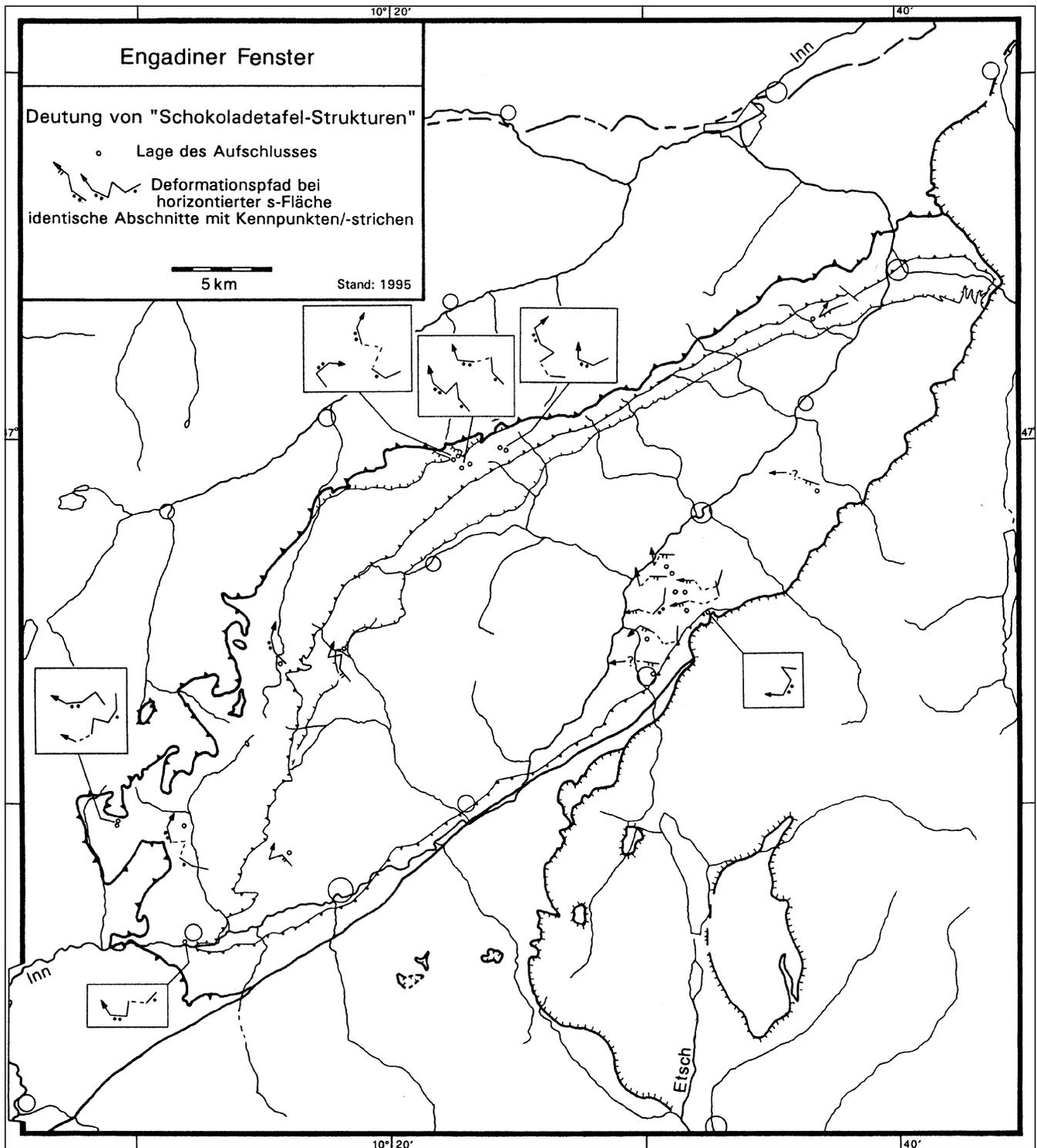
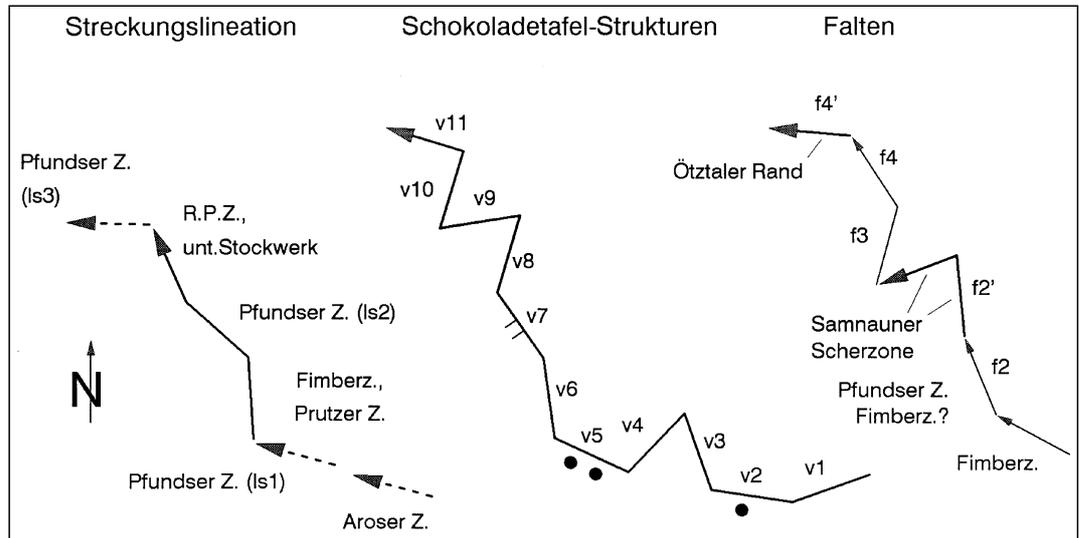


Abb. 1.
 Aus Schokoladetafel-Strukturen abgeleitete kinematische Pfade im Engadiner Fenster.
 Die unterschiedliche Orientierung der Pfade ist durch den jeweiligen Rotationszustand der zugehörigen Schieferplatten bedingt.

- Im unteren Stockwerk der Roz-Pezid-Zone ist eine SSO-NNW-Richtung dokumentiert. Sie ist wahrscheinlich mit der Abscherung der Roz-Pezid-Zone von der Pfundser Zone verknüpft.
 - In der Pfundser Zone tritt weniger häufig eine weitere, O-W-orientierte Streckungslineation auf (Is_3). Sie überlagert die Is_2 -Lineare, indem das Is_3 -linierte Gestein ähnlich shear fibres (RAMSAY & HUBER 1983, 257) nur dünne Plättchen (Scherzonen) an der Oberfläche von Schieferplatten bildet. In deren Inneren ist die Is_2 -Lineation jedoch intakt. Im Gegensatz zu shear fibres bestehen die Plättchen aus dem Gestein selbst. Is_3 ist nicht penetrativ.
- Dehnungsrisse**
- Die Zahl der Rißgenerationen nimmt von den höheren zu den tieferen Baueinheiten ab. Das kann so gedeutet werden, daß die höheren Baueinheiten eine längere Deformationsgeschichte haben als die tieferen.
 - In den höheren Baueinheiten überwiegt positiver Drehsinn (Uhrzeigersinn), in den tieferen Einheiten dagegen negativer Drehsinn.

Abb. 2. Kinematische Pfade aus den Analysen von Streckungslineation, Dehnungsrissen und Falten.

- Anstelle einer Beschreibung der vielfältigen Orientierung von Rissen sind die resultierenden Pfade in Abbildung 1 dargestellt.



Falten

- f_1 ist in der Fimber- und Pfundser Zone als Reliktstruktur erhalten, aber kinematisch nicht auswertbar.
- In den Oberen Schuppenzonen streut f_2 bereits im Aufschlußmaßstab stark, wobei nicht eingeregelter Falten (Winkel zur Scherrichtung bis 90° , nur schwach deformiert) eine Einengung in NW-SO- oder WNW-OSO anzeigen. Jünger könnte eine 2. Population von Falten sein, die in nicht eingeregelter Lage ihr Maximum bei 250° - 260° haben, also eine Einengung in SSO-NNW-Richtung anzeigen.
- In der Pfundser und Roz-Pezid-Zone kann f_2 unter Berücksichtigung des Einregelungsverhaltens auf eine Einengung in SSO-NNW-Richtung zurückgeführt werden. Diese Lage ist bei den weitgehend undeformierten f_2 -Falten des Kerns noch erhalten, während f_2 mit Annäherung an die Überschiebungsfläche der Oberen Schuppenzonen nach oben hin immer mehr in die Scherrichtung eingeregelt ist (MATTMÜLLER, 1996 a).
- f_3 kann durch Rückdrehung der durch das Inntalgebirge verursachten Lageänderungen auf eine Einengung in Richtung 15° zurückgeführt werden.
- f_4 (Großfaltung des Inntalgebirges) ist noch in Originallage und weist auf Einengung in Richtung 326° hin.
- f_3 und f_4 sind in allen Einheiten gleich orientiert und verbiegen die intrapenninischen Scherflächen. Daher sind sie als post-deckenkinematisch zu bezeichnen. An Scherzonen wurden außerdem Schleppfalten untersucht.

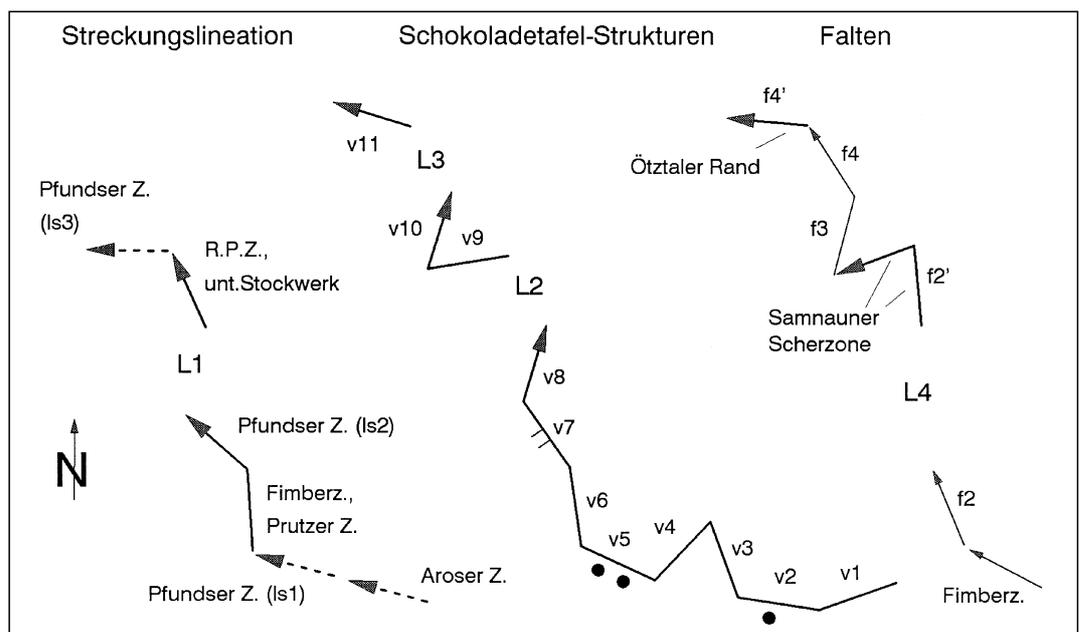
1.1.3. Kinematische Auswertung

Da die Indikatorstrukturen selbst unterschiedliche Entstehungsursachen haben, ist die Analyse der Kinematik anhand verschiedener Indikatoren nur mit unterschiedlicher Genauigkeit und Gewichtung möglich.

Unterschiede zwischen den verschiedenen Arten kinematischer Indikatoren sind:

- Risse können beliebige Stadien des Bewegungsablaufs überliefern, gestreckte Kristalle dagegen nur relative Endstadien. Der auf der Auswertung von Rissen basierende Pfad ist daher länger. Dabei ist unvermeidbar, daß Risse auch winzige, unbedeutende Episoden abbilden, die eigentlich nicht zusammen mit den großen Bewegungen dargestellt werden sollten. Die vorliegenden Daten gestatten aber keine sichere Wertung der einzelnen Dehnungsphasen.
- Die (gemessenen) Boudinagen können auf eine einzige Deformationsphase zurückgeführt werden. Der „Pfad“ wird bei der Streckungslineation mit berücksichtigt.
- Streckungsgefüge überprägen entweder ältere Falten oder werden von jüngeren Falten überprägt. Im selben tektonischen Stockwerk entstehen penetrative Falten-generationen (f_1 - f_4) nie gleichzeitig mit Streckungsge-

Abb. 3. Schrittweiser Vergleich der kinematischen Pfade aus Abb. 2. Vergleichbare Abschnitte der Pfade sind auf gleiche Höhe gerückt. Lücken L1-L4: siehe Textabschnitt 1.1.3.



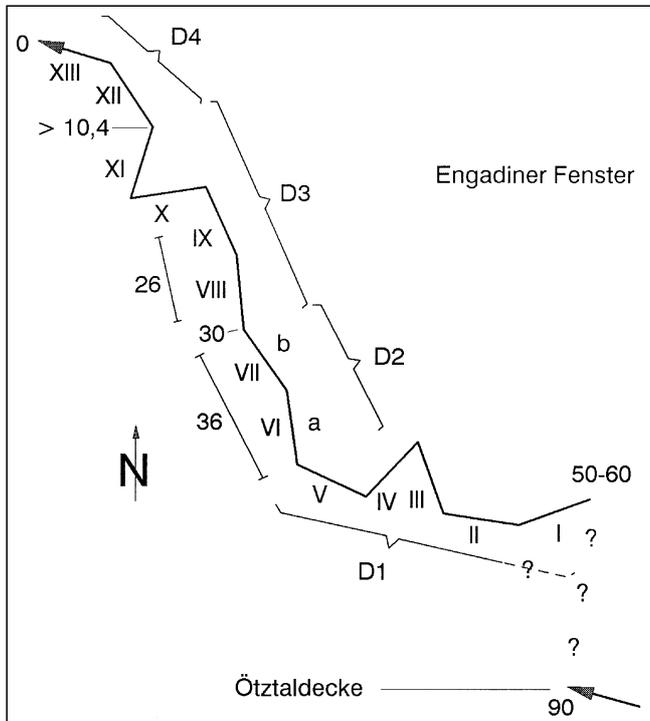


Abb. 4. Der gesamte kinematische Pfad, rekonstruiert aus der Analyse von Streckungslineation, Dehnungsrisse und Falten. Altersangaben in Ma.

fügen. Dagegen können Schleppepfalten (f') gleich alt wie Streckungsgefüge sein.

- Falten wirken durch ihre Scharniere als Versteifung des Gefüges. Einmal angelegt, werden sie bei einem Wechsel der Deformationsrichtung vorwiegend passiv weiterdeformiert und wirken einer weiteren Faltung entgegen. Im untersuchten Gebiet bilden sich neue Falten nur bei gleichzeitigem Wechsel des Faltenmaßstabs. Es wird für wahrscheinlich gehalten, daß auch größere Wechsel der Deformationsrichtung und der p-T-Bedingungen nötig sind. Soweit Falten kinematisch ausgewertet werden können, ist ein Pfad zu erwarten, der nur die wichtigsten Schubrichtungen enthält.

