

Eine verbesserte Anpassung von Südamerika an Afrika

Ergebnisse einer Rekonstruktion der ursprünglichen Form von Rift-Becken

Abstract

A method for palinspastic reconstruction of rift basins is described here. It is based on the assumption of isostatic equilibrium and calculated from the present topography and sediment thickness in a rift basin. Passive continental margins along eastern South America and western Africa were moved landward from the ocean-continent boundary approximately 100 km. When South America is rotated to Africa, a tight fit with Africa results along the northern and central margins of South America. The southern part of South America was rotated to fit against Africa based on the palinspastic reconstruction of the San Jorge, Colorado and Salado marginal rift basins in Argentina. The method could also be applied to passive margins to calculate the total amount of crustal stretching that occurred during continental extension and rifting. The pre-rift condition of passive margins could then be calculated for more accurate initial fits between conjugate passive margins.

1 Die geometrische Anpassung von Südamerika und Afrika

Frühere Rekonstruktionen der Anpassung Südamerikas und Afrikas haben beide Kontinente als starre Platten betrachtet, was jedoch auf der afrikanischen Seite zwischen Nordost-Brasilien und dem Rand Guineas sowie zwischen den südlichen Enden der beiden Kontinente zu Spalten führt. Bullard et al. [1] ließen sowohl eine Spalte zwischen Nord-Brasilien und dem Rand Guineas als auch eine größere Spalte zwischen den Südrändern der beiden Kontinente. Die Rekonstruktion von Rabinowitz und LaBrecque [2] verringerte die Spalte zwischen Brasilien und Guinea und verbesserte damit die Anpassung der nordöstlichen Ecke Brasiliens und Afrikas, es ergab sich eine größere Lücke zwischen den Süden der beiden Kontinente.

Rekonstruktionen, die Afrika als zwei Platten und Südamerika als eine einzelne starre Platte betrachteten, ließen wiederum eine Spalte südlich der Torres-Mulde offen (Abbildung 1). Die erste Anpassung, die auf einem zweiteiligen Afrika [3] beruhte, sah entlang des Benue-

Grabens eine Teilung vor. Die nördliche Fortsetzung der intrakontinentalen Grenze war jedoch zu ungewiß, um ein zweiteiliges Afrika vollständig zu definieren. Pindell und Dewey [4] und Pindell et al. [5] betrachteten Südamerika als eine starre Platte; Afrika wurde entlang des Benue-Grabens geteilt. Zuerst paßten sie Nord-Brasilien an Nordwest-Afrika an, um die in anderen Rekonstruktionen offensichtliche Lücke zu reduzieren.

Dann wurde Süd-Afrika gegen Südamerika rotiert, um eine bessere Anpassung der südlichen Kontinenteile zu erreichen. In einer nachfolgenden

Rekonstruktion gingen Klitgord und Schouten [6] von einer Zerteilung Afrikas aus, um die Spalte zwischen Nord-Brasilien und Nordwest-Afrika zu verringern, jedoch erhielten sie dadurch wiederum eine Lücke im Süden zwischen den beiden Kontinenten. Bei allen Anpassungen blieb jedoch eine Spalte zwischen den beiden Kontinenten südlich der Torres-Mulde (Abbildung 1).

Neuere Rekonstruktionen der Anpassung Südamerikas an Afrika haben sich auf die innere Verformung Südamerikas gestützt, die für eine enge Anpassung an Afrika notwendig ist. In vielen



Abb. 1. Die Anpassung Südamerikas an Afrika mit einem zweiteiligen Afrika und einem unverformten Südamerika. Die Anpassung Nordwest-Afrikas mit dem nördlichen Südamerika erfolgt durch eine Transformbewegung entlang des Benue-Grabens [11]. Die Spalte zwischen der Demarara-Erhebung und dem Guinea-Plateau wurde durch die Ur-Bahamas gefüllt [40]. Die passiven Ränder wurden nach Wilson [23] entdehnt, zwischen die beiden Kontinente angepaßt und ließen eine Lücke südlich der Torres-Mulde. Die im Text erörterten Positionen der Rift-Becken sind gekennzeichnet.

Rekonstruktionen der Prärift-Anpassung Südamerikas an Afrika wurden das Guinea-Plateau und die Demarara-Erhebung nebeneinander plaziert [5, 7–11]. In den meisten der vorliegenden Prärift-Anpassungen Südamerikas an Afrika wurden der Nordost-Transformrand Brasiliens und der Transformrand Ghanas [9, 12, 13] benachbart zueinander plaziert (z. B. [7] und [9]). Sowohl Unternehr [10] als auch Nürnberg und Müller [11] versuchten mit unverformten Kontinentalumrissen und beginnend mit einer Anpassung, die alle Spalten im Norden zwischen den Transformrändern abschließt, die Spalte zwischen Südamerika und Afrika zu schließen, die sich von der Recife-Niger-Mündung nach Süden vergrößert.

Sie stellten fest, daß durch bloße Drehung der südlich des Benue-Grabens gelegene Teil Afrikas gegen Südamerika die südliche Spalte nicht geschlossen werden konnte. Unternehr et al. [10] vermuteten, daß sie sie durch Bewegungen Südamerikas entlang einer Transformergrenze durch das Cochabamba-Lineament und Parana-Becken schließen könnten. Obwohl de Jesus Conceicao et al. [14] die südliche Lücke nicht schließen konnten, so zeigten sie Transform-Bewegungen und Rifting im Parana-, Salado- und Colorado-Becken während der beginnenden Trennung Südamerikas von Afrika auf. Durch Verformungen im Parana-, Salado- und Colorado-Becken schlossen Nürnberg und Müller [11] die südliche Spalte. Die Ränder, die sie zusammenfügten, um eine Prärift-Anordnung zu erhalten, wurden entlang der heutigen Kontinent-Ozean-Grenzen von Emery und Unchupi [15] ausgewählt.