Nicht jede Massenbewegung wird gleichermaßen von allen Indikatoren abgebildet, sondern die ausgewerteten Pfade ergänzen sich gegenseitig. Die resultierenden Pfade sind daher von unterschiedlicher Länge und Vollständigkeit. Die Gegenüberstellung der auf Auswertung der Streckungslineation, der Dehnungsrisse und der Falten basierenden Pfade zeigt trotzdem grundsätzliche Ähnlichkeiten (Abb. 2). Vor allem stimmen bei Deformationsereignissen, die im Pfad dieselbe Stellung haben, die wirklichen Raumrichtungen der Strukturen im Gelände fast durchgehend überein (Abb. 3):

- Die ältesten Dehnungsrisse $v_1 - v_4$ finden kein Gegenstück bei den anderen Analysen.
- Die Rißgeneration v_5 (oder v_2 und v_5 ?) ist mit der Streckungslineation in der Aroser Zone und mit Is_1 im Kern der Pfundser Zone vergleichbar.
- Die Streckungslineation in den höheren Schuppenzonen des Fensters (Fimberzone, Prutzer Zone) ist parallel zu v_6 und f_2 .
- Die Streckungslineation (Is_2) in der Pfundser Zone ist parallel zu v_7 . Eine Faltungsphase fehlt hier. Anstelle einer Deformationsphase befindet sich im Faltenpfad eine Lücke (L4).

- Rißgeneration v_8 findet keine Entsprechung bei der Streckungslineation (Lücke 1) oder bei den Falten (Lücke 4).
- Die Streckungslineation im unteren Stockwerk der Roz-Pezid-Zone weicht von der Senkrechten auf der Schleppepfaltengeneration f_2' geringfügig ab. Ein Regulationsphänomen? Keine Werte bei fasergefüllten Rissen (Lücke L2).
- Die folgende Rißgeneration v_9 läßt sich gut mit der Streckungslineation Is_3 in der Pfundser Zone und mit Schleppepfalten an der Samnauner Scherzone vergleichen.
- v_{10} ist gleich orientiert wie f_3 . Die relativen Alter beider Strukturen sind unbekannt, sie dürften aber in die selbe Phase gehören. Diese und jüngere Deformationsereignisse scheinen keinen großen Einfluß mehr auf die älteren Streckungsrichtungen zu haben.
- Die Einengungsrichtung für f_4 ist weder durch gemessene Risse noch durch ein sonstiges Streckungsereignis dokumentiert (da f_4 kein Streckungsereignis war - Lücke L3).
- Schleppepfalten am Ötztaler Rand (f_4') und v_{11} -Risse passen nach Lage und relativem Alter zusammen.

Der rekonstruierbare Gesamtpfad (Abb. 4) besteht aus Einheitsvektoren, die Transportrichtungen der untersuchten Baueinheiten relativ zum Vorland anzeigen, aber keine Aussagen über Transportweiten enthalten. Um eine subjektive Wertung auszuschließen, sind sämtliche beobachteten und deutbaren Strukturen in den Pfad aufgenommen. Unwichtig scheinende Bewegungs- oder Deformationsrichtungen sind längenmäßig gleich dargestellt wie die Hauptbewegungen. Einige Deformationsphasen bzw. Gruppen von entsprechenden Strukturen können datiert werden:

- Die jüngsten bekannten Sedimente (Oberpaläozän-Untereozän [OBERHAUSER, 1983]) stammen aus der Fimberzone und müssen vor der Überschiebung dieser und aller tieferen Baueinheiten abgelagert worden sein.
- Vom Ende von D_1 bis zum Ende von D_2 kommt es zur Glimmerneubildung, die im oberen Stockwerk der Pfundser Zone und in der Prutzer Zone datiert ist (38-34 Ma [THÖNI, 1981]).
- Die Zeitmarke 30 Ma stammt von der Silvrettaüberschiebung (THÖNI, 1981) und kann frühestens ans Ende von D_2 gesetzt werden (Ende der Bewegungen).
- Mit dem Datum 26 Ma ist die Metamorphose der Kalkglimmerschiefer erfaßt (THÖNI, 1981). Diese kann ebenfalls nur nach der Stapelung erfolgt sein (Ende von D_2 oder später).
- Am Ende von D_3 und während D_4 entsteht das Inntalgewölbe, das die ostalpine Deckenbasis heraushebt. Damit beginnt die sarmatzeitliche Schüttung von Pseudotachylit-Geröllen innabwärts in die Molasse des Hausruck und Ostbayerns (WIESENER in GRAUL, 1939). Das Sarmat überlappt teils mit dem Seravallium, möglicherweise auch mit dem oberen Langhium. Demnach sind die Sarmat-Ablagerungen mindestens 10,4 Ma alt (HARLAND et al., 1989). Da die Heraushebung der Abtragung im Engadiner Fenster vorangehen muß, ist für das Ende von D_3 ebenfalls ein Wert von $> 10,4$ Ma anzusetzen!
- Dem Pfad vorangestellt sind Streckungsrichtungen aus der Ötztaldecke, die etwa bei 90 Ma enden (SCHMID & HAAS, 1989). Ihre kinematische Anbindung an die tertiären Deformationen ist unklar.

Tabelle 1.

Rotation und Translation eines Punkts in der heutigen Lage von Bozen (11,3°O/46,5°N) mit der Bewegung Afrika – Eurasien. Rotationspole aus DEWEY et al. (1989, Modell 1). Dezimale Winkelbruchteile.

Anomalie	Alter (t) [Ma]	Finite Rotation (Rot.-pol; -betrag) (Λ/Φ ; Winkel) [°]	Position (P) [n]	(Λ/Φ) [°]	$\delta\Lambda$ [°]	Bogenlänge μ zwischen P(n) und P(n+1) [°]	Bogenlänge μ zwischen P(n) und P(n+1) [km]	Punktge- schwin- digkeit [cm/a]	Bewegungsazi- mut ρ bei ... P(n) [°]	P(n+1) [°]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
—	0		12	11,30/46,50	-0,86	0,734	0082	0,92	306,19	305,57
5	8,9	-15,78/00,55; -00,94	11	12,16/46,07	-0,12	0,616	0069	0,65	352,23	352,14
6	19,4	-17,32/24,04; -02,33	10	12,28/45,46	-0,64	2,159	0240	1,49	348,00	347,55
13	35,5	-20,67/29,26; -06,65	9	12,92/43,35	+0,17	0,810	0090	0,68	008,78	008,90
21	48,8	-15,54/35,08; -10,39	8	12,75/42,55	-0,58	0,453	0050	0,73	289,52	289,12
24	55,7	-14,59/33,04; -10,77	7	13,33/42,40	-0,78	0,631	0070	0,64	245,93	245,40
30	66,7	-10,73/31,52; -11,29	6	14,11/42,66	+0,42	0,313	0035	0,48	099,06	099,34
33	74	-10,42/33,51; -11,61	5	13,69/42,71	+0,13	1,154	0128	1,28	004,75	004,84
34	84	-11,66/34,82; -14,64	4	13,56/41,56	+3,31	5,774	0642	8,03	025,43	027,52
92Ma	92	-12,00/40,50; -33,50	3	10,25/36,39	+2,53	2,088	0232	0,89	102,81	104,32
M-0	118	-09,08/43,90; -40,51	2	07,72/36,88	+9,29	9,479	1054	1,85	128,36	134,35
Kontakt	>175	+00,16/52,88; -59,86	1	-1,57/43,16						

Erläuterungen zu Tabellen 1 und 2 nach Spaltennummern.

- 1 Bezeichnung der verwendeten magnetischen Anomalie im Atlantik.
- 2 Alter t des entsprechenden Streifens Ozeanboden im Atlantik.
- 3 Finite Rotation, d.h. immer von Position n in die Endposition 12.
- 4 Numerierung der Position nach Rotation gemäß Spalte 3 (willkürlich).
- 5 Paläogeographische Position des heutigen Punkts 11,3°/46,5° zu der in Spalte 2 angegebenen Zeit.
- 6 Längenunterschied zwischen Position n+1 und n. Ostbewegung positiv, Westbewegung negativ.
- 7 Bogenlänge μ zwischen Position n+1 und n in Grad.
 $\cos \mu = \sin \Phi(n) \sin \Phi(n+1) + \cos \Phi(n) \cos \Phi(n+1) \cos \delta\Lambda$.
- 8 Bogenlänge μ rad zwischen Position n+1 und n in Kilometern: $\mu \text{ rad} = \mu \pi 6371 \text{ km}/180$ (Erde als Kugel).
- 9 Plattengeschwindigkeit an einem Punkt der Platte: $\mu \text{ rad}/(t_{n+1}-t_n)$.
Da μ einen Großkreisbogen bezeichnet, ist der angegebene Wert die Minimalgeschwindigkeit.
- 10 Azimut der Bewegung bei Start: $\cos \rho(n) = (\sin \Phi(n+1) - \cos \mu \sin \Phi(n))/(\sin \mu \cos \Phi(n))$
- 11 Azimut der Bewegung bei Ende: $\cos \rho(n+1) = (\sin \Phi(n) - \cos \mu \sin \Phi(n+1))/(\sin \mu \cos \Phi(n+1))$.

1.2. Plattenkinematische Pfade

1.2.1. Plattenkinematische Pfade für die Position Bozen

Plattenkinematische Pfade für die Bewegung des alpinen Hinterlands gegen das Vorland sind nur in groben Zügen bekannt. Jedoch kann die Bewegung Adria – Eurasien nach Ergebnissen zahlreicher paläomagnetischer Arbeiten (z.B. LOWRIE, 1986; HELLER et al., 1989) bis ins Tertiär hinein durch die Bewegung Afrika – Eurasien angenähert werden, die gut bekannt ist. Von diesem Standpunkt ausgehend, kann die Afrika-Eurasien-Bewegung für bestimmte Orte auf der Adriatischen Platte berechnet, getestet und gegebenenfalls korrigiert werden.

Plattenkinematische Pfade*) für die Afrika-Eurasien-Bewegung wurden nach Rotationsdaten in DEWEY et al. (1989) berechnet (Modell 1, Tab. 1) sowie nach Daten in KLITGORD & SCHOUTEN (1986, Bewegung Afrika – Nordamerika) und in Srivastava & Tapscott 1986 (Bewegung

Nordamerika – Eurasien), die zur Bewegung Afrika – Eurasien kombiniert wurden (Modell 2, Tab. 2). Alle Rotationsdaten stammen aus Untersuchungen magnetischer Anomalien sowie von Bruchzonen im Nordatlantik.

Zum Vergleich mit dem deckenkinematischen Pfad wurde Bozen (11,3°O/46,5°N) als Bezugspunkt im Hinterland des Engadiner Fensters gewählt. Bozen liegt in den Südalpen, die im wesentlichen als Teil der Adriatischen Platte betrachtet werden können. Drehbewegungen zwischen den Südalpen und dem Hauptteil Adrias treten erst im Jungtertiär auf (VANDENBERG & WONDERS, 1976; LOWRIE 1986). Da die mechanische Verbindung Adrias mit Afrika nicht unterstellt werden soll, wird der mit Afrika gegen Eurasien bewegte Punkt Bozen als virtueller Punkt verstanden, d.h. als reine geographische Position, die mit dem an derselben Stelle vorhandenen materiellen Stück Erdkruste nicht verwechselt werden darf. Dieser Punkt wird daher Afrika-Bozen genannt. In die Bewegung von Afrika-Bozen können anschließend Korrekturen eingeführt werden, um eine Näherung für den unbekanntes Pfad für Bozen zu erhalten.

1.2.2. Vergleiche mit dem deckenkinematischen Pfad

Die aus den Modellen 1 und 2 abgeleiteten Pfade sind in Abb. 5 dargestellt. Hinsichtlich des Vergleichs mit der Deckenkinematik ist es sinnvoll, jeweils die Azimute für die Ankunft zu verwenden (Tab. 1, 2, Sp. 11). Die Platten-

*) Der plattenkinematische Pfad ist die Linie, entlang der ein Punkt durch die Plattenbewegung versetzt wird. Wenn im folgenden von Versatz (Translation) und Drehung (Rotation) gesprochen wird, ist die Auflösung der drehenden Gesamtbewegung auf der Kugel in punktbezogene Komponenten gemeint. Versatz meint Drehung um eine Achse, die 90° vom bewegten Punkt entfernt ist, Drehung meint Drehung um eine Achse, die durch den Punkt selbst läuft. Alle Achsen laufen durch den Erdmittelpunkt.

Tabelle 2.

Rotation und Translation eines Punkts in der heutigen Lage von Bozen (11,3°O/46,5°N) mit der Bewegung Afrika – Eurasien. Die Rotationspole sind durch Matrizenkombination von Polen aus KLITGORD & SCHOUTEN (1986) und SRIVASTAVA & TAPSCOTT (1986) errechnet (Modell 2). Dezimale Winkelbruchteile.

Anomalie	Alter (t) [Ma]	Finite Rotation (Rot.-pol; -betrag) (Δ/Φ ; Winkel) [°]	Position (P) [n]	(Δ/Φ) [°]	$\delta\Delta$ [°]	Bogenlänge μ zwischen P(n) und P(n+1) [km]	Punktge- schwin- digkeit [cm/a]	Bewegungsazi- mut ρ bei ... P(n) P(n+1) [°] [°]
—	0		12	11,30/46,50	-0,72	0,597	0066	0,66 303,84 303,32
5	10,0	-12,70/03,20; -00,80	11	12,02/46,17	-0,53	0,704	0078	0,78 328,59 328,22
6	20,0	-13,50/19,80; -02,30	10	12,55/45,57	-0,38	1,603	0178	1,15 350,45 350,18
13	35,5	-20,90/26,20; -05,10	9	12,93/43,99	-0,51	1,545	0172	1,23 346,26 345,91
21	49,5	-17,90/30,10; -09,20	8	13,44/42,49	-0,40	0,514	0057	0,60 324,96 324,69
25	59,0	-16,90/29,50; -10,30	7	13,84/42,07	-0,16	0,670	0075	0,88 190,20 190,10
30	67,5	-14,20/29,10; -09,50	6	14,00/42,73	+0,19	1,049	0117	0,92 007,64 007,77
33o	80,2	-13,80/32,50; -12,80	5	13,81/41,69	-0,34	0,491	0055	1,44 328,88 328,65
34y	84,0	-13,00/32,20; -14,10	4	14,15/41,27				
		keine Daten:	1-3					
1	2	3	4	5	6	7	8	9 10 11

Erläuterungen zu den Spalten siehe Tabelle 1.

pfade gleichen sich besonders in ihren tertiären Anteilen. Die Positionen bei 66,7 (Modell 1) und bei 67,5 (Modell 2) stimmen praktisch überein. Unterschiede in der Oberkreide, im Bereich von 80,2 Ma bis 55,7 Ma, rühren teilweise daher, daß nicht dieselben Anomalien ausgewertet wurden. Bei Modell 2 fehlen die ältesten Abschnitte.

Der Vergleich mit dem deckenkinematischen Pfad, der ja nur Einheitsvektoren enthält, kann auf zwei Arten durchgeführt werden: 1. durch größenmäßige Angleichung bestimmter Abschnitte an den deckenkinematischen Pfad, 2. durch Abzug der translatorischen Anteile der plattenkinematischen Pfade und ihre Darstellung in Einheitsvektoren (Abb. 5). Der Vergleich liefert zwei bemerkenswerte Aussagen:

- Deckenkinematik und Plattenkinematik stimmen im Tertiär sehr gut überein.
- Die kreidezeitlichen Vektoren stimmen nicht überein.

1.3. Korrekturen des deckenkinematischen Pfades

Bereits Mitte der 70er Jahre wurde entdeckt, daß nicht nur Adria und die südalpinen Baueinheiten gegenüber den nördlich davon liegenden Teilen Europas gedreht sind, sondern auch ostalpine Decken! Dies ergab die Untersuchung magmatischer Gänge im Ötztalkristallin (FÖRSTER, SOFFEL & ZINSSER, 1975). Seither wurde dieser Befund auf weitere Teile des Ostalpins ausgedehnt (Übersicht z.B. in HELLER et al. [1989]; BORMIOLI & LANZA [1994]).

Die untersuchten Gänge im Ötztalkristallin haben wahrscheinlich karbonische und in einem Fall post-triadische Alter. Das Alter ihrer Remanenz, d.h. ihrer überlieferten Magnetisierung, kann davon abweichen, z.B. durch Wiedererwärmung. Dies wird bei den untersuchten Amphiboliten des Schneeberger Zugs angenommen (Oberkreide). Die paläomagnetische Orientierung der magmatischen Gänge weicht von der Vorland-Europas um mehr als 50° gegen den Uhrzeigersinn ab. Entsprechende Gänge im Südalpin waren um etwa -50° gedreht. Die Drehung

muß jünger sein als das jeweilige Remanenzalter. Eine Deutung der Ergebnisse wurde durch eine angenommene Drehung nach dem Alttertiär gegeben (Abb. 6).

Die besprochenen Modelle 1 und 2 wurden daraufhin auf Drehbewegungen um senkrechte Achsen untersucht. Die zu jedem kinematischen Schritt gehörigen Drehungen wurden als Drehungen Afrika-Bozens um Afrika-Turin berechnet (Tab. 3). Ein negatives Vorzeichen steht für den Gegenuhrzeigersinn. Dabei ergibt sich, daß die Drehung der Linie Turin – Bozen zusammen mit Afrika nach Modell 1 während der Öffnung des Atlantiks ebenfalls -50° beträgt. Von 84 Ma bis heute wird die Auswertung von Modell 2 gestützt: Die finite Drehung beträgt 15,49° in Modell 1, 15,15° in Modell 2*).

Diese Übereinstimmung der Ergebnisse aus ganz unterschiedlichen Quellen sowie die Überlegung, daß während der Permotrias Afrika mit Nordamerika und dieses wiederum mit Europa verbunden war (Pangäa), macht sehr wahrscheinlich, daß die -50°, die sich nach den Rotationsdaten bei DEWEY et al. (1989) rechnerisch ergeben, mit den paläomagnetisch gemessenen -50° identifiziert werden können. Anders ausgedrückt: Während der Permotrias gab es keine hier bedeutsame Bewegung zwischen Afrika und Europa und die gesamte nachkarbonische Drehung entfällt erst auf die alpidische Zeit.

Daher werden auch die in Tab. 3 gegebenen Einzeldrehungen, die für Intervalle der gesamten Zeit vom Beginn der Öffnung des Atlantiks bis heute gelten und sich zu -50° aufsummieren, berücksichtigt. Im Hinblick auf die kretazischen Bewegungen müssen Drehungen nach dem Cenoman und nach dem Santon besonders beachtet werden: Der nach-obercenomane Drehwinkel ist -32°, nach dem Obersanton beträgt er noch -15°. Die Gesamrotation könnte auch erst nach dem Alttertiär stattgefunden haben, erfordert dann aber, plattentektonisch gesehen, die Annahme zusätzlicher ozeanischer Rücken und

*) Angaben von Dezimalen bei Rotationsdaten sollen keine Genauigkeit auf Zehntel-Grad vortäuschen, sondern dienen der Identifizierung der Werte in den Tabellen oder in zitierten Arbeiten.

Tabelle 3. Drehung des Punkts Bozen um den Punkt Turin mit der Afrikanischen Platte nach Modell 1 und 2, verglichen mit der Rotation der Südalpen nach HELLER et al. (1989).

Pos.	Rotation inkrem. [°]	Modell 1		HELLER et al. 1989		Modell 2		
		finis [°]	Alter [Ma]	Rotationsbeträge zum Vergleich für größere Zeiträume zusammengefaßt [°]	Alter [Ma]	Rotation inkrem. [°]	finis [°]	
12	- 1,11	-50,14	0			0	-1,12	-15,15
11	- 1,76	-49,04	8,9			10,0	-1,58	-14,03
10	- 4,17	-47,27	19,4	- 7	-5,55	20,0	-2,85	-12,45
9	- 3,77	-43,10	35,5	+	+	35,5	-4,04	- 9,60
8	- 0,60	-39,33	48,8	- 5,4	-5,07	49,5	-1,46	- 5,56
7	- 1,02	-38,73	55,7			59,0	+0,43	- 4,10
6	- 0,17	-37,71	66,7	+	+	67,5	-2,89	- 4,53
5	- 2,89	-37,54	74,0	-20	-4,53	80,2	-1,64	- 1,64
4	-16,22	-34,64	84,0			84,0	0	0
3	- 5,68	-18,43	92,0	+	+			
2	-12,75	-12,75	118,0	-18	-30(-35)			
1	0	0	175,0					
			Trias					

Subduktionszonen. Der einfachste Fall ist die gemeinsame Drehung von Afrika, Adria und Ostalpin.

Demnach müssen altalpidische kinematische Vektoren um die genannten Beträge rückgedreht werden. Während der altalpidischen Deformation entstand die heutige, WNW-ESO-gerichtete Streckungslineation als Streckung in der NW-SO-Achse und wurde erst danach in ihre heutige Lage verdreht. Eine eigentliche altalpidische Westbewegung gab es nicht!

Kleinere Korrekturen von durchschnittlich +11,5° (Modell 1: +12,4°; Modell 2: +10,6°) müssen auch für die alttertiären Vektoren eingeführt werden. Ab dem Oligozän stimmen die alpinen paläomagnetischen Richtungen mit denen des Vorlands überein. Als Referenz dienen Messungen am Adamello-Pluton (KIPFER & HELLER, 1988), von

denen angenommen wird, daß sie signifikant sind. Der korrigierte deckenkinematische Pfad ist in Abb. 9b dargestellt.

1.4. Korrekturen der plattenkinematischen Pfade

Die bisher betrachteten plattenkinematischen Pfade gelten für die Bewegung Adrias mit Afrika. Für die Bewegung Adrias selbst sind nur wenige Rotationsdaten und magnetische Breiten bekannt.

1.4.1. Drehung Adrias im Jungtertiär

Die magnetischen Deklinationen in gleichaltrigen Gesteinen des adriatischen Autochthons und des Südalpen-Blocks weichen signifikant voneinander ab. LOWRIE

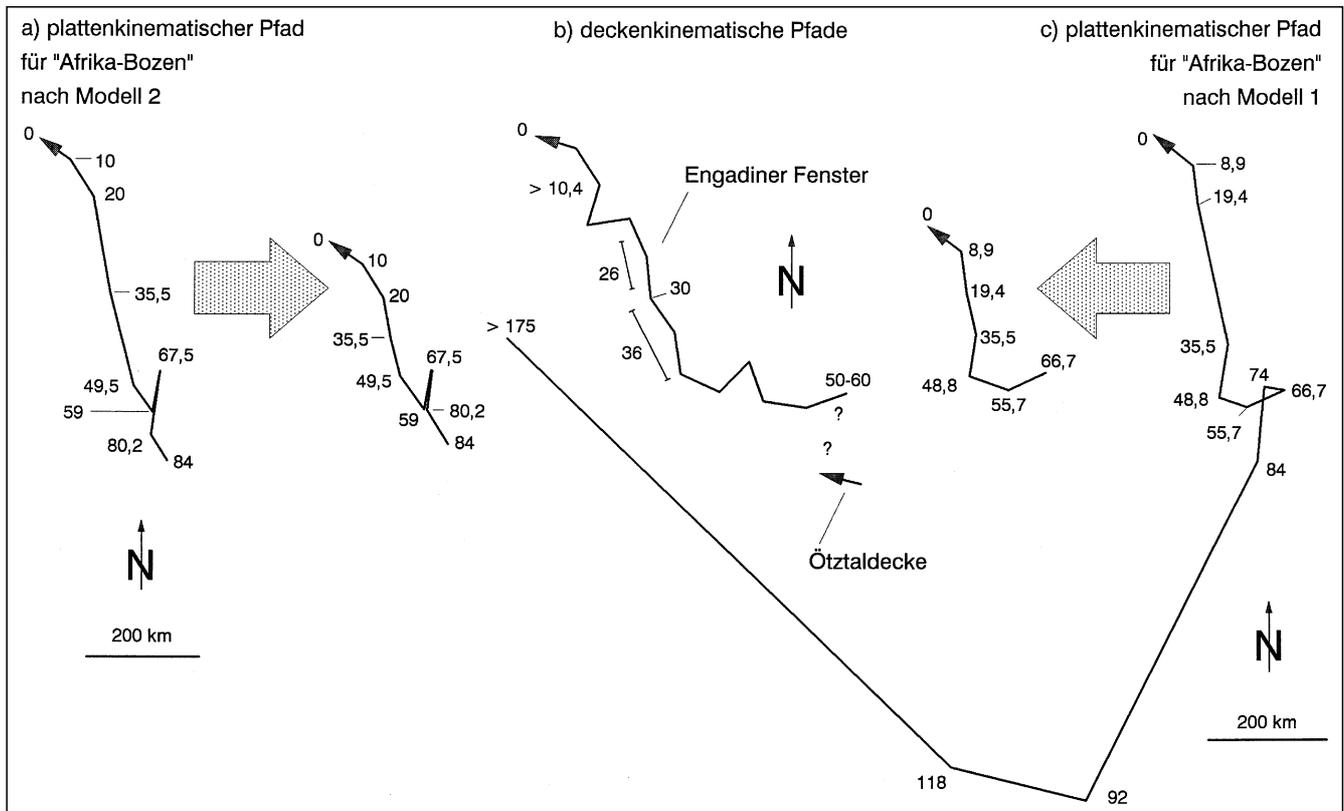


Abb. 5. Plattenkinematische Pfade für die mit Afrika bewegte Position Bozen (Afrika-Bozen) nach DEWEY et al. (1989; Modell 1) sowie nach SRIVASTAVA & TAPSCOTT (1986) und KLITGORD & SCHOUTEN (1986; Modell 2). Vergleich mit dem deckenkinematischen Pfad aus dem Engadiner Fenster sowohl durch größenmäßige Anpassung an den deckenkinematischen Pfad (jeweils außen) als auch durch Reduktion (Pfeil) der plattenkinematischen Pfade auf Einheitsvektoren (innen).

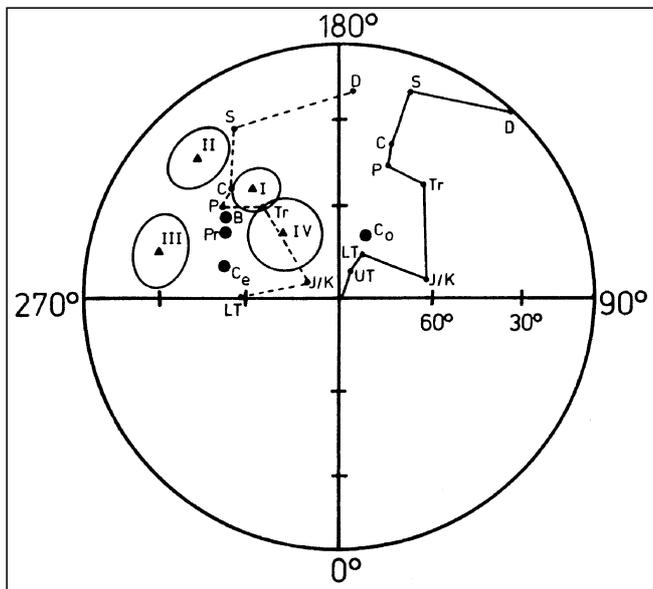


Abb. 6. Schwerpunkte der virtuellen geomagnetischen Pole nach FÖRSTER, SOFFEL & ZINSSER 1975 (Gesteinsgruppen mit zugehörigen Vertrauenskegeln) und nach anderen Autoren (Punkte): Gruppen I, II und B: Südalpin zwischen Bozen und Bruneck, Pr: Predazzo, Ce, Co: Colli Euganei, Gruppe III: Ganggesteine N der Periadriatischen Linie, Gruppe IV: Schneeberger Zug. Die Daten werden verglichen mit dem mitteleuropäischen Polwanderpfad (durchgezogene Linie) und dem Polwanderpfad für eine nach dem Alttertiär (LT) um -50° gedrehte Platte (gestrichelte Linie). Aus FÖRSTER et al. (1975, berichtigt).

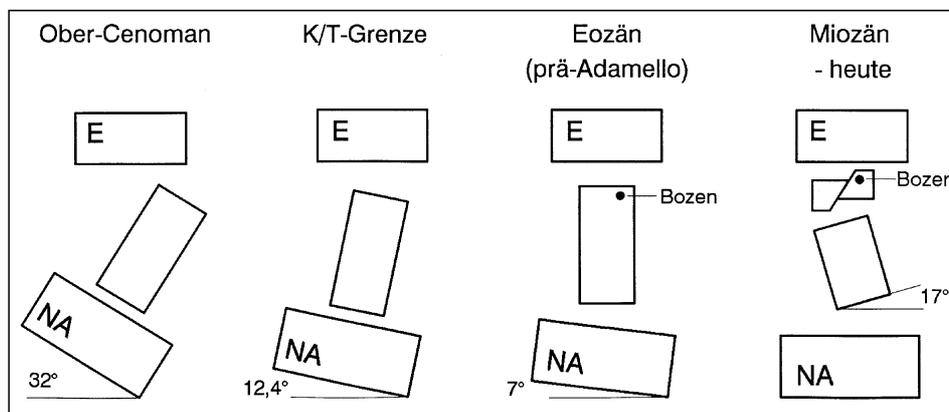
(1986) schloß daher auf eine rotationale Abweichung von -17° nach Ende Kreide, wobei sich Adria sowohl relativ zu Afrika als auch gegen den Südalpen-Block gedreht haben muß (Abb. 7).

Da die Südalpen im Jungtertiär bereits in das alpine Orogen eingebaut waren, dreht sich nur der Rest der Adriaplatte nach dem Oligozän weiter (Zusammenhang mit der Entstehung des Apennins!). LOWRIE – und vor ihm schon VANDENBERG & WONDERS (1976) – schlossen daher auf eine bedeutende Störung unterhalb der Poebene. Diese „nichtafrikanische“ Drehung muß bei der Rekonstruktion der Anfangslage Adrias additiv berücksichtigt werden. Der Südalpen-Block wird also um 50° „afrikanisch“ rückrotiert, der Hauptteil Adrias aber um 67° (Abb. 8).

Die Südalpen werden zwar im Jungtertiär nicht mehr wesentlich gedreht, jedoch wird der Punkt Bozen an der Judikarielinie rund 70 km nach NNO versetzt. Diese Bewegung ist im afrikanischen Pfad ebenfalls nicht enthalten und muß zu dessen jungtertiären Teilstücken vektoriell addiert werden, auch wenn es fraglich ist, ob diese Bewe-

*) Eine für die Drehung Adrias repräsentative Linie wie Turin – Tarent, wird 1° weniger gedreht als die Linie Turin – Bozen. Dieser kleine Unterschied wird nicht weiter berücksichtigt.

Abb. 7. Schema der Drehungen Adrias mit Nordafrika (NA) sowie Adrias und des Südalpins gegenüber Eurasien (E) nach Modell 1 (vgl. Tab. 3) sowie nach Ergebnissen von LOWRIE (1986), CASTELLARIN & VAI (1986) und KIPFER & HELLER (1988).



gung sich zum Vergleich eignet oder eine Wirkung im Umkreis des Engadiner Fensters hatte. Die Judikarielinie ist vom Mittel- bis zum Obermiozän aktiv (CASTELLARIN & VAI, 1986). Das verwendete Modell für den Zusammenhang zwischen der Sonderdrehung Adrias, dem Versatz zwischen Südalpen und Poebene und dem Versatz an der Judikarielinie ist in Abb. 7 rechts dargestellt (Anlehnung an CASTELLARIN & VAI, 1986).