2 Dehnung passiver Ränder

McKenzie [16] stellte ein Modell vor, in dem passive Ränder synchron zum Rifting gedehnt werden. Die Dehnung erfolgt symmetrisch auf beiden Seiten des Rifts. LePichon und Sibuet [17] wendeten dieses Modell auf die Galicia-Bank und den Golf von Biscaya an und fanden heraus, daß dieser Ansatz gut mit den Modellen für die Anfangssubsidenz, die thermische Subsidenz und die Dehnung von Kontinentalkrusten übereinstimmt. Das einheitliche Dehnungsmodell von McKenzie [16] wurde auf die Nordsee angewandt, um die aus seismischem Datenmaterial interpretierte Krustenverdünnung [18, 19] und die aus dem Backstripping-Modell gedeutete Subsidenz zu erklären [20]. Man vermutete,

daß man die kontinentale Lithosphäre durch einfache Scherung ausdünnen könne [21]. In diesem Modell dehnt sich die Lithosphäre, indem sie sich entlang einer flachwinkeligen Verwerfung bewegt, die durch die gesamte Lithosphäre verläuft. White [22] schloß basierend auf der beobachteten Geometrie der thermischen Subsidenz in der Nordsee, daß die einfache Abscherung ein unwahrscheinlicher Mechanismus für die Dehnung der Lithosphäre innerhalb dieses Gebietes darstellte. Er vertrat das reine Abscherungs- oder Dehnungsmodell.

Wir vermuten, daß sich die Ränder entlang des afrikanischen Kontinentalrandes südlich der Niger-Mündung und entlang des südamerikanischen Kontinentalrandes südlich von Recife um einen durchschnittlichen Beta-Faktor von 2 gedehnt haben [23]. Der Begriff Beta-Faktor wurde von McKenzie [16] zur Charakterisierung der Kontinentalkrustenverdünnung durch Dehnung während des Riftings eingeführt. Wenn die Kontinentalkruste eine Anfangsmächtigkeit von T_1 und nach Dehnung eine Mächtigkeit von T_S hat, dann ergibt sich Beta aus:

$$\beta = T_1/T_S \quad (1)$$

Für eine unverformte Kruste gilt $\beta = 1$, für eine auf die Hälfte ihrer ursprünglichen Mächtigkeit verdünnte Kruste gilt $\beta = 2$, oder für eine um $1/3$ ihrer ursprünglichen Mächtigkeit verdünnte Kruste gilt $\beta = 3$ usw. Bei der „Entdehnung“ wird die 2-km-Isobathe des heutigen Kontinentalrandes landeinwärts verlagert und zur ursprünglichen 1-km-Isobathe emporgehoben. In vielen Fällen stimmt sie mit der heutigen 200-m-Isobathe fast überein. Tatsächlich bedeutet dies, daß die meisten passiven Kontinentalränder ursprünglich circa 100 km weiter landeinwärts lagen als heute. Die Anpassung dieser Ränder zwischen dem Recife und der Torres-Mulde ist sehr überzeugend (Abbildung 1), jedoch verbleibt die oben beschriebene südliche Spalte.

3 Das Salado-, Colorado- und San-Jorge-Becken

Die Struktur und geologische Geschichte des Salado-, Colorado- und San-Jorge-Beckens in Argentinien wurde von vielen Autoren wie Ludwig et al., Zambrano und Urien, Urien und Zambrano, Zambrano und Urien, und Urien et al. erörtert [24–28]. Die ältesten Sedimente im San-Jorge-Becken stammen aus dem

Mitteljura [29]. Jedoch kann die Ausdehnung schon im Unterjura begonnen haben [30]. Das Punta-del-Este-Becken bildet die küstennahe Weiterführung des Salado-Beckens.

Basierend auf einer seismisch-stratigraphischen Analyse des Punta-del-Este-Beckens ordneten Stoakes et al. [31] die ältesten Sedimente im Punta-del-Este- und Salado-Becken dem Oberjura zu. Der Zeitpunkt der beginnenden Dehnung im Colorado-Becken ist ungefähr identisch mit dem im Salado-Becken. Urien et al. [28] vermuteten, daß sich die NW-SE streichenden Jura/Kreide-Becken am argentinischen Kontinentalrand einschließlich des San-Jorge-, Colorado- und Salado-Beckens zur Zeit des initialen Riftings zwischen Südamerika und Südafrika öffneten.

In dem hier vorgestellten Modell begann die Anfangsverbreiterung zwischen Südamerika und Afrika im Mitteljura. Die Trennlinie setzte sich von Süden nach Norden fort. Das Alter der ältesten Sedimente des San-Jorge-, Colorado- und Salado-Beckens stimmt gut mit dem Modell der Rift-Beckenbildung überein. In diesem Modell öffneten sich die Becken nacheinander, beginnend mit dem San-Jorge-, über das Colorado- zum Salado-Becken. Die verbleibende geringe Bewegung im südlichen Südamerika kann durch Verbreiterung des Parana-Beckens verursacht worden sein. Die innere Verformung Südamerikas fand entlang seines gesamten südöstlichen Randes statt und konzentrierte sich wahrscheinlich nicht nur auf die vier oben genannten Becken, sondern auch auf kleinere Kreidebecken entlang des Kontinentalrandes. Diese Art der Öffnungsgeschichte benötigt im Parana-Becken eine geringere Bewegung als das Modell Unternehrs et al. [10] und in den Becken von Parana, Salado und Colorado eine geringere Bewegung als von Nürnberg und Müller [11] aufgezeigt. Wir denken, daß das Salado-, das Colorado- und das San-Jorge-Becken die unterentwickelten Arme einer Rift-Rift-Rift-Triple-Junction sein können entsprechend der Parana-Becken-Bildung [32] während der Anfangsöffnung des südatlantischen Ozeans.

4 Die Rekonstruktion der Prärift-Struktur des gedehnten passiven Kontinentalrandes

Die Rekonstruktion der Struktur eines Rift-Beckens vor seiner Bildung umfaßt folgende Schritte:

- (1) das Zusammentragen von Daten über die Mächtigkeit, das Alter und die Lithologie der Rift-Beckensedimente,
- (2) das Berechnen der Krustenmächtigkeit im gesamten Becken,
- (3) die Berechnung des Krustendehnungsgrades innerhalb des Beckens,
- (4) die Definierung der Plattengrenze, welche durch das Becken verläuft,
- (5) das Auffinden des Euler-Rotationspols, um den sich das Rift-Becken zu seiner heutigen Struktur öffnen konnte,
- (6) die Berechnung des Rotationswinkels zur Öffnung des Beckens um den ermittelten Euler-Pol.