1.4.2. Drehung Adrias im Alttertiär

Die Polwanderkurve von Adria ähnelt bis ins mittlere Tertiär der von Afrika, danach nähert sie sich der von Europa (CHANELL et al., 1979; VANDENBERG, 1979). DEWEY et al. (1989) gehen davon aus, daß die Afrikanische Platte und die Adriaplatte spätestens ab Eozän verschiedene Wege verfolgt haben. Die Südalpen waren ab Oligozän bereits in das alpine Orogen eingebaut, ihre Drehbewegungen gegenüber Eurasien im wesentlichen zum Stillstand gekommen (nicht aber die Translation – weitere Deckenbewegungen und Indentation im Jungtertiär). Afrika bewegte sich jedoch vom Oligozän bis heute so, daß die Linie Afrika-Turin – Afrika-Bozen noch um -7° gedreht wurde. Weil die Gesamtdrehung für Bozen und Afrika-Bozen gleich ist, muß – KIPFER & HELLER (1988) folgend – der Adria-Südalpen-Kontinent vor dem Adamello-Datum eine um -7° stärkere Drehung ausgeführt haben, als es der afrikanischen Bewegung entspricht, während Afrika die -7° nach dem Adamello-Datum einholt (Abb. 7). Wenn eine solche Eigenbewegung stattfand, dann war sie auf jeden Fall auch mit einer Längenänderung des Bewegungsvektors verbunden. Da hierüber keine Daten bekannt sind, kann eine mit der Drehung sicher ebenfalls verbundene Richtungsänderung nicht belegt werden. Diese Korrektur wirkt sich nur auf die Werte in Tab. 3 aus.

1.4.3. Abtrennung Adrias von Afrika in der mittleren Kreide

Der Schlüssel, um von der Bewegung Afrika-Bozens zur Bewegung des wirklichen Punkts Bozen zu gelangen, liegt in der Darstellung der Pfade in ihrem paläogeographischen Zusammenhang:

Bei Modell 2 fehlen die ältesten Teile des Pfads, so daß es nicht auf seine geometrischen Eigenschaften getestet werden kann. Bei Modell 1 zeigt sich sofort, daß dieser Pfad nicht möglich ist, auch wenn die oben genannten, tertiären Korrekturen durchgeführt werden. Das Modell führt zu einer Anfangslage, in der Adria sich mit Südfrankreich, Iberia und dem früheren Ostteil Iberias (Balearen, Alboran-, Kabylen- und peloritisch-kalabrische Mikrokontinente) überlappt (Abb. 8a). Um die Überlappung zu

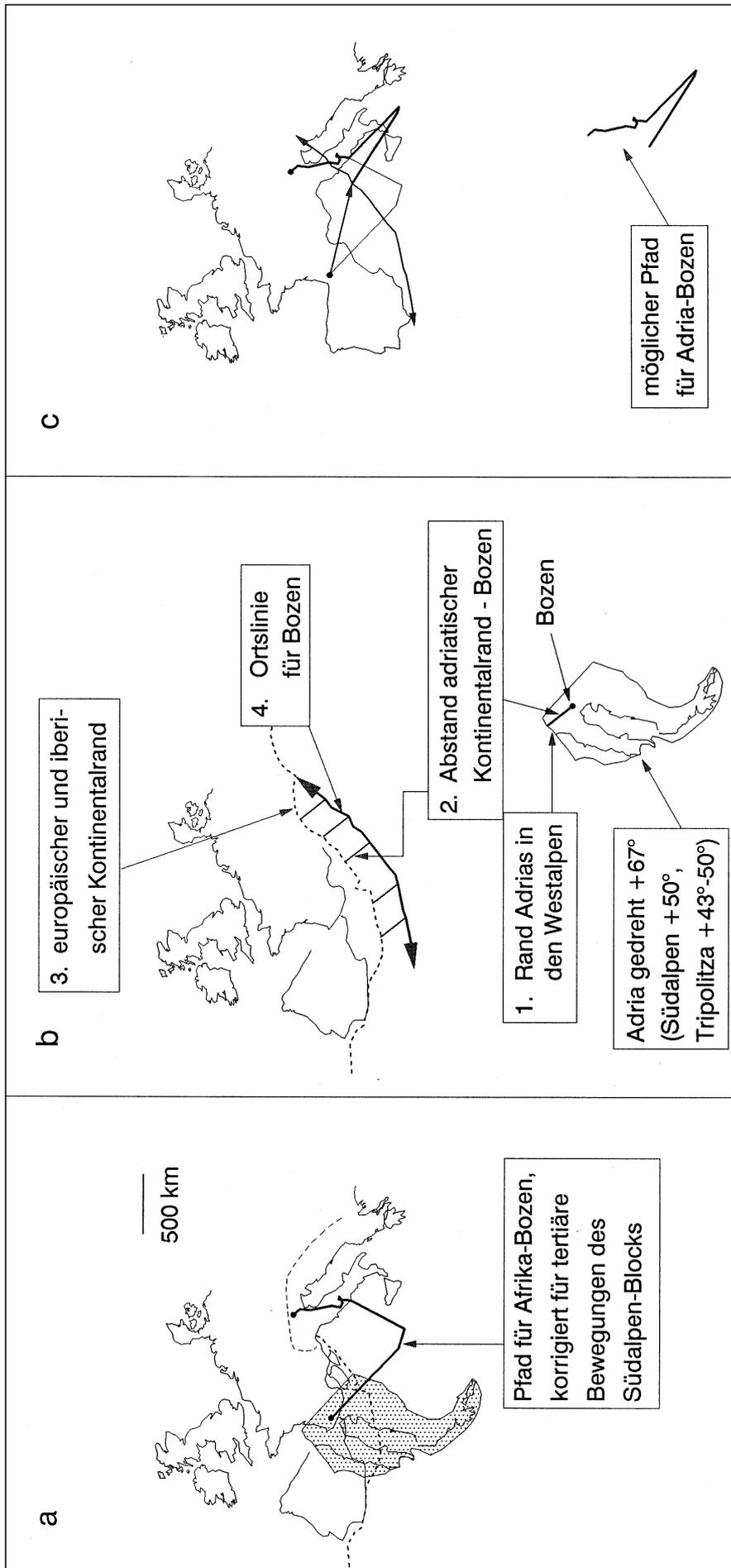


Abb. 8. Plattentektonische Pfade für den mit Afrika rotierten Punkt Bozen (nach DEWEY et al., 1989).
 a) Die Überlappung Adrias mit Teilen Eurasiens zeigt, daß ein rein „afrikanischer“ Pfad für Adria nicht möglich ist – der Pfad muß korrigiert werden.
 b) Ermittlung einer Ortslinie für die klassische Position Bozens.
 c) Die Verschiebung des Punkts Bozen von seiner alten Position auf einen Punkt der Ortslinie erzeugt einen neuen Pfad, der ein möglicher Pfad Adrias ist.

vermeiden, muß an einer, im folgenden näher zu bestimmenden Stelle, ein Versatz im Pfad eingeführt werden und damit eine Relativbewegung Adria – Afrika. Dadurch wird Afrika-Bozen von seiner Lage in Südfrankreich bei >175 Ma in eine neue Lage verschoben, die vom mutmaßlichen Rand Europas in den Westalpen so weit entfernt ist, daß auch die westlich von Bozen gelegenen Teile Adrias Platz finden. Es wird darauf hingewiesen, daß die Größe des Versatzes modellabhängig ist, in diesem Fall also auf die Art bezogen, wie DEWEY et al. die Öffnung des Atlantiks behandeln. Außerdem ist die paläogeographische Breite Bozens dadurch noch nicht bestimmt. Bozen muß aber auf einer Linie liegen, die den genannten notwendigen Abstand vom damaligen europäischen Kontinentalrand hat (Abb. 8b).

In diesem Zusammenhang ist es auch wichtig festzustellen, daß – trotz allen paläomagnetischen Hinweisen einer weitgehend gemeinsamen Bewegung Adrias und Afrikas – beide Kontinente heute auf verschiedenen Platten liegen, also getrennt sind. Auch von daher muß eine Abtrennung Adrias von Afrika in Betracht gezogen werden. Wann ist das passiert?

In der Literatur wird die Abtrennung Adrias von Afrika verschieden behandelt: WESTPHAL et al. (1986) legen die Trennung in die Zeit nach der Jura/Kreide-Grenze.

Insbesondere wird eine Drehung von 20° gegenüber Afrika in der Oberkreide (90–80 Ma) abgeleitet. RICOU et al. (1986) nehmen als Zeitraum für die Abtrennung ebenfalls Mittel- bis Oberkreide an, betrachten die Adriatische Platte

aber sowohl vorher als auch nachher als Teil Afrikas. Von SMITH et al. (1994) wird die Trennung – in den Abbildungen erkennbar – zwischen 180 Ma und 170 Ma gelegt, Bewegungen zwischen Adria und Afrika werden in der Folge vor allem in Nord-Süd-Richtung angenommen. Ab 85 Ma überlappen jedoch Adria und Pelagonia. Konsequenterweise müßte also ein weiterer Versatz Adrias in eine westliche Richtung früher als 85 Ma angenommen werden. Bei DER COURT et al. (1993) wird der Zeitpunkt der Trennung vor 114 Ma gelegt; Adria wird gegenüber Afrika nach Nordwesten versetzt. Bei sämtlichen Lösungsversuchen ist also eine Abtrennung Adrias implizit, die zwischen 114 Ma und 80 Ma liegen muß. Von der Kinematik her sind drei Punkte zu beachten:

- 1) In jedem Fall ist der adriatische Pfad teilweise in den alpin-karpatischen und hellenidischen Deckenbewegungen gespeichert. Der tertiäre Anteil stimmt aber so gut mit dem afrikanischen Pfad überein, daß hier keine bedeutende Abweichung möglich ist. Auch ist der Spielraum bei dem im Tertiär bereits sehr geringen Abstand Adrias von seiner heutigen Position klein.
- 2) Der älteste Teil des afrikanischen Pfades von >175 Ma bis 118 Ma entspricht sehr gut den einengenden Vorgängen in den Helleniden, die als eohellenische Phase bezeichnet werden (JACOB SHAGEN et al., 1976). Auch die Ablösung Adrias von Eurasien bei gleichzeitiger Öffnung der penninischen Ozeane ist kaum anders möglich als durch südöstliche Bewegungen.
- 3) Der Hauptunterschied zwischen Decken- und Plattenkinematik besteht in der SO-NW-Bewegung der ostalpinen Decken während der altalpidischen Deformation – wie durch die paläomagnetischen Ergebnisse im Ötztalkristallin gezeigt – und der Ost-südost- und Nordost-Bewegung Afrika-Bozens zwischen 118 Ma und 84 Ma.

Nach den obigen Überlegungen sind die erforderlichen Versätze auf die letztgenannten Teile des kinematischen Pfades anzuwenden, also übereinstimmend mit der zitierten Literatur. Bis Jura/Unterkreide ist Adria Teil der afrikanischen Platte (nicht unbedingt des Kontinents Afrika!), in der Mittelkreide kommt es zur Abtrennung und zu Versätzen und Drehbewegungen, die möglicherweise bis in die Oberkreide dauern. In der Oberkreide ist Adria jedoch in mechanischer Hinsicht wieder Teil Afrikas, denn es führt nur erzwungene Bewegungen aus, die durch die Konvergenz der großen Platten vorgegeben sind.

1.4.4. Bestimmung der Anfangslage des Punkts Bozen

Um die Anfangslage zu finden, wird Adria um 67° rückrotiert (vgl. 1.4.1) und die Raum-Zeit-Koordinate {Afrika-Bozen/>175 Ma} auf die Ortslinie für Bozen verschoben (Abb. 8). Dabei muß berücksichtigt werden, daß vor der Öffnung der penninischen Ozeane jenseits der briançonnischen Schwelle ein Kontinent gelegen haben muß. Hier ist an einen ostalpin-nordpannonischen Kontinent zu denken, der mit dem restlichen Adria wahrscheinlich verbunden war. Wie schon KÁZMER & KOVÁCS (1985) aus regionalgeologischen Vergleichen schlossen, kann der nordpannonische Block auch nach plattentektonischen Gesichtspunkten nicht in seiner heutigen Lage zum Ostalpin angenommen werden, sondern muß entlang oder parallel zur Raabstörung hinter das Ostalpin zurückgezogen werden. Es ist unmöglich, mit einem ostalpin-nordpannonischen Block in seiner heutigen O-W-Ausdehnung von rund 1000 km die geophysikalisch nachgewiesenen Drehungen und Versätze auszuführen (MARTON, 1990).

Der Raum für diesen Kontinent muß einerseits groß genug angesetzt werden, um nach den alpidischen Deformationen zu dessen heutiger Ausdehnung zu gelangen, andererseits nicht so groß, daß die resultierende Verkürzung auf unwahrscheinliche Beträge anwächst. Die effektiven Verkürzungswerte steigen entlang der Ortslinie in südlicher Richtung an. Unter diesem Gesichtspunkt ist es im Modell 1 unmöglich, die Ausdehnung eines ostalpin-nordpannonisch-adriatischen Kontinents von dem Briançonnais benachbarten Räumen bis an den afrikanischen Kontinentalrand zu strecken. In Teil 2 dieser Arbeit wird gezeigt, daß dies auch unnötig ist. Die Verkürzung des Ostalpins in der späteren N-S-Richtung, die sich durch eine Verschiebung Bozens auf die Ortslinie wie in Abb. 8c ergibt, beträgt etwa 5 : 1. Das ist schon ein hoher Wert: TOLLMANN (1963, S. 183) gibt für das Alpenprofil im Bereich der Niederen Tauern bis zur Periadriatischen Linie eine palinspastische Breite von 600 km an. Im Vergleich zu den heutigen 130 km betrüge die Verkürzung 4,5 : 1. TRÜMPY (1972) gibt für einen Querschnitt im Bereich der Ostschweiz (150 km) eine Verkürzung von 400–500 km an, also ein Verhältnis von rd. 4 : 1.

Diese Überlegungen führen zu einer neuen Anfangslage Bozens etwa bei 9,8°O/41°N, NO des heutigen Olbia/Sardinien (Abb. 8c). Aus den Daten in Tab. 1 kann für die Bewegung zwischen den Positionen 1 und 2 mit Afrika ein Rotationspol 35°O/56°N und ein Rotationsbetrag von 20° errechnet werden. Die Rotation versetzt die neue Position 1 nach 18°O/37°N im Ionischen Meer (neue Pos. 2). Dann folgen die Abschnitte des Pfades, an denen der eben durchgeführte Versatz und damit die Abtrennung Adrias von Afrika abgefahren wird: Der kurze Abschnitt zwischen 118 Ma und 92 Ma (Pos. 3) kann richtungsmäßig erhalten werden, jedoch nicht betragsmäßig, da Adria nun mit Pelagonia kollidiert (s. Teil 2). Position 3 schließt durch eine lange NW-Bewegung zwischen 92 Ma und 84 Ma an den nicht versetzten Teil des Pfades an.

1.5. Ergebnisse

Der durch Berechnung und Korrekturverfahren gewonnene plattenkinematische Pfad kann nun als Näherung an einen, in Zukunft vielleicht noch genauer bekannt werden, adriatischen Pfad für Bozen gelten. Fehler können noch in den Translationsbeträgen stecken. Die Richtungen der Translation dürften jedoch im wesentlichen stimmen. Wie gezeigt, macht es auch Sinn, die „afrikanischen“ Rotationsbeträge beizubehalten.

Die korrigierten decken- und plattenkinematischen Pfade sind in Abb. 9 gegenübergestellt. Die tertiären Anteile stimmen gut überein und würden perfekt übereinstimmen, wenn im deckenkinematischen Pfad der Vektor für die unbedeutende Deformationsphase X weggelassen würde (vgl. Abb. 4). Andererseits ist klar, daß die Pfade nicht genau übereinstimmen müssen – Eigenbewegungen der Decken, die durch die Schwerkraft oder umgeleitete Kräfte (*body forces*, PLATT et al., 1989) hervorgerufen werden, sind möglich.

Die kretazischen Anteile wurden durch Korrekturen des deckenkinematischen Pfades, die im Uhrzeigersinn wirken, und Korrekturen des plattenkinematischen Pfades, die im Gegenuhrzeigersinn wirken, in Übereinstimmung gebracht. Nun liegen zwei Teile des Pfades in der NW-SO-Achse, nämlich die lange Südostbewegung vor 118 Ma und die Nordwestbewegung zwischen 92 Ma und 84 Ma.

Hieraus kann gefolgert werden:

- 1) Die alpidische Deckenkinematik und die Plattenkinematik Hinterland gegen Vorland lassen sich in Übereinstimmung bringen. Dies wurde im alten „Westbewegungskonzept“ de facto verneint (RATSCHBACHER et al., 1989) oder pessimistisch beurteilt (PLATT et al., 1989 a+b; BEHRMANN, 1990, S. 144 f.). Der Großteil des alpidischen Strukturinventars des Engadiner Fensters, vermutlich aber aller Gebiete im Norden und Osten der Adriaplatte, läßt sich als direkte Fernwirkung der Plattenbewegung deuten.
- 2) Es gab keine altalpidische Westbewegung! Die heute in ungefährer OSO–WNW-Richtung verlaufende altalpidische Streckungslineation lag zur Zeit ihrer Entstehung auf einer Achse SO–NW. Altalpidische Streckungslineare nehmen in einigen Gebieten allerdings heute eine WSW–ONO-Orientierung ein. Rückdrehung bringt diese Lineare etwa in WNW–OSO-Orientierung. (Um Verwechslungen auszuschließen, sei angemerkt, daß Richtungen stets im heutigen geographischen Bezugssystem angegeben werden. Westbewegung ist im Sinne einer Bewegung etwa parallel zum Alpenordrand gemeint, „Achse SO–NW“ meint entsprechend eine Richtung, die heute so liegt. Bezüglich den durch die jeweiligen Paläo-Pollagen definierten Horizontsystemen [sphärische Koordinatensysteme] sind diese Richtungen wiederum verdreht, weil eben nicht nur Adria, sondern auch Eurasien im Lauf der Erdgeschichte unterschiedliche Lagen eingenommen hat.)
- 3) Die Polarität des Vektors für Adria-Bozen zur Zeit der austrischen Deformation im Ostalpin war SO oder OSO. Unter der Annahme, daß der ostalpine Block mit Adria mitbewegt wurde, wird aus der bisherigen Modellvorstellung eines O–W-Transports der ostalpinen Decken über tiefere alpidische Einheiten eine Unterschiebung nach SO unter höhere Decken oder ein entsprechendes Hinterland. Für die Mitbewegung des Ostalpins spricht wiederum dessen paläomagnetisch ermittelter Rotationsbetrag, der zur Drehung Adrias und des Südalpins paßt. Des weiteren werden damit Schwierigkeiten vermieden, die sich im „Westbewegungsmodell“ bei Herleitung des Ostalpins aus dem Osten, also aus dem pannonischen Raum, und ohne Zusammenhang mit Adria ergeben: räumliche Probleme bei der Drehung des Ostalpins sowie der fehlende Anlaß zur Drehung. Die Annahme einer von Adria unabhängigen Bewegung des Ostalpins nach NW wird hiermit überflüssig.

2. Plattentektonisches Modell

2.1. Einführung

Der in Teil 1 aus den Daten von DEWEY et al. (1989) abgeleitete und korrigierte, plattenkinematische Pfad kann zu einem plattenektonischen Modell erweitert werden, indem man die Umrisse der beteiligten Kontinente berücksichtigt. Adria bzw. der Punkt Bozen wird entlang des Pfads bewegt (Teil 1, Tab. 1, Sp. 8+11), wobei gleichzeitig die errechneten Drehungen ausgeführt werden (Teil 1, Tab. 3, Sp. 2). Die Lage Afrikas wird anhand der Punktlagen für Nuakschott und Port Sudan berechnet (nicht angegeben). Die Darstellungen beider Amerika und Indiens sind nur Beiwerk; auf die Berechnung ihrer Positionen, z.B. nach Modell 2, wurde verzichtet. Der Hauptzweck des Modells ist, den neuen kinematischen Pfad für Adria zu testen. Das heißt, es wird untersucht, ob der Pfad unter Berücksichtigung der Positionen anderer Kontinente möglich war, welche Wechselwirkungen auftreten (Plat-

tenkonvergenz und -divergenz, Kontinentkollision und Subduktion) und wie sie sich mit geologischen Befunden vertragen. Auch wird untersucht, ob Platzprobleme (Überlappungen) vorkommen, bzw. unter welchen Bedingungen sie zu vermeiden sind. Zu diesem Zweck wurden zahlreiche Fakten kompiliert. Eine Auswahl davon wird im folgenden jeweils unter „Daten“ genannt.

Plattentektonische Modelle der Adria-Eurasien-Bewegung für die alpidische Zeit wurden bereits mehrfach veröffentlicht. Einige frühe Modelle werden bei CHANNELL et al. (1979) besprochen, zu nennen ist außerdem die Arbeit von ROEDER (1976). Weitere Modelle gaben BIJU-DUVAL & al. (1977), FRISCH (1977), ŞENGÖR et al. 1984, ARTYUSHKOV & BAER (1986), GEALEY (1988), SCOTESE et al. (1988; Weltkarten), DERCOURT et al. (1993), SMITH et al. (1994), STAMPFLI & MARCHANT (1995), SMITH (1996).

Zum Verständnis der Abläufe werden zusätzlich zu den Fixpunkten des Modells 1 Darstellungen für die Zeiträume Tithon und Coniac–Santon eingefügt. Die Stadien bei 66,7 Ma und 55,7 Ma sind weggelassen, da die Positionen Adrias sich in den zugehörigen Intervallen kaum ändern. An die Bilder selbst dürfen keine zu hohen Genauigkeitsansprüche gestellt werden, da für die dargestellten Umrisse (Kontinentalränder, Küstenlinien) nur je eine Projektion verwandt und für alle Kontinentpositionen beibehalten wurde. Um die Adria-Eurasien-Bewegung zeigen zu können, ist die Position Europas in allen Bildern festgehalten. In Folge dessen ist die (nicht angegebene) Paläo-Nordrichtung für jedes Bild verschieden. Der Bildrahmen wurde relativ groß gewählt, um die Bedeutung der Öffnung des Atlantiks, der Bewegungen Afrikas und der Größenverhältnisse von Afrika zu den Mikrokontinenten im Mittelmeerraum zeigen zu können.

2.2. Kontinent-Positionen zwischen Lias und Obermiozän

Lias-Dogger (>175 Ma, Abb. 10)

Daten

- Iberia ist noch mit Eurasien verbunden (ROEST & SRIVASTAVA, 1991), ebenso Adria.
- Die Moesische Platte ist mit dem Rhodopenkontinent verbunden und entlang der Tornquist-Linie von Eurasien getrennt.

Erläuterungen

Südlich der Moesischen Platte befinden sich die Mikrokontinente Paikon, Pelagonia, der Kimmerische Kontinent und Menderes. Pelagonia ist so gezeichnet, daß ein Abbrechen dieses Kontinentsplitters von Adria nahegelegt wird (ROBERTSON & DIXON, 1985). Eine Alternative wäre die ursprüngliche Lage in der Karpatenbucht Eurasiens.

Zwischen Adria und Iberia sind die Umrisse Korsikas, Sardinien und des kalabrisch-peloritanischen Massivs eingezeichnet.

Im Unterschied zu den meisten Rekonstruktionen führt die Auswertung der Rotationsdaten zu einem offenen ozeanischen Raum zwischen Afrika und Adria (vgl. Teil 1). Von diesem Raum wird der größte Teil durch spätere Bewegungen Afrikas gegen Adria und der ALKAPECA-Kontinente und des Bey-Dagları-Blocks gegen den Menderes-Kontinent subduziert. Reste des Ozeanbodens könnten vor der Großen Syrte und der Cyrenaika erhalten geblieben sein. Genau dort wird ozeanische Kruste von Dogger-Alter vermutet (LIVERMORE & SMITH, 1985). Insofern scheint ein gänzlicher kontinentaler Zusammenschluß von Afrika und Adria nicht erforderlich.

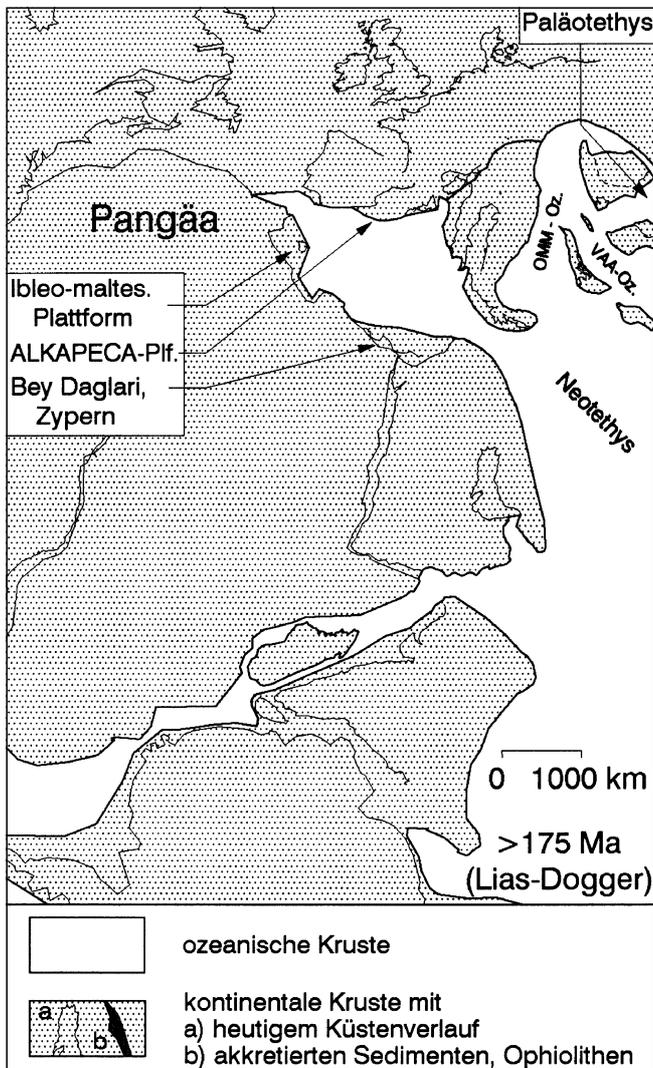


Abb. 10.
 OMM-Oz. = Othris-Mirdita-Meliata-Ozean; VAA-Oz. = Vardar-Axios-Ankara-Ozean.

Tithon (147 Ma, Abb. 11)

Daten

Zwischen Abb. 10 und 11:

- Öffnung des Atlantiks im oberen Dogger.
- Abspaltung Adrias von Eurasien im Dogger. Öffnung des piemontesischen Ozeans.
- Subduktion des Othris-Mirdita-Ozeans und Obduktion von Ophiolithen auf die pelagonische Kruste von Dogger bis Tithon (KODRA, 1995).
- Sedimentation im Severin-Graben ab Lias (BOJAR et al., 1996). Im folgenden entwickelt sich der Graben zu einem Graben-Ozean.
- Kollision des Paikon mit dem Rhodopenkontinent. Anschoppung von Paikon, Gevgelijazone, Stip-Axios-Massiv und Zirkum-Rhodope-Gürtel an das Serbomazedonische Massiv vor dem Tithon (KOCKEL, 1986).

Abb. 11:

- Beginnende Öffnung des Nordatlantiks (SMITH, 1996).
- Schließung der Dobrudscha-Sutur (Gradinaru-Phase im Oberjura [Kräutner, 1996]).
- Die Öffnung des Intrapontidischen „Ozeans“ im Jura (ŞENGÖR et al., 1984) spaltet den Sakarya-Kontinent vom Kimmerischen Kontinent ab.

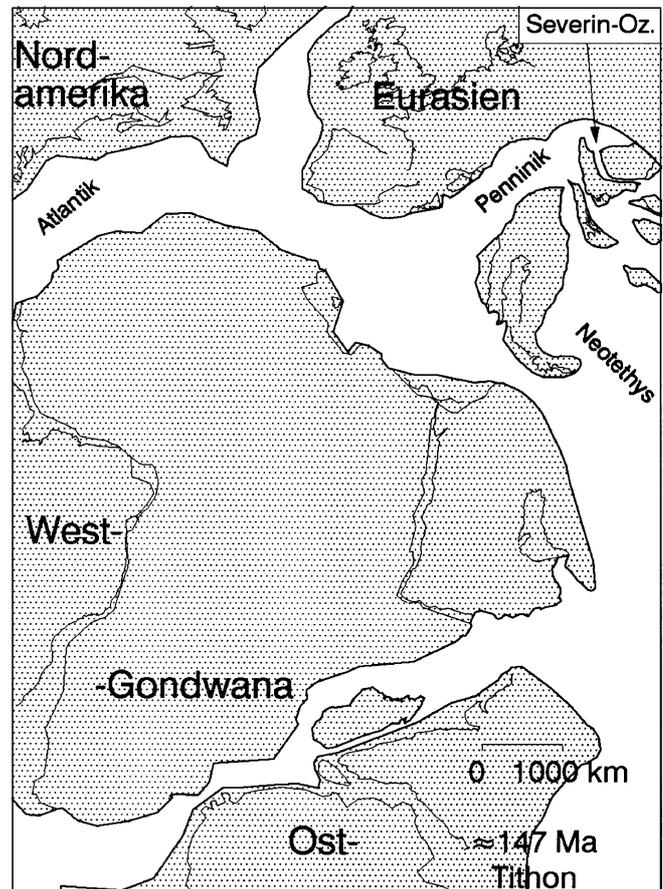


Abb. 11.

Erläuterungen

Die Drift Pelagonias quer zur Drift Adrias ist durch die Öffnung der Neotethys auf Kosten der Paläotethys bedingt, während die adriatische Bewegung durch die Öffnung von Atlantik und penninischem Ozean zustande kommt, deren *spreading*-Achsen fast senkrecht zu der der Neotethys stehen.

Apt (118 Ma, Abb. 12)

Daten

Zwischen Abb. 11 und 12:

- Austrische Phase im Ober-Neokom (TOLLMANN, 1963), hier als Plattenkonvergenz Adria-Pelagonia.

Abb. 12:

- Abtrennung Iberias von Eurasien ab 118 Ma (ROEST & SRIVASTAVA, 1991).
- Abspaltung des Briançonischen Kontinents von Eurasien und Öffnung des Nordpenninischen Ozeans bei rd. 120 Ma.
- Kollision des Pelagonischen Kontinents mit dem Serbomazedonischen Massiv (Teil des Rhodopenkontinents) in der Unterkreide (eohellenische Phase, KOCKEL [1986]).
- Kollision des Rhodopenkontinents mit der moesischen Plattform vor dem Cenoman (BURCHFIEL, 1980).
- Überschiebung des östlichen Zirkum-Rhodope-Gürtels auf den Rhodopenkontinent in der Unterkreide (BRAUN, 1993).