Die argentinischen Randbecken (San Jorge, Colorado und Salado) sind hauptsächlich mit *Redbeds* gefüllt [25]. Zur Berechnung der Sedimentmaterialdichte pro Kilometer Versenkungstiefe sind wir von der Korndichte von Quarz, $2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ und der Gleichung (2) ausgegangen. Die Sedimentdichte (ρ_B) in beliebiger Tiefe berechnet sich aus

$$\rho_B = [\rho_G S] + [\rho_P (1-S)]. \quad (2)$$

wobei ρ_G die Korndichte, ρ_P die Porenflüssigkeitsdichte und S die Sediment-Solidität ist. Man geht davon aus, daß die Porenflüssigkeit geringfügig dichter ist als Meerwasser und eine Dichte von $1030 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ hat.

Die meisten Kurven der Sedimentkompaktion während der Versenkung stellen die Porositätsverringerung mit der Tiefe dar. Die Sedimentporosität entspricht der Differenz des Gesamtvolumens minus dem Volumen der Sedimentkörner. Die Porosität wird dabei oft als Anteil der gesamten Sedimentmenge ausgedrückt. Zur Berechnung der Masse des festen Phasensediments kann die Solidität des Sediments benutzt werden. Die Solidität (S) steht im Zusammenhang mit der Porosität (P):

$$S = 1 - P \quad (3)$$

wobei S und P größer als Null, aber kleiner als 1 sind.

Baldwin und Butler [33] benutzten zur Berechnung der Sandstein-Solidität versus Tiefe das Datenmaterial von Maxwell [34]. Die Daten Maxwells stammen zumeist von Quarzsandsteinen aus Öl- und Gaslagerstätten. Baldwin und Butler fanden heraus, daß diese Daten am besten für die Gleichung von Slater und Christie [20] für die Porosität versus Tiefe in Sandsteinen der Nordsee geeignet sind.

Die Gleichung von Baldwin und Butler lautet:

$$D = 3,7 \ln \{0,49/(1-S)\} \quad (4)$$

bei der die Tiefe (D) unterhalb der Sedimentoberfläche in Kilometern angegeben wird. Die Gleichung zur Berechnung der Solidität lautet:

$$S = 1 - \{0,49/e^{(D/3,7)}\}. \quad (5)$$

Das Rekonstruktionsmodell einer auf den Zustand vor ihrer Verformung (palinospastische Rekonstruktion) gedehnten Lithosphäre basiert teilweise auf dem isostatischen Modell von Hay et al. [35] und Wold [36]. In ihrem Modell gehen sie von einer Kompensationstiefe von 100 km unterhalb des heutigen Meeresspiegels aus. Das isostatische Gleichgewicht ist allgemein definiert durch die identische Masse (M) einzelner Gesteins-Wassersäulen in dieser Kompensationstiefe. Eine „Säule“ in ihrem Modell bezieht sich auf ein Profil des oberen Mantels, der Kruste, des Sediments und des Wassers, das sich auf der Erdoberfläche befindet. Die Säulen werden vertikal in lithologische Schichten unterteilt. Die Höhe einer Säule (H) ist variabel und ist gleich der Summe von Mantelmächtigkeit (T_M), Krustenmächtigkeit (T_C), Sedimentmächtigkeit (T_S) und Höhe der Wassersäule (T_W):

$$H = T_M + T_C + T_S + T_W. \quad (6)$$

Man geht davon aus, daß sich alle Säulen in einem isostatischen Gleichgewicht befinden und eine Masse (M) besitzen:

$$M = T_M \rho_M + T_C \rho_C + T_S \rho_S + T_W \rho_W. \quad (7)$$

Zur Berechnung der Masse (M) einer Säule mit einer Raumfläche von 1 m^2 ist die Mächtigkeit (m) jeder Schicht numerisch gleich ihrem Volumen (m^3). Wir haben die Masse (M) berechnet, indem wir die Werte von Hay et al. [35] für eine 6500 m dicke, sedimentfreie, 200 Mio. Jahre alte Ozeankruste ($\rho_C = 2750 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) genommen haben, die in einer Tiefe von 6268 m unterhalb der Ozeanoberfläche liegt. Die Mächtigkeit der Wassersäule (T_W ; mit $\rho_W = 1027 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) haben wir mit thermischen Subsidenz-Gleichungen [37] für 200 Mio. Jahre alte Ozeankrusten mit einer Sedimentmächtigkeit von Null ($T_S = 0$) berechnet. Die Kompensationstiefe (H) liegt 100 km unterhalb des Meeresspiegels. Wir gingen davon aus, daß die Manteldichte (ρ_M) $3300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ist und

eine Mächtigkeit (T_M) von 87 232 m hat ($T_M = H - T_C - T_W$). Dann ergibt sich aus der Gleichung (7):

$$M = (87\,232 \text{ m} \cdot 3300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}) + (6500 \text{ m} \cdot 2750 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}) + (6268 \text{ m} \cdot 1027 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}) \\ M = 3,1218 \cdot 10^7 \text{ kg}.$$

Durch Berechnen der heutigen Krustenmächtigkeit für jede Säule und unter Annahme einer Airy-Isostasie läßt sich das isostatische Gleichgewicht berechnen. Wenn man eine Säule zusammengetragen hat, sind folgende Werte entweder bekannt oder man geht von ihnen aus: M , H , T_W , ρ_W , T_S , ρ_S , ρ_C und ρ_M . Die unbekanntesten Werte sind T_M und T_C . Da es zwei Gleichungen (6 und 7) und zwei Unbekannte gibt, können wir eine neue Gleichung ableiten, um den Wert von T_C oder T_M zu lösen. Zur Berechnung der Krustenmächtigkeit (T_C) haben wir die folgende Gleichung abgeleitet:

$$T_C = \frac{M - \rho_M (H - T_S - T_W) - T_S \rho_S - T_W \rho_W}{\rho_C - \rho_M}. \quad (8)$$

Die Abbildungen 2b bis 4b zeigen die Sedimentmächtigkeiten in den Becken von San Jorge, Colorado und Salado in Argentinien. Die Plattengrenzen, Rotationspole und Profillokationen sind in den Abbildungen 2b bis 4b dargestellt. Der Dehnungsgrad wurde mit den Daten, die zur Kartierung der Abbildungen 2b bis 4b benutzt wurden, berechnet. Die Profile (A-B, C-D, E-F) in den Abbildungen 2a bis 4a wurden an den Schnittpunkten mit den einzelnen Isopachen berechnet. Die Topographie der Profile wurde von ETOPO-5 [38] übernommen. Die Entfernung zwischen jedem Umrißintervall an den Profilen wurde entlang eines großen Kreises berechnet.