Erläuterungen

Die Abtrennung der Briançonischen Platte ist so dargestellt, daß deren kontinentale Kruste sofort gedehnt wird und sich in einzelne Inseln auflöst. Dies dürfte einer modernen Auffassung der Paläogeographie des Briançon-

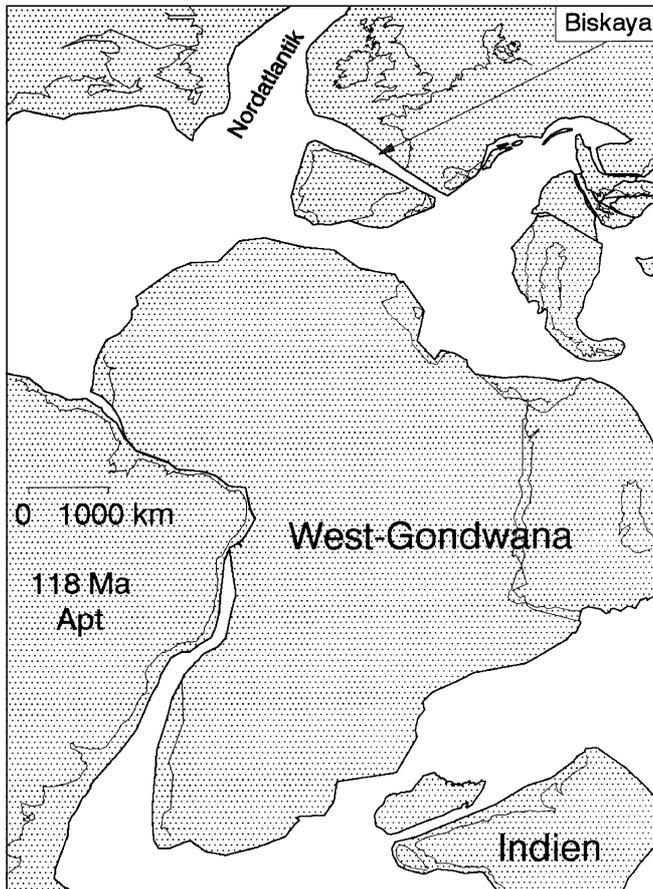


Abb. 12.

nais entsprechen (vgl. OBERHAUSER, 1995). Ein gutes Modell dieser Verhältnisse gibt der heutige Balearenbogen. In der späteren Karpatenbucht wird der Pienidische (Czorszyn-)Rücken von Eurasien getrennt.

Außerdem wird angenommen, daß der Nordteil Adrias, der spätere Ostalpin-Nordpannonische Block, sich entlang einer Blattverschiebung vom Hauptteil Adrias trennt. Die Trennung ist wegen räumlicher Probleme Voraussetzung für das Erreichen der heutigen Verteilung dieser Krustenblöcke, wenn die Startpositionen so wie in Abb. 10 waren. Die Bruchlinie zwischen Ostalpen und Adria könnte sich später zur Periadriatischen Naht entwickeln.

Während der Südostbewegung Adrias und des Ostalpenblocks wird der Südteil des Othris-Mirdita-Meliata-Ozeans unter Pelagonia subduziert. Dabei kommt es zu den frühen Überschiebungen im Ostalpin (austrische Phase).

ROEDER hatte 1976 vermutet, daß Chromspinell in den Roßfeldschichten (Unterkreide) von einer Sutur im Hinterland (!) des Ostalpines abzuleiten wäre. Dem Modell nach wäre die Quelle des Chromspinells in den großen Ophiolithmassen am Westrand Pelagonias zu suchen. Durch die Bewegung des Ostalpines und des Nordpannonischen Blocks mit Adria wird automatisch der Grund geliefert, warum es zu der in Teil 1, Kap. 1.4.3 diskutierten und in Kap. 1.4.4 konstruierten Relativbewegung zwischen Afrika und Adria kommt: Adria kollidiert nämlich nach 118 Ma, wie erwähnt, mit Pelagonia. Währenddessen bewegt sich Afrika weiter nach Osten, so daß es zum Versatz kommt. Sehr wahrscheinlich lassen sich also die austrische Phase der Ostalpen und die eohellenische Phase der Helleniden derselben Orogenese zuordnen.

Die Kollision Adrias mit Pelagonia könnte auch auf den Rhodopen-Kontinent und den Severin-Ozean eingewirkt haben. Im Getikum der Südkarpaten liegt eine mit der austrischen wie mit der eohellenischen Phase korrelierbare Schichtlücke von Oberapt bis Alb vor (BOJAR et al., 1996).

Cenoman (92 Ma, Abb. 13)

Daten

- Öffnung des Südatlantiks in der Unterkreide.
- Abspaltung des Rockall-Mikrokontinents von Eurasien vor der Oberkreide (BAILEY et al., 1974).
- Schließung des Severin-Ozeans im Alb (BURCHFIEL, 1980).

Erläuterungen

Adria dreht sich weiter gegen den Uhrzeigersinn, wobei der Nordteil Pelagonia in OSO-Richtung unterschiebt. Wenn akzeptiert wird, daß der Beginn der vorgosauischen Phase in das Cenoman fällt (EISBACHER et al., 1990), können OSO-Bewegung und tektonische Phase korreliert werden.

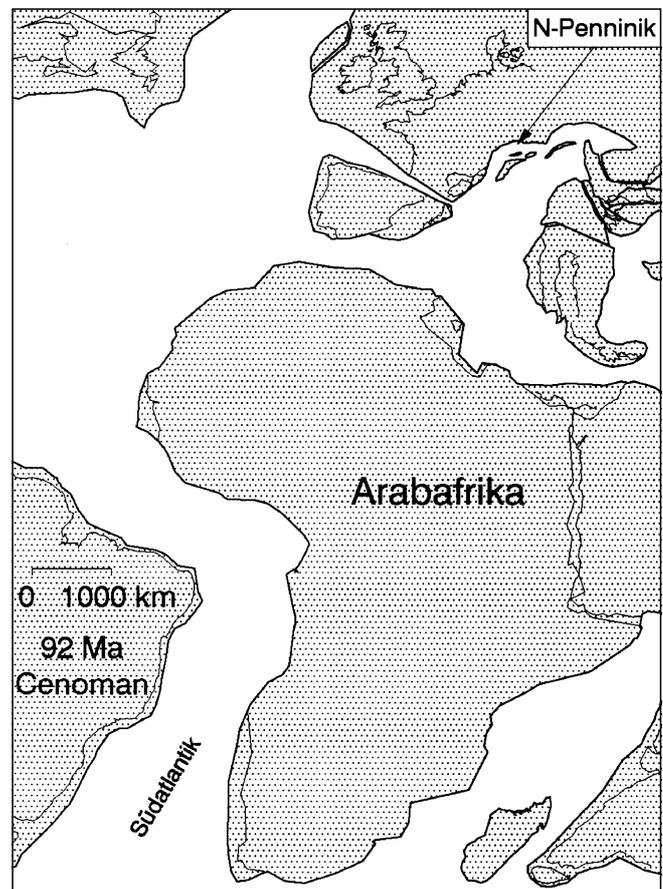


Abb. 13.

Coniac/Santon (86 Ma, Abb. 14)

Daten

- Iberia wird vor 84 Ma Teil der Afrikanischen Platte und wird bis 35,5 Ma (Abb. 8) starr mit Afrika bewegt (ROEST & SRIVASTAVA, 1991). Es wird darauf hingewiesen, daß die von ROEST & SRIVASTAVA eruierten Bewegungen Iberias mit Afrika (gegen Eurasien) mit den Bewegungen im Modell von DEWEY et al. (1989) zwischen 84 Ma und 35,5 Ma gut übereinstimmen.

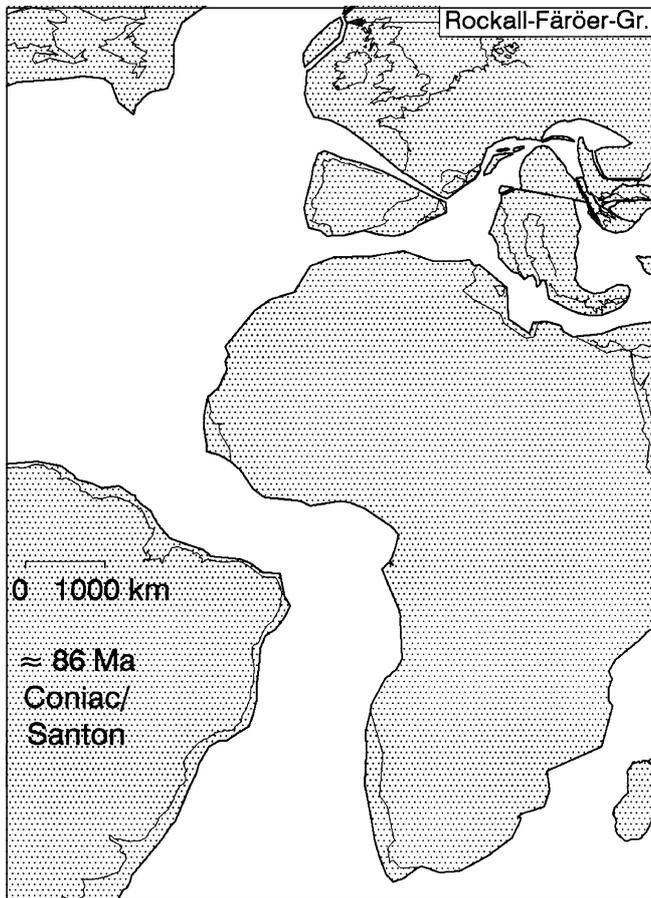


Abb. 14.

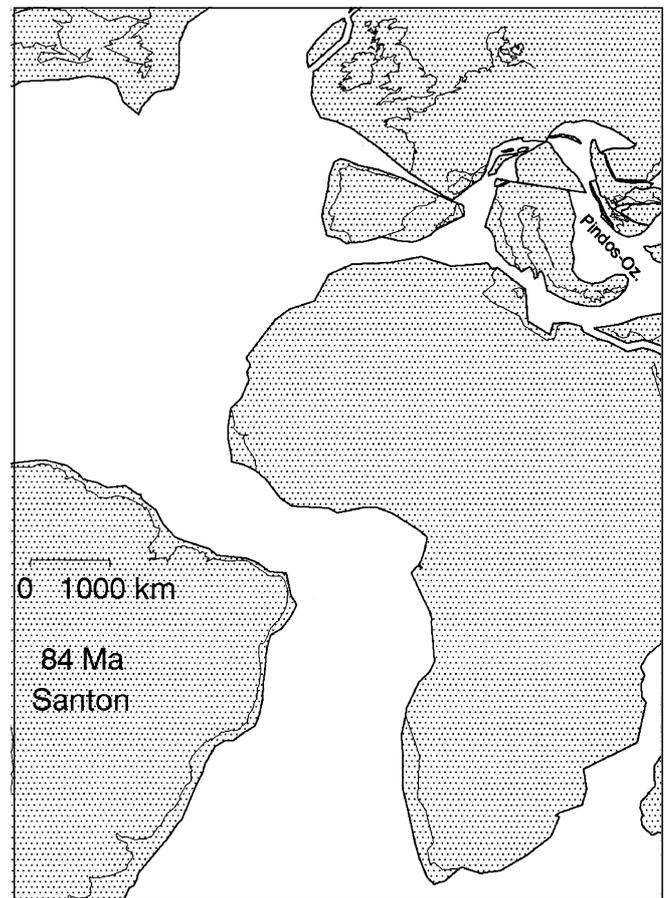


Abb. 15.

- Beginn der oberkretazischen Extension im Ostalpin und in den Helleniden (JACOBSHAGEN & WALLBRECHER, 1985).

Erläuterungen

Im Coniac kommt es zur Abtrennung Adrias von Eurasien. In der vorgosausischen Phase bereits unterschobene Teile des Ostalpins werden exhumiert. Extension in NW-SO- bzw. heutiger O-W-Richtung. Anlage der Gosau-Becken im Coniac und Campan. Der Nordpenninische Ozean beginnt sich zu schließen.

Santon (84 Ma, Abb. 15)

Daten

- Krustendehnung in der Biskaya, Kompression im Pyrenäenraum (ROEST & SRIVASTAVA, 1991).
- SO- oder OSO-Bewegung im Senon-Flysch der Südkarpaten (nördliche Rhodopen-Platte; BOJAR et al., 1996).

Erläuterungen

Die Bewegung des Rhodopen-Kontinents nach OSO erfordert die Annahme einer *spreading*-Achse westlich davon. Dies paßt gut zur NW-Bewegung Adrias auf der anderen Seite des Pindos-Ozeans. Vermutlich führt dieselbe Bewegung zu einer Krustendehnung im Balkanraum (Einbruch der Srednogorje in der Oberkreide). Mit der Annäherung an Europa verkleinert sich die Oberfläche des ostalpinen Terranes durch Deckenstapelung.

Campan/Maastricht (74 Ma, Abb. 16)

Daten

- Der Rockall-Färöer-Graben wird spätestens ab 80 Ma inaktiv (BAILEY et al., 1974).

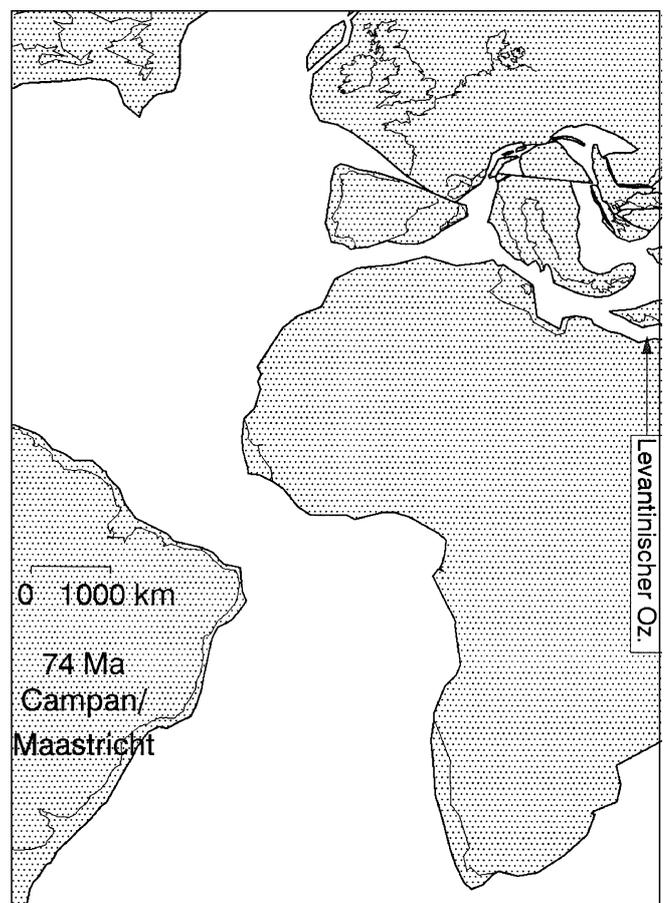


Abb. 16.

- Krustendehnung in der Biskaya, Kompression im Pyrenäenraum (ROEST & SRIVASTAVA, 1991).
- Teilweise Schließung des Piemontesischen Ozeans? (DEVILLE, 1993).

Mittel-Eozän (48,8 Ma, Abb. 17)

Daten

Zwischen Abb. 16 und 17:

- Tektonogenese in den Pyrenäen an der K/T-Grenze.
- Im Briançonnais keine Kompression von Maastricht bis Paläozän; Vulkanismus (DEVILLE, 1993).

Abb. 17:

- Krustendehnung in der Biskaya, Kompression im Pyrenäenraum. Rechtsseitenverschiebung zwischen Eurasien und Iberia (ROEST & SRIVASTAVA, 1991)
- Überschiebung des Süd- und Mittelpenninikums im mittleren Alpenraum (Engadiner Fenster, Prättigauer Halfenster; NANNY, 1948; OBERHAUSER, 1983).

Erläuterungen

In die Zeit von Maastricht bis Paläozän fallen die Ost- und Südwestbewegung Adrias (für Bozen, vgl. Teil 1, Abb. 9). Diese Bewegungen wirken im westlichen Vorland (Briançonnais) dehnend und seitenverschiebend, daher werden dort keine Kompressionserscheinungen beobachtet.

Eozän/Oligozän (35,5 Ma, Abb. 18)

Daten

- Die Grenze zwischen Afrikanischer und Eurasiatischer Platte verläuft ab 35,5 Ma wieder S Iberias in der Azoren-Gibraltar-Bruchzone (ROEST & SRIVASTAVA, 1991).

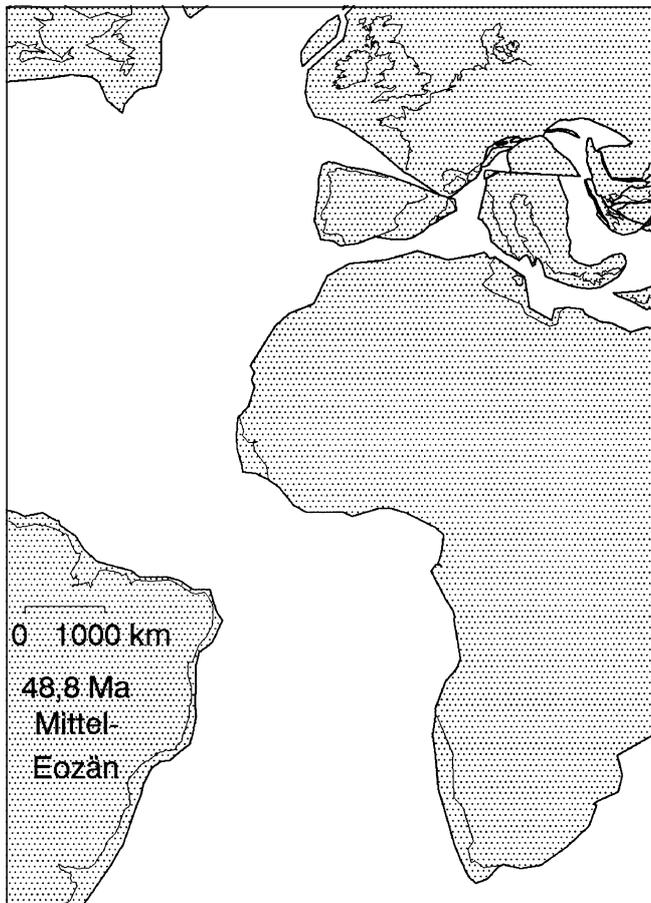


Abb. 17.

- Abspaltung des ALKAPECA-Kontinents (Bouillin et al. 1986).
- Beginn der Überschiebung des Briançonnais > 38 Ma (DEVILLE, 1990).
- Drehung des Tisza-Blocks von der Oberkreide bis ins Oligozän +15,5 (PATRASCU et al., 1994).

Erläuterungen

Pyrenäische Hauptphase im mittleren bis oberen Eozän. Die Ausquetschung des Nordpannonischen Blocks beginnt etwa gleichzeitig mit der Drehung des Tisza-Mikrokontinents.

Unter-Miozän (19,4 Ma, Abb. 19)

Daten

- Zerfall des ALKAPECA-Kontinents und Abspaltung des Alboran-Blocks im Oligozän (BOUILLIN et al., 1986). Abspaltung der Balearen.
- Öffnung des Ligurischen Ozeans im Oberoligozän – Untermiozän. Drehung von Korsika und Sardinien (BURRUS, 1984).
- Deckentektonische Hauptphase im Tell-Atlas (CAIRE, 1973).
- Kompression im Pyrenäenraum (ROEST & SRIVASTAVA, 1991).
- Der Nordpannonische und der Tisza-Block werden durch Adria als Hinterland in den pannonischen Raum eingepreßt (BALLA, 1987). Drehung des Tisza-Blocks um +63° (PATRASCU et al., 1994)
- Drehung der Tripolitza-Platte um >25° vom Oligozän bis Miozän (WESTPHAL et al., 1986).
- Trennung zwischen uhrzeigersinnig und -gegensinnig gedrehten Teilen Adrias nördlich der Pec-Skutari-Linie (MAURITSCH et al., 1995).

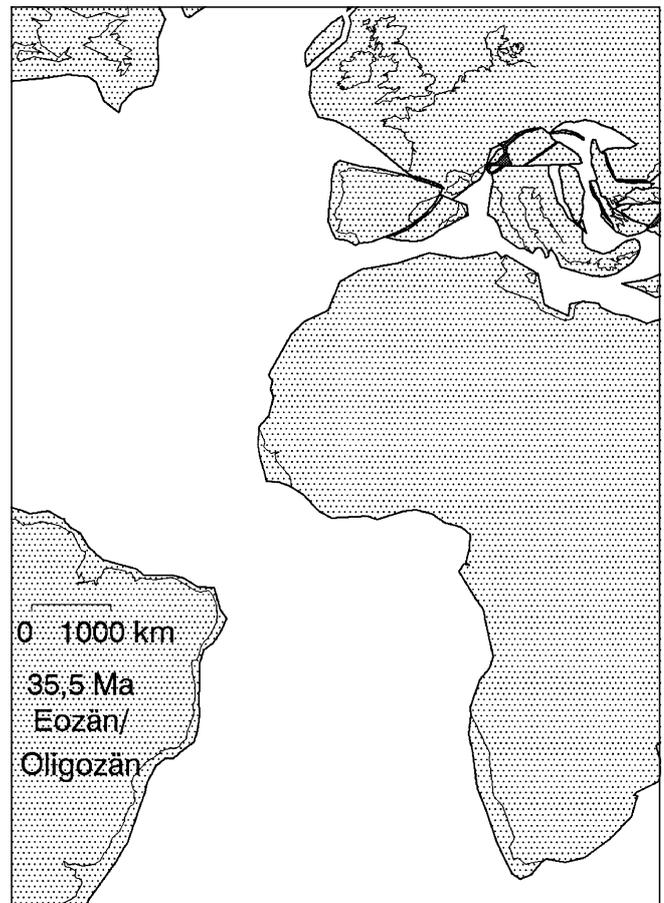


Abb. 18.

Erläuterungen

Die Drehbewegung Adrias gegenüber dem Südalpen-Block beginnt. Aus geometrischen Gründen muß es im westlichen Po-Becken zur Krustendehnung kommen.

Im ostalpinen Bereich werden die Kalkalpen-Decken und das Mittelostalpin gestapelt.

Die Ausquetschung des Nordpannonischen Blocks setzt sich fort. Da dieser Keil nicht zwischen dem Hauptteil Adrias und dem Südalpen-Block, sondern zwischen Südalpen-Block und Ostalpin ausgequetscht wird, tritt das geometrische Problem auf, eine zusätzliche Drehung des Südalpen-Blocks im Zuge seiner Annäherung an das Ostalpin zu vermeiden. Das Problem wurde hier gelöst, indem die bekannte Drehung des Kalkalpins im Uhrzeigersinn mit der Ausquetschung verknüpft wurde.

Ober-Miozän (8,9 Ma, Abb. 20)

Daten

- Entstehung des Rif-Gebirges und der Betischen Kette (BOUILLIN et al., 1986).
- Orogenese des Tell-Atlas im Miozän und Pliozän (CAIRE, 1973).
- Grabenbildung zwischen Afrika und der ibleo-maltesischen Plattform. Kollision mit dem peloritisch-kalabrischen Massiv.
- Platznahme der Decken der Nördlichen Kalkalpen im Miozän (gravitatives Abgleiten von den Hebungsgebieten). Freilegung des Mittelostalpins.
- Entstehung der Judikarielinie im Endstadium der Drehung Adrias gegen das Südalpin. Indentation.
- Endstadium der Einwanderung von Nordpannonischem und Tisza-Mikrokontinent (BALLA, 1987).

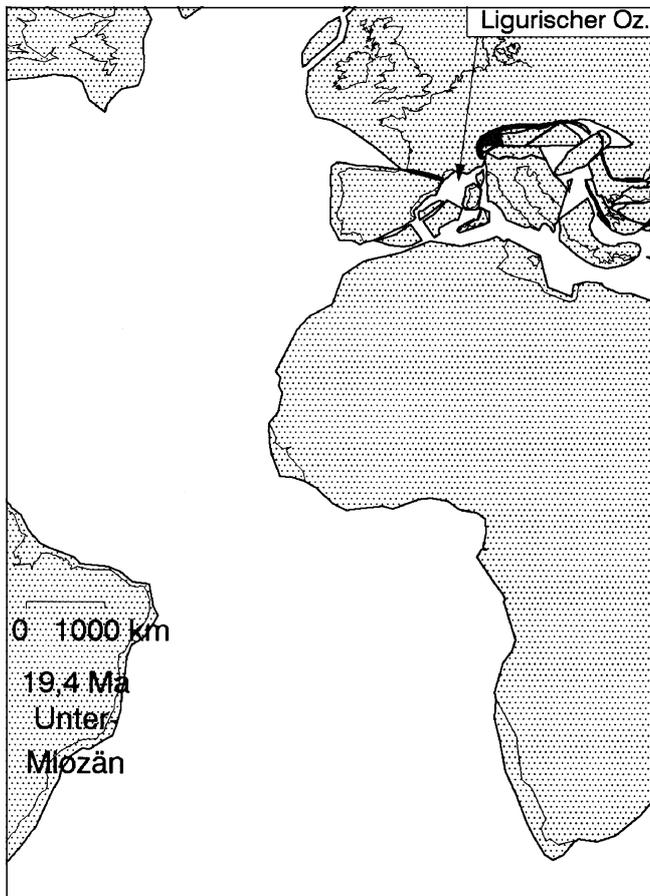


Abb. 19.

- Drehung der Tripolitza-Platte um 25° während des Miozäns und Pliozäns (WESTPHAL et al., 1986). Kreta verbleibt ungefähr in seiner Lage.
- Drehung der Rhodopen im Jungtertiär -11° (NOZHAROV et al., 1990).
- Linksseitiger Versatz an der Nordanatolischen Störung: 85 km (ŞENGÖR, 1979).

Erläuterungen

Die Kollision von Arabien und den anatolischen Mikrokontinenten im Obermiozän verursacht den Versatz der anatolischen Baueinheiten (Kırşehir-, Menderes-, Bey Dagları- und Sakarya-Krustenblöcke) nach Westen und seitliche Ausweichbewegungen nach Süden in der Ägäis.

Aus Platzgründen kann die Tripolitza-Platte ihre heutige Lage erst nach 8,9 Ma erreicht haben. Hierzu ist noch ein bedeutender Transport in nördlicher Richtung notwendig (>100 km).

2.3. Ergebnisse

- 1) Von entscheidender Bedeutung für die Verwirklichung des Modells einer weitgehend gemeinsamen Drehbewegung des Ostalpin-Nordpannonischen Mikrokontinents mit Adria sowie Adrias mit Afrika ist die Entkopplung der drei Teile während der Unterkreide. Nach dem Apt treten Platzprobleme auf, die eine starre Verbindung nicht zulassen.
- 2) Der in Teil 1 geforderte, modellimmanente Versatz Adrias in eine neue Startposition war durch die Überlappung Adrias mit Teilen Südwesteuropas begründet. Um von der neuen Position mit den gegebenen kinema-

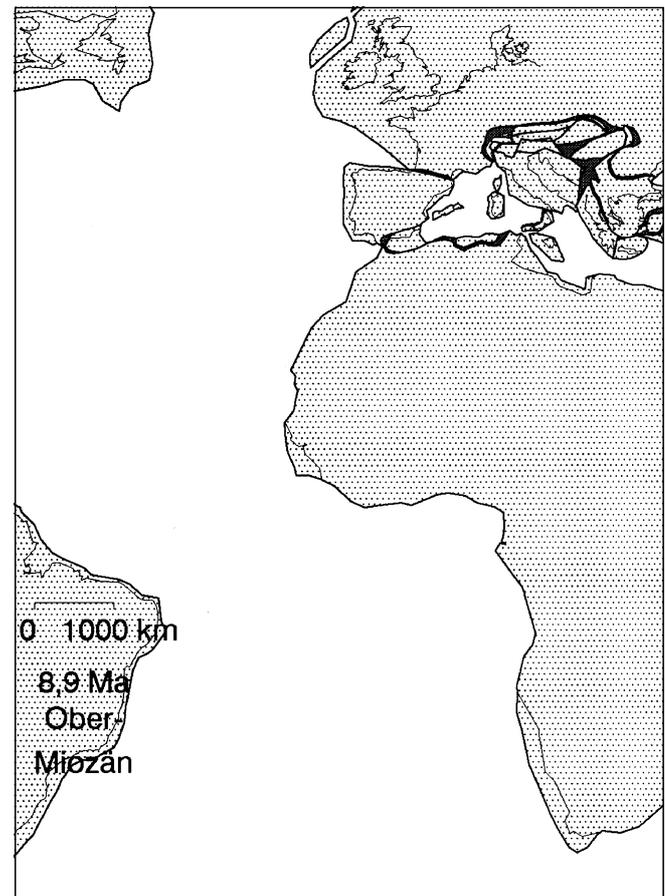


Abb. 20.

tischen Daten zur heutigen Endposition Adrias zu gelangen, muß dieser Versatz in irgendeinem Bereich des kinematischen Pfades – wie gezeigt zwischen 118 Ma und 84 Ma – abgefahren werden. Diese rein theoretisch notwendige Relativbewegung Adrias gegen Afrika findet im plattentektonischen Modell ihre Erklärung, da Adria im selben Zeitraum mit Pelagonia kollidiert, während Afrika sich weiterbewegt. Die jüngeren Bewegungen ab 84 Ma (Santon) sind gänzlich unproblematisch und werden außerdem durch das kinematische Modell 2 im wesentlichen bestätigt. Das plattentektonische Modell zeigt, daß der in Teil 1 hergeleitete kinematische Pfad tatsächlich ein möglicher Pfad der Adria-Eurasien-Bewegung ist.

- 3) Wenn das Ostalpin mit Adria bewegt wird, ergibt sich ferner, daß der kimmerische und der austrische Anteil der Deformation aus der Drift gegen Teile der heutigen Balkanhalbinsel vor 118 Ma stammt. Die vorgosauische Phase läßt sich mit der Kollision des Ostalpen-Blocks mit Pelagonia korrelieren. Dies erklärt insbesondere die bekannte, frühere und stärkere Deformation der östlichen Teile des Ostalpins im Vergleich zu den westlichen Anteilen, die bei einer Westbewegung nicht plausibel wäre.

Die alpine Orogenese beginnt erst mit der Kompression und Subduktion des Raumes zwischen Adria und Eurasien und mit der Umkehrung der Bewegungsrichtung Adrias in der Oberkreide. Dafür spricht auch, daß die Kreidezeit im Vorland der Alpen eine Zeit tektonischer Ruhe war und von daher keine Hinweise auf eine Plattenkonvergenz vorhanden sind. Im Gegensatz zu der Darstellung im früheren, nahezu fixistischen Modell von RATSCHBACHER et al. (1989) haben die alpalidischen Phasen des Ostalpins keinen Zusammenhang mit der Orogenese der eigentlichen Alpen, sondern der ostalpine Block wurde bereits in deformiertem Zustand in die Alpen eingebaut.