Das Maß der Krustendehnung entlang jeden Profils wurde aus der berechneten Krustenmächtigkeit mit Hilfe der Gleichung (8) abgeleitet.

Die heutige Mächtigkeit der Kontinentalkrusten unterhalb jedes Beckens bestimmt man basierend auf der heutigen Topographie und der Gesamtsedimentmächtigkeit. Die Sedimentmasse in einer gegebenen stratigraphischen Säule erhält man aus den Gleichungen (2) und (5) für die Sedimentdichte und die Sediment-Solidität. Die Säulen, die unterhalb des Meeresspiegels liegen, haben eine Gesamtsäulenhöhe (H) von 100 km, und für die Säulen oberhalb des Meeresspiegels war H gleich 100 km plus der Höhe über dem Meeresspiegel. Die Krustenmächtigkeit haben wir mit den

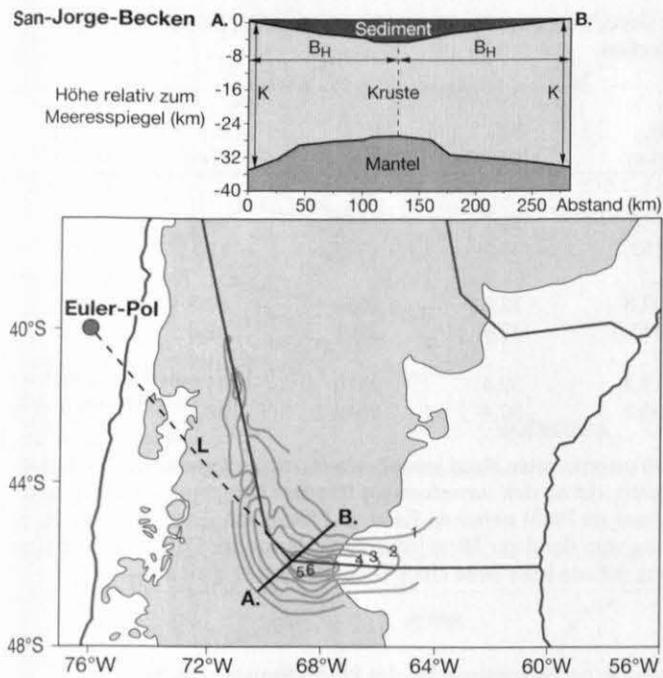


Abb. 2. a: Profil (A–B) durch das San-Jorge-Becken. Die Gesamtsedimentmächtigkeit (dunkelgrau) stammt von Urien et al. [28], de Almeida et al. [41] und von Uliana et al. [29]. Die Krustenmächtigkeit (hellgrau) wurde wie im Text beschrieben berechnet, und der Obermantel (mittelgrau) wird bis zu einer Tiefe von 40 km gezeigt. Die Mächtigkeit der unverformten Kontinentkruste am Beckenrand ist durch den Buchstaben K gekennzeichnet. B_H ist die Entfernung vom unverformten Rand zur Beckenmitte. **b:** Das San-Jorge-Becken (graue Tiefenlinie) liegt in Argentinien und weist Sedimentmächtigkeiten von bis zu 6 km auf. Die Sedimentmächtigkeit ist in 1-km-Intervallen liniert. Die Profilposition (A–B) aus Teil a dieses Diagramms ist durch eine dicke schwarze Linie, der Euler-Pol durch einen grauen Punkt gekennzeichnet. Die Entfernung des Euler-Pols zu den Profilen A–B wird durch eine gestrichelte Linie (L) markiert. Die Plattengrenzen (durchgezogene graue Linie) werden in den Rekonstruktionen benutzt; s. Abb. 5 und 6. Die heutigen Küsten [42] werden als Orientierungspunkt gegeben.

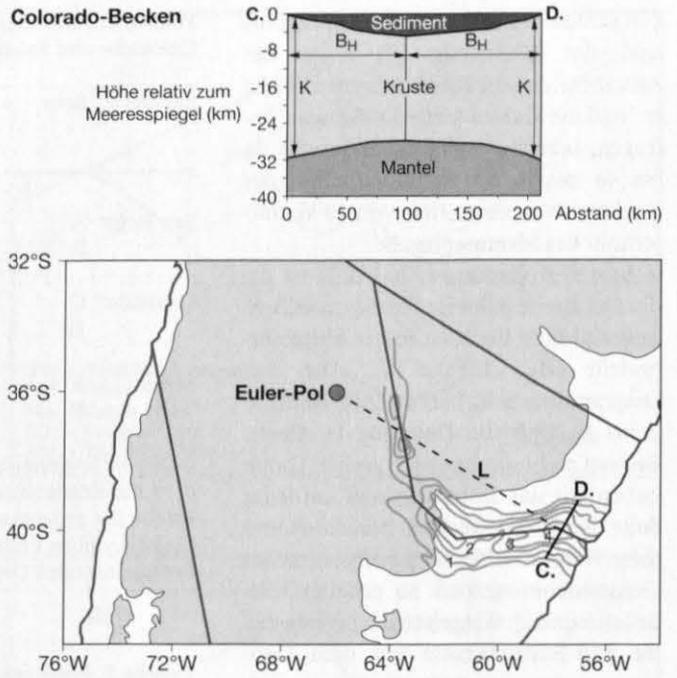


Abb. 3. a: Profil (C–D) durch das Colorado-Becken. Die Gesamtsedimentmächtigkeit (dunkelgrau) stammt von Urien et al. [28] und von de Almeida et al. [41]. Die Krustenmächtigkeit (hellgrau) wurde wie im Text beschrieben berechnet, und der Obermantel (mittelgrau) wird bis zu einer Tiefe von 40 km gezeigt. Die Mächtigkeit der unverformten Kontinentkruste am Beckenrand ist durch den Buchstaben K gekennzeichnet. B_H ist die Entfernung vom unverformten Rand zur Beckenmitte. **b:** Das Colorado-Becken (graue Höhenlinie) liegt in Argentinien und weist Sedimentmächtigkeiten von bis zu 4,5 km auf. Die Sedimentmächtigkeit ist in 1-km-Intervallen liniert. Die Profilposition (C–D) aus Teil a dieses Diagramms ist durch eine dicke schwarze Linie, der Euler-Pol durch einen grauen Punkt gekennzeichnet. Die Entfernung des Euler-Pols zu den Profilen C–D wird durch eine gestrichelte Linie (L) markiert. Die Plattengrenzen (durchgezogene graue Linien) werden in den Rekonstruktionen benutzt; s. Abb. 5 und 6. Die heutigen Küsten [42] werden als Orientierungspunkt gegeben.

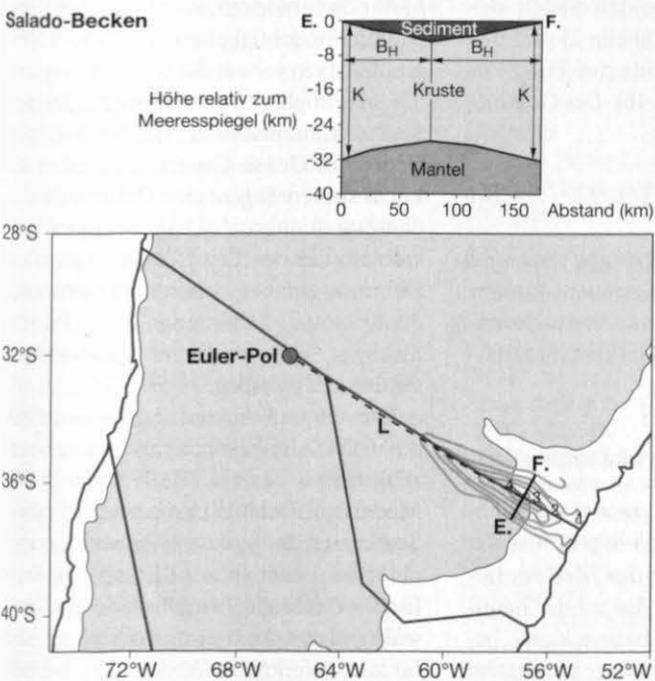


Abb. 4. a: Profil (E–F) durch das Salado-Becken. Die Gesamtsedimentmächtigkeit (dunkelgrau) stammt von Urien et al. [28] und von de Almeida et al. [41]. Die Krustenmächtigkeit (hellgrau) wurde wie im Text beschrieben berechnet, und der Obermantel (mittelgrau) wird bis zu einer Tiefe von 40 km gezeigt. Die Mächtigkeit der unverformten Kontinentkruste am Beckenrand ist durch den Buchstaben K gekennzeichnet. B_H ist die Entfernung vom unverformten Rand zur Beckenmitte. **b:** Das Salado-Becken (graue Höhenlinie) liegt in Argentinien und weist Sedimentmächtigkeiten von bis zu 4 km auf. Die Sedimentmächtigkeit ist in 1-km-Intervallen liniert. Die Profilposition (E–F) aus Teil a dieses Diagramms ist durch eine dicke schwarze Linie, der Euler-Pol durch einen grauen Punkt gekennzeichnet. Die Entfernung des Euler-Pols zu den Profilen E–F wird durch eine gestrichelte Linie (L) markiert. Die Plattengrenzen (durchgezogene graue Linien) werden in den Rekonstruktionen benutzt; s. Abb. 5 und 6. Die heutigen Küsten [42] werden als Orientierungspunkt gegeben.

bekanntesten Werten entlang jeden Profils und der Gleichung (8) unter der Annahme, daß die Krustendichte 2750 kg m^{-3} und die Manteldichte 3300 kg m^{-3} betragen, berechnet. Die Abbildungen 2a bis 4a zeigen die Profile durch jedes Becken bis zu einer Tiefe von 40 km unterhalb des Meeresspiegels.

In den Abbildungen 2a bis 4a ist die heutige Breite jedes Beckens von seinem unverformten Rand zu seiner Mitte dargestellt (B_H ; Tabelle 1). Aus den Diagrammen geht hervor (Abbildungen 2 bis 4), daß die Dehnung in diesen Becken nicht symmetrisch verlief. Daher haben wir das Dehnungsmaß auf jeder Seite des Spaltenbeckens berechnet und diese Werte anschließend addiert, um das Gesamtdehnungsmaß zu erhalten (Tabellen 1 und 2). Wir gehen davon aus, daß die Rift-Beckenkruste vor dem Dehnungsvorgang verhältnismäßig unverformt war und die Mächtigkeit (K ; Abbildungen 2a bis 4a) gleich der berechneten Krustenmächtigkeit der unverformten Beckenränder war. Die Krustenfläche (F) haben wir den Senkrechtoprofilen beider Seiten jedes Profils (Tabelle 1) berechnet. Dann haben wir F durch die heutige ungedehnte Krustenmächtigkeit (K) geteilt, um die Mittelwert-Breite des Beckens vor der Dehnung (B_V ; Tabelle 1) zu berechnen:

$$B_V = F/K \quad (9)$$

Das Maß der Dehnung auf jeder Seite des Beckens ergibt sich als die Differenz zwischen der heutigen Halb-Breite und der rekonstruierten Halb-Breite ($B_H - B_V$; Tabelle 1).