Dank

Für Diskussionen und Hinweise bedanken sich die Autoren bei Prof. Dr. Gerhard SPAETH, Aachen.

Literatur

- ARTYUSHKOV, E.V. & BAER, M.A.: Mechanism of formation of fold belts: The Alpine-Carpathian region. – In: WEZEL, F.C. (Hrsg.): The origin of arcs. Developments in Geotectonics, **21**, 191–232, 8 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1986.
- BAILEY, R., GRZYWACZ, J. & BUCKLEY, J.: Seismic reflection profiles of the continental margin bordering the Rockall Trough. – J. Geol. Soc. London, **130**/1, 55–69, 5 Abb., 1 Tab., London 1974.
- BALLA, Z.: Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. – Tectonophysics, **139**, 67–98, 12 Abb., 8 Tab., Amsterdam 1987.
- BEHRMANN, J.H.: Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **76**, 1–180, 92 Abb., 10 Prof., Stuttgart (Schweizerbart) 1990.
- BIJOU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. – In: BIJOU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Hrsg.): Structural history of the Mediterranean basins. Histoire structurale des bassins méditerranéens. Symp. internat., Split – Yougoslavie, 25–29 octobre 1976, 143–164, 4 Abb., 1 Tab., Paris (Editions Technip) 1977.
- BOJAR, A.-V., NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., FRITZ, H. & WALLBRECHER, E.: Geodynamic evolution of the southwestern South Carpathians: Structural, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and fission-track data. – In: Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, 6. Symposium, Salzburg, 10. – 15. April 1996, 37–40, 2 Abb., Wien (Fakultas Universitätsverlag) 1996.
- BORMIOLI, D. & LANZA, R.: Rotazioni antiorarie nelle rocce terziarie delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale. – In: Atti del convegno "Rapporti Alpi – Appennino" e guide alle escursioni. Peveragno (CN), 31 Maggio – 1 Giugno 1994, Acad. Naz. Sci., scritti e documenti, **XIV**, 277–289, 4 Abb., 1 Tab., Rom 1995.
- BOUILLIN, J.-P., DURAND-DELGA, M. & OLIVIER, P.: Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive features, genesis and development stages. – In: WEZEL, F.C. (Hrsg.): The origin of arcs. Developments in Geotectonics, **21**, 281–304, 8 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1986.
- BRAUN, E. v.: The Rhodope Question viewed from eastern Greece. – Z. dt. geol. Ges., **144**/2, 406–418, 1 Karte 1 : 200000, Hannover 1993.
- BURCHFIEL, B.C.: Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. – Tectonophysics, **63**, 31–61, 12 Abb., Amsterdam 1980.
- BURRUS, J.: Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (north-western Mediterranean). – Mar. Geol., **55**, 247–269, 15 Abb., Amsterdam 1984.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, No. 14/Blatt 420 Ardez <Siegfriedatlas>, Erläuterungen. Hrsg: Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges. – 51 S., 1 Profilaf., 3 Taf., 4 Abb., 1 farbige Karte, im Text 4 Prof., Bern (Francke) 1941.
- CAIRE, A.: The Calabro-Sicilian Arc. – In: DE JONG, K. & SCHOLTEN, R. (Hrsg.): Gravity and tectonics, 157–173, 10 Abb., New York (Wiley) 1973.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B.: Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs. – In: WEZEL, F.C. (Hrsg.): The origin of arcs. Developments in Geotectonics, **21**, 253–280, 10 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1986.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B. & HORVÁTH, F.: Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography. – Earth Sci. Rev., **15**, 213–292, 18 Abb., 4 Tab., Amsterdam 1979.
- DAURER, A.: Short notes on the Idalp ophiolites (Engadin window, Tyrol, Austria). – Ofioliti, **5**/1, 101–106, 2 Abb., Bologna 1980.
- DERCOURT, J., RICOU, L.-E. & VRIELNYCK, B. (Hrsg.): Atlas Thethys. Palaeoenvironmental maps. – 307 S., 1 Taf., 14 Farbkarten, Paris (Gauthier-Villars) 1993.
- DEVILLE, É.: Principaux traits de la structure géologique de la région de Tignes mis en évidence par la Carte Géologique Tignes 1 : 50.000. – Géologie de la France, **1**, 45–51, Paris 1990.
- DEVILLE, É.: Tectonique précoce crétacée et orogénèse tertiaire dans les Schistes lustrés des Alpes Occidentales: exemple de la transversale de la Vanoise. – Geodin. Acta, **6**/1, 19–37, 10 Abb., Paris 1993.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.W.H. & KNOTT, S.D.: Kinematics of the western Mediterranean. – In: Alpine Tectonics, Geol. Soc. London spec. publ., **45**, 265–283, 6 Abb., 1 Tab., London (Blackwell) 1989.
- EISBACHER, G., LINZER, G., MEIER, L. & POLINSKI, R.: A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – Ecl. geol. Helv., **83**, 711–725, 1 Taf., 2 Abb., Basel 1990.
- FÖRSTER, H., SOFFEL, H. & ZINSSER, H.: Palaeomagnetism of rocks from the eastern Alps from north and south of the Insubrian Line. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **149**/1, 112–127, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.
- FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 263–275, 5 Abb., Wien 1977.
- GEALEY, W.K.: Plate tectonic evolution of the Mediterranean – Middle East region. – Tectonophysics, **155**, 285–306, 8 Abb., Amsterdam 1988.

- GRAUL, H., Beitrag von WIESENER, H.: Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland. Mit einem geröllpetrographischen Abschnitt von Hans WIESENER. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., n.F., **46**, 56 S., 9 Abb., 1 Karte, München 1939.
- HARLAND, W.R., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G.: A geologic time scale 1989. – 263 S., Cambridge University Press, Cambridge /GB – New York 1990.
- HELLER, F., LOWRIE, W. & HIRT, A.M.: A review of palaeomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Hrsg.): Alpine tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**, 399–420, 8 Abb., Oxford, London u.a. (Blackwell) 1989.
- JACOBSSHAGEN, V., RISCH, H. & ROEDER, D.: Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. – Z. dt. geol. Ges., **127**, 133–145, 2 Abb., Hannover 1976.
- JACOBSSHAGEN, V. & WALLBRECHER, E.: Pre-Neogene nappe structure and metamorphism of the North Sporades and the southern Pelion peninsula. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): The geologic evolution of the Eastern Mediterranean, geol. Soc. London Spec. Publ., **17**, 591–602, 8 Abb., London 1985.
- KÁZMER, M. & KOVÁCS, S.: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – Acta Geol. Hung., **28**, 71–84, 13 Abb., Budapest 1985.
- KIPFER, R. & HELLER, F.: Paleomagnetism of Permian red beds in the contact aureole of the Tertiary Adamello intrusion (northern Italy). – Physics Earth Planet. Interiors, **52**, 365–375, 4 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1988.
- KLITGORD, K.D. & SCHOUTEN, H.: Plate kinematics of the central Atlantic. – In: VOGT, P.R. & TUCHOLKE, B.E. (Hrsg.): The Geology of North America, vol. M: The western North Atlantic region, 351–378, 12 Abb., 4 Tab., Boulder/USA (Geol. Soc. Am.) 1986.
- KOCKEL, F.: Die Vardar-(Axios-)Zone. – In: JACOBSSHAGEN, V. (Hrsg.): Geologie von Griechenland. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, **19**, 150–168, 3 Abb., 1 Tab., Berlin, Stuttgart (Bornträger) 1986.
- KODRA, A.: Tectonic zones of Albania. – In: BRGM: Workshop on Albanian ophiolites and related mineralization. Documents du BRGM, 244, 101–108, 4 Abb., 1 Tab., Paris 1995.
- KRÄUTNER, H.G.: Alpine rifting, subduction and collision in the Romanian Carpathians. – In: Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, 6. Symposium, Salzburg, 10.–15. April 1996. 230–234, 3 Abb., Wien (Fakultas Universitätsverlag) 1996.
- LIVERMORE, R.A. & SMITH, A.G.: Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean region. – In: STANLEY, D.J. & WENZEL, F.-C. (Hrsg.): Geological evolution of the Mediterranean basin. 83–98, 19 Abb., 6 Tab., New York (Springer) 1985.
- LOWRIE, W.: Paleomagnetism and the adriatic promontory: a reappraisal. – Tectonics, **5/5**, 797–807, 3 Abb., 4 Tab., Washington 1986.
- MATTMÜLLER, C.R.: Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 319–328, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1991.
- MATTMÜLLER, C.R.: Die Deformation 2 in der Pfundser Schuppenzone (Engadiner Fenster). – In: Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, 6. Symposium, Salzburg, 10.–15. April 1996. 267–270, 2 Abb., Wien (Fakultas Universitätsverlag) 1996a.
- MATTMÜLLER, C.R.: Geometrische Untersuchung des Inntalgebirges. – Jb. Geol. B.-A., **139/1**, 45–69, 18 Abb., Wien 1996b.
- MAURITSCH, H., SCHOLGER, R., BUSHATI, S.L. & RAMIZ, H.: Palaeomagnetic results from southern Albania and their significance for the geodynamic evolution of the Dinarides, Albanides and Hellenides. – Tectonophysics, **242**, 5–18, 9 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1995.
- MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. – In: Univ. Wien (Hrsg.): KOBER-Festschrift „Skizzen zum Antlitz der Erde“, 168–192, 1 Taf., 1 Abb., Wien (Hollinek) 1953a.
- MEDWENITSCH, W.: Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. – Unveröffentl. Habil.-Schrift Univ. Wien 1954.
- MARTON, E.: Kinematics of principal tectonic units of Hungary from paleomagnetic observation. – Geodin. Geophys. Mont. Hung., **25**, 387–397, Budapest 1990.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rätikon und Plessur. – 127 S., Dipl. Arb. Univ. Zürich 1948.
- NOZHAROV, P., DOLAPCHIEVA, M. & PETKOV, N.: Paleomagnetism of the young magma rocks from the Rhodope massif. – Geologica Rhodopica, **2**, 25–35, 2 Tab., Thessaloniki 1990.
- ÖBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – In: Geol. B.-A. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. 291–299, 4 Abb., 1 Profil, S. 99 1 Profil, S. 334 1 Karte, Wien – New York (Springer) 1980.
- ÖBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 71–93, 6 Taf., 5 Abb., Wien 1983.
- ÖBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – Jb. Geol. B.-A., **138/2**, 369–432, 14 Abb., Wien 1995.
- PĂTRAȘCU, St., PANAIOTU, C., SECLĂMAN, M. & PANAIOTU, C.E.: Timing of rotational motion of Apuseni Mountains (Romania): paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. – Tectonophysics, **233**, 163–176, 6 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1994.
- PAULCKE, W.: Tertiär im Antirhätikon und die Beziehungen der Bündner Decke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. – Centralbl. Mineral. Geol. Paläontol., **1910**, 540–548, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1910.
- PAULCKE, W.: Unterengadin. – In: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern, III. Geol. Rdsch., 3/5–6, 438–449, 1 Taf., 4 Abb., dabei 5 Prof., Leipzig (W. Engelmann) 1912.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., CUNNINGHAM, P.C., DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., PARISH, M., SHEPLEY, M.G., WALLIS, S. & WESTON, P.J.: Kinematics of the alpine arc and the motion history of Adria. – Nature, **337**, 158–161, 3 Abb., London (Macmillan) 1989.
- PLATT, J.P., LISTER, G.S., CUNNINGHAM, P.C., WESTON, P.J., PEEL, F., BAUDIN, T. & DONDEY, H.: Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Hrsg.): Alpine tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**, 135–152, 13 Abb., London 1989.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I.: The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. – 307 S., London, New York u.a. (Academic Press) 1983.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, 4 Abb., 1 Tab., Boulder/USA 1989.
- RICOU, L.-E., DERCOURT, J., GEYSSANT, J., GRANDJACQUET, C., LEPVRIER, C. & BIJOU-DUVAL, B.: Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys. – Tectonophysics, **123**, 83–122, 2 Abb., Amsterdam 1986.
- ROBERTSON, A.H.F. & DIXON, J.E.: Aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., **17**, 1–73, London 1985.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. dt. geol. Ges., **127/1**, 87–103, 11 Abb., Hannover 1976.
- ROEST, W.R. & SRIVASTAVA, S.P.: Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. – Geology, **19**, 613–616, 5 Abb., Boulder/USA 1991.
- ŞENGÖR, C.: The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. – J. Geol. Soc. London, **136/3**, 269–282, 6 Abb., London 1979.

- ŞENGÖR, C., YILMAZ, Y. & SUNGURLU, O.: Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Hrsg.): The geological evolution of the eastern Mediterranean, Geol. Soc. London Spec. Publ., **17**, 77–112, 10 Abb., 1 Tab., London 1984.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R.: Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig thrust, eastern Alps. – Tectonics, **8/4**, 697–718, 14 Abb., dabei 1 Karte, 4 Prof., Washington (AGU) 1989.
- SCOTese, C.R., GAHAGAN, L. & LARSON, R.L.: Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. – Tectonophysics, **155**, 27–48, 12 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1988.
- SMITH, A.G., SMITH, D.G. & FUNNEL, B.M.: Atlas of mesozoic and cenozoic coastlines. – 99 S., Cambridge/GB (Cambridge University Press) 1994.
- SMITH, A.G.: Some aspects of the Phanerozoic paleogeographic evolution of Europe. – Z. dt. geol. Ges., **147/2**, 147–168, 13 Abb., Stuttgart 1996.
- SRIVASTAVA, S.P. & TAPSCOTT, C.R.: Plate kinematics of the North Atlantic. – In: VOGT, P.R. & TUCHOLKE, B.E. (Hrsg.): The Geology of North America, vol. M: The western North Atlantic region, 379–404, 10 Abb., 3 Tab., Boulder/USA (Geol. Soc. Am.) 1986.
- STAMPFLI, G. & MARCHANT, R.H.: Plate configuration and kinematics in the Alpine region. – In: Atti del convegno „Rapporti Alpi – Appennino“ e guide alle escursioni. Peveragno (CN), 31 Maggio – 1 Giugno 1994, Acad. Naz. Sci., scritti e documenti, **XIV**, 147–166, 6 Abb., Rom 1995.
- STAUB, R. & CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – Ecl. geol. Helv., **16/2**, 223–285, 4 Abb., 1 Karte, Lausanne (G. Bridel) 1922.
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 111–174, 5 Taf., 12 Abb., 16 Tab., Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese [Textband]. – 256 S., 11 Taf., 23 Abb., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Unterengadiner Fenster. – In: Geologie von Österreich. I, 76–83, 1 Abb., Wien (Deuticke) 1977.
- TRÜMPY, R.: Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rdsch., **61**, 961–964, Stuttgart 1972.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. Oekologische Untersuchungen im Unterengadin, 4. – Erg. wiss. Unters. Schweizer. Nat.park, **XII**, 71–87, 1 Karte, 2 Profile, Chur 1972.
- VANDENBERG, J. & WONDERS, A.A.H.: Palaeomagnetic evidence of large fault displacement around the Po-Basin. – Tectonophysics, **33**, 301–320, 9 Abb., 4 Tab., Amsterdam 1976.
- VANDENBERG, J.: Palaeomagnetic data from the western Mediterranean: a review. – Geol. Mijnb., **58**, 161–174, 9 Abb., 6 Tab., Dordrecht 1979.
- WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.-P., PECHERSKY, D. & SIBUET, J.-C.: Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. – Tectonophysics, **123**, 37–82, 20 Abb., 7 Tab., Amsterdam 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. Mai 1997