Ein Punkt auf der Erdoberfläche, der Euler-Pol, ist gewählt worden, an dem die lithosphärischen Platten rotiert werden, um sie auf die Position zur Zeit ihrer geologischen Vergangenheit zu verschieben. Ein gesamter Rekonstruktionspol ist eine einzige Rotation, die in der Gegenwart beginnt und in der Zeit rückwärts schreitet, um die Position einer Platte zu einer bestimmten Zeit in der Vergangenheit zu rekonstruieren [39]. Ein gesamter Rekonstruktionspol besteht aus einem Euler-Pol und einem Rotationswinkel. Die Euler-Pole wurden so ausgewählt, daß man durch Plattenrotation die heutige Rift-Beckenstruktur erhält. Der Gesamtrrotationswinkel (θ ; Tabelle 2) für jedes Becken ist die Summe der Rotationswinkel, die für beide Seiten des Beckens berechnet wurde. Die Rotationswinkel der beiden Seiten jedes Beckens wurden bestimmt durch die

Tabelle 1. Parameter zur Berechnung des Horizontaldehnungsgrades im San-Jorge-, Colorado- und Salado-Becken.

Becken	Seite	B_H (km)	K (km)	F (km^2)	B_V (km)	$B_H - B_V$ (km)
San Jorge	A	130,7	35,7	3658	99,9	30,8
	B	152,7	35,2	4545	129,1	23,6
Colorado	C	97,8	32,4	2650	81,8	16,0
	D	113,0	32,4	2981	92,0	21,0
Salado	E	77,2	32,4	2112	65,2	12,0
	F	95,1	32,4	2616	80,7	14,4

B_H ist die Entfernung vom unverformten Rand jedes Beckens zur Beckenmitte (s. Abb. 2-4). K ist die Krustenmächtigkeit, die an den unverformten Rändern berechnet wurde. F ist die Fläche der gedehnten Kruste im Profil zwischen Rand und Mitte von jedem Becken. B_V ist die horizontale Entfernung vom Rand zur Mitte jedes Beckens vor der Dehnung. Der Grad der horizontalen Dehnung entlang jeder Seite eines Beckenprofils ist gleich $B_H - B_V$.

Tabelle 2. Rotationsparameter zur Rekonstruktion der Prärift-Struktur des San-Jorge-, Colorado- und Salado-Beckens.

Becken	Seite	D_1	L	P	θ
		D_2 (km)			
San Jorge	A	30,8	872	(40° S, 76° W)	3,6°
	B	23,6			
Colorado	C	16,0	850	(36° S, 66° W)	2,5°
	D	21,0			
Salado	E	12,0	964	(32° S, 66° W)	1,6°
	F	14,4			

D_1 und D_2 sind der Grad der horizontalen Dehnung ($B_H - B_V$; Tabelle 1) auf beiden Beckenseiten. L ist die Entfernung vom Euler-Pol (P) zur Mitte jedes Beckens entlang ihrer Profile (A-B, C-D und E-F). Die Rotationswinkel (θ) wurden mit der Gleichung (10) berechnet.

Krustendehnung an beiden Seiten der Becken (D_1 und D_2 ; Tabelle 2) und der Entfernung der Profilmittelpunkte zum Euler-Pol (L ; Abbildungen 2b bis 4b). Der Gesamtrrotationswinkel (θ) ist:

$$\theta = \text{atan}(D_1/L) + \text{atan}(D_2/L) \quad (10)$$

Man wählte die Plattengrenzen basierend auf der Position der Kontinent-Ozean-Grenzen, des großen Verwerfungssystems und der interkontinentalen Rift-Becken.

5 Zusammenfassung und Ergebnisse

Mit Hilfe einer Analyse der Krustenmächtigkeit in den drei argentinischen Rift-Becken haben wir das Maß der horizontalen Bewegung, das zu der heutigen Struktur geführt haben kann, berechnet. Wir haben eine alternative

Methode entwickelt, so daß die heutigen Sedimentmächtigkeiten und die Topographie dazu verwendet werden können, die Mächtigkeit der darunterliegenden Kruste zu modellieren. Mit der heutigen Kontinent-Ozean-Grenze und einer ins Landesinnere begrenzten Dehnung kann das Modell auf passive Ränder angewandt werden, um den Grad der horizontalen Dehnung aufzuzeichnen und damit eine quantitative Schätzung der Prärift-Struktur von passiven Kontinentalrändern zu erhalten.

Die sehr enge Anpassung Südamerikas an Afrika (Abbildung 5a) liefert den überzeugenden Beweis, daß sich dieses Modell zur Rekonstruktion von Prärift-Strukturen der passiven Ränder gut eignet. Die schrittweise Öffnung des San-Jorge-, Colorado- und Salado-Beckens während des Zeitraums vom Mitteljura bis zur Unterkreide (Abbildungen 5 bis 6)

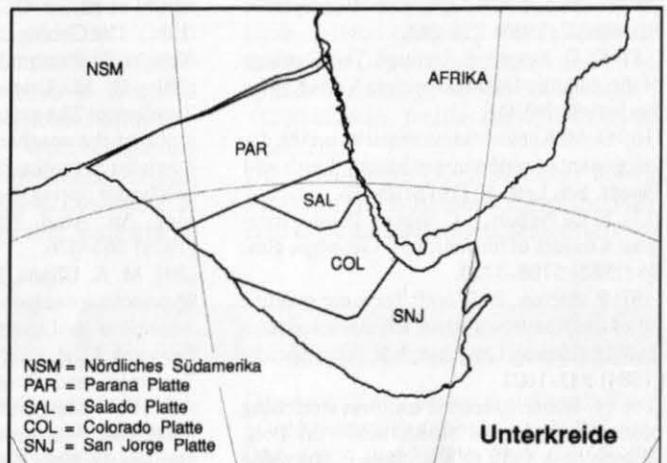
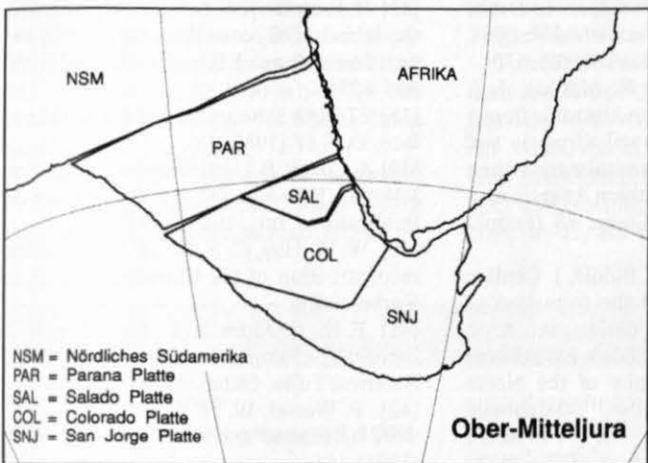
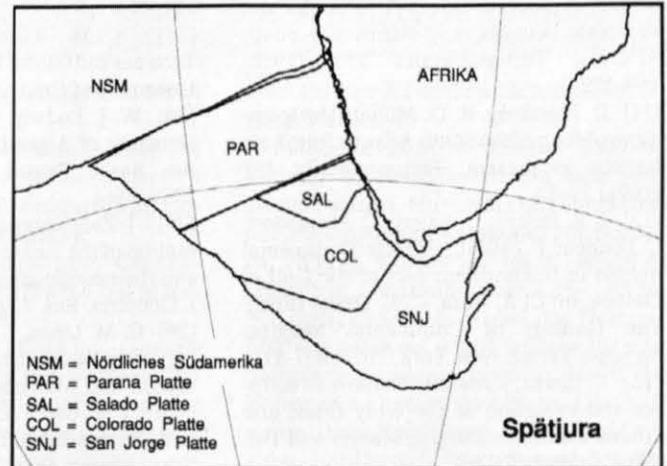
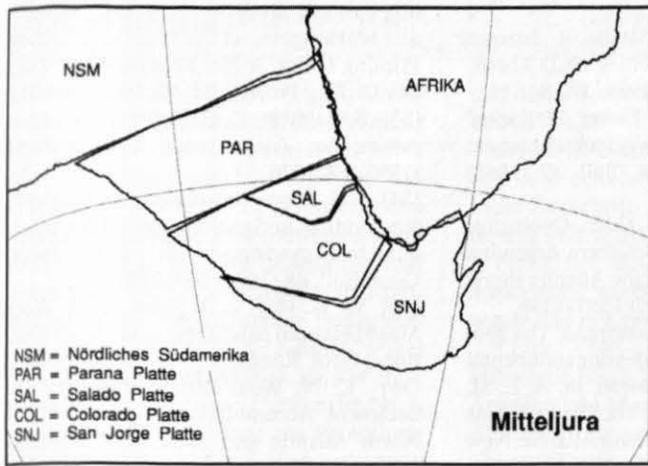


Abb. 5. a: Die Anpassung Südamerikas und Afrikas kurz vor Beginn des Riftings im San-Jorge-Becken (Mitteljura). Die Gestalt Südamerikas im Mitteljura wird durch folgende Rotationsparameter erzeugt: PAR zu NSM (22° S, $63,5^\circ$ W) $2,6^\circ$; SAL zu PAR (32° S, 66° W) $1,6^\circ$; COL zu SAL (36° S, 66° W) $2,5^\circ$; SNJ zu COL (40° S, 76° W) $3,6^\circ$. **b:** Das San-Jorge-Becken hat sich geöffnet, und die Ausdehnung im Colorado-Becken setzt gerade ein (Ober-Mitteljura). Die Gestalt Südamerikas im Ober-Mitteljura wird durch folgende Rotationsparameter erzeugt: PAR zu NSM (22° S, $63,5^\circ$ W) $2,6^\circ$; SAL zu PAR (32° S, 66° W) $1,6^\circ$; COL zu SAL (36° S, 66° W) $2,5^\circ$.

Abb. 6. a: Das Colorado-Becken hat sich geöffnet, und die Ausdehnung beginnt gerade im Salado-Becken (Spätjura). Die Gestalt Südamerikas im Spätjura wird durch folgende Rotationsparameter erzeugt: PAR zu NSM (22° S, $63,5^\circ$ W) $2,6^\circ$; SAL zu PAR (32° S, 66° W) $1,6^\circ$. **b:** Die Ausdehnung im Salado-Becken ist beendet (Unterkreide), und die Hauptspalte zwischen Südamerika und Afrika breitet sich nach Norden aus. Die Gestalt Südamerikas in der Unterkreide wird durch folgende Rotationsparameter erzeugt: PAR zu NSM (22° S, $63,5^\circ$ W) $2,6^\circ$.

steht in guter Übereinstimmung mit dem Alter der zeitgleichen Riftsedimente in diesen drei Becken und der Theorie eines von Süden nach Norden fortschreitenden „Riftings“, welches Südamerika von Afrika trennte.

Danksagung

Dr. C. N. Wold erhielt finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Du 129/5-1-4), und Prof. W. W. Hay wurde als Gastprofessor am GEOMAR durch die Alexander-von-Humboldt-Stiftung gefördert. Wir danken Frau Corinna Hoffmann und Herrn Reinhard Dethloff für ihre Hilfe bei der Übersetzung des Textes.

Literatur

- [1] E. C. Bullard, J. E. Everett, A. G. Smith: The fit of the continents around the Atlantic; *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 258 (1965) 41–51.
- [2] P. D. Rabinowitz, J. LaBrecque: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin; *J. Geophys. Res.* 84 (1979) 5973–6002.
- [3] K. Burke, J. F. Dewey: Two plates in Africa during the Cretaceous?; *Nature* 249 (1974) 313–316.
- [4] J. L. Pindell, J. F. Dewey: Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region; *Tectonics* 1 (1982) 179–211.
- [5] J. L. Pindell, S. C. Cande, W. C. Pitman, D. B. Rowley, J. F. Dewey, J. La Brecque, W. Haxby: A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution; *Tectonophysics* 155 (1988) 121–138.

- [6] K. D. Klitgord, H. Schouten: Plate kinematics of the central Atlantic, in: P. R. Vogt, B. E. Tucholke (Eds.): *The Geology of North America, Bd. M: The Western North Atlantic Region*. Boulder, Colorado: Geol. Soc. of America, 1986, 351–378.
- [7] J. L. Pindell: Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean; *Tectonics* 4 (1985) 1–39.
- [8] J. D. Fairhead: Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central African rift system; *Tectonophysics* 155 (1988) 181–191.
- [9] J. Mascle, E. Blarez, M. Marinho: The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution; *Tectonophysics* 155 (1988) 193–209.
- [10] P. Unternehr, D. Curie, J. L. Olivet, J.

- Goslin, P. Beuzart: South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America; *Tectonophysics* 155 (1988) 169-179.
- [11] D. Nürnberg, R. D. Müller: The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present; *Tectonophysics* 191 (1991) 27-53.
- [12] J. R. Delteil, L. Valery, C. Montadert, C. Fondeur, P. Patriat, J. Mascle: Continental margin in the northern part of the Gulf of Guinea, in: C. A. Burk, C. L. Drake (Eds.): *The Geology of Continental Margins*. Springer Verlag, New York, 1974, 297-311.
- [13] E. Blarez, J. Mascle: Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin; *Marine and Pet. Geol.* 5 (1988) 54-64.
- [14] J. C. de Jesus Conceicao, P. V. Zalan, S. Wolff: Mechanismo, evolucao e cronologia do rift Sul-Atlantico; *Bol. Geociencias Petrobras* 2 (1988) 255-265.
- [15] K. O. Emery, E. Uchupi: *The Geology of the Atlantic Ocean*, Springer Verlag, New York 1984, 1050 S.
- [16] D. McKenzie: Some remarks on the development of sedimentary basins; *Earth and Planet. Sci. Lett.* 40 (1978) 25-32.
- [17] X. Le Pichon, J.-C. Sibuet: Passive margins: a model of formation; *J. Geophys. Res.* 86 (1981) 3708-3720.
- [18] P. Barton, R. Wood: Tectonic evolution of the North Sea basin: crustal stretching and subsidence; *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 79 (1984) 987-1022.
- [19] N. White: Does the uniform stretching model work in the North Sea?, in: D. J. Blundell, A. D. Gibbs (Eds.): *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Oxford, Clarendon Press (1990) 217-239.
- [20] J. G. Sclater, P. A. F. Christie: Continental stretching: an explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin; *J. Geophys. Res.* 85 (1980) 3711-3739.
- [21] B. Wernicke: Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere; *Can. J. Earth Sci.* 22 (1985) 108-125.
- [22] N. White: Nature of lithospheric extension in the North Sea; *Geology* 17 (1989) 111-114.
- [23] K. M. Wilson: *Mesozoic Suspect Terranes and Global Tectonics*; Ph.D. Thesis, University of Colorado, 1989, 372 S.
- [24] W. J. Ludwig, J. I. Ewing, M. Ewing: Structure of Argentine continental margin; *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 52 (1968) 2337-2368.
- [25] J. J. Zambrano, C. M. Urien: Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore; *J. Geophys. Res.* 75 (1970) 1363-1396.
- [26] C. M. Urien, J. J. Zambrano: The geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas Plateau, in: A. E. M. Nairn, F. C. Stehli (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, Bd. 1, The South Atlantic. New York: Plenum Press, 1973, 135-169.
- [27] J. J. Zambrano, C. M. Urien: Pre-Cretaceous basins in the Argentine continental shelf, in: C. A. Burke, C. L. Drake (Eds.): *The Geology of Continental Margins*. New York: Plenum Press, 1974, 463-470.
- [28] C. M. Urien, L. R. Martins, J. J. Zambrano: The geology and tectonic framework of the southern Brazil, Uruguay and northern Argentina continental margin: their behaviour during the southern Atlantic opening; *An. Acad. Bras. Cienc.* 48 (Suppl.) (1976) 365-376.
- [29] M. A. Uliana, K. T. Biddle, J. Cerdan: Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins, in: A. J. Tankard, H. R. Balkwill (Eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1989, 599-614.
- [30] M. G. Fitzgerald, R. M. Mitchum, Jr., M. A. Uliana, K. T. Biddle: Evolution of the San Jorge Basin, Argentina; *AAPG Bulletin* 74 (1990) 879-920.
- [31] F. A. Stoakes, C. V. Campbell, R. Cass, N. Ucha: Seismic stratigraphic analysis of the Puntal del Este Basin, offshore Uruguay, South America; *AAPG Bulletin* 75 (1991) 219-240.
- [32] J.-C. Sibuet, W. W. Hay, A. Prunier, L. Montadert, K. Hinz, J. Fritsch: Early evolution of the South Atlantic Ocean: role of rifting episode, in: W. W. Hay, J.-C. Sibuet et al.: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 75, 1984, 469-481.
- [33] B. Baldwin, C. O. Butler: Compaction curves; *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 69 (1985) 622-626.
- [34] J. C. Maxwell: Influence of the depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone; *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 48 (1964) 697-709.
- [35] W. W. Hay, C. A. Shaw, C. N. Wold: Mass-balanced paleogeographic reconstructions; *Geol. Rundschau* 78 (1989) 207-242.
- [36] C. N. Wold: Paleobathymetry and Sediment Accumulation in the Northern North Atlantic and Southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea; Ph. D. Thesis, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1992, 255 S.
- [37] B. Parsons, J. G. Sclater: An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age; *J. Geophys. Res.* 82 (1977) 803-827.
- [38] ETOPO-5: Relief map of the earth's surface; *EOS* 67 (1986) 121.
- [39] A. Cox, R. B. Hart: *Plate Tectonics: How It Works*; Palo Alto, CA, Blackwell Scientific Publications, Inc., 1986, 392 S.
- [40] W. W. Hay, C. N. Wold: Plate tectonic reconstruction of the Caribbean region; in Vorbereitung.
- [41] F. M. de Almeida, C. F. Martin, E. O. Ferreira, G. Furque: *Tectonic Map of South America*; Tulsa, Oklahoma, AAPG, 1978.
- [42] P. Wessel, W. H. F. Smith: Free software helps map and display data; *EOS* 72 (1991) 441.

Anschriften:

Dr. Christopher N. Wold, GEOMAR, Christian-Albrechts-Universität, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel.
 Prof. Dr. William W. Hay, Department of Geology, CIRES, University of Colorado, Campus Box 250, Boulder, CO, 80309.
 Dr. Kevin M. Wilson, Wildhorse Exploration, Inc., 3305 Rock Creek Road, Edmond, OK, 73013.