

Andreas Henk

## Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland)

Received: 30 June 1992 / Accepted: 25 February 1993

**Abstract** The Saar-Nahe-Basin in SW-Germany is one of the largest Permo-Carboniferous basins in the internal zone of the Variscides. Its evolution is closely related to movements along the Hunsrück Boundary Fault, which separates the Rhenohercynian and the Saxothuringian zones. Recent deep seismic surveys indicate that the Saar-Nahe-Basin formed in the hanging wall of a major detachment which soles out at lower crustal levels at about 16 km depth. Oblique extension along an inverted Variscan thrust resulted in the formation of a half-graben, within more than 8 km of entirely continental strata accumulated. The structural style within the basin is characterized by normal faults parallel to the basin axis and orthogonal transfer fault zones. Balanced cross-section construction and subsidence analysis indicate extension of the orogenically thickened lithosphere by 35%. Subsidence modeling shows discontinuous depth-dependent extension with laterally varying extension factors for crust and mantle lithosphere. Thus, the offset between maximum rift and thermal subsidence can be explained by a zone of mantle extension shifted laterally with respect to the zone of maximum crustal extension.

**Key words** Saar-Nahe-Basin – half-graben – cross-section balancing – subsidence analysis – Permo-Carboniferous basin formation

### Einleitung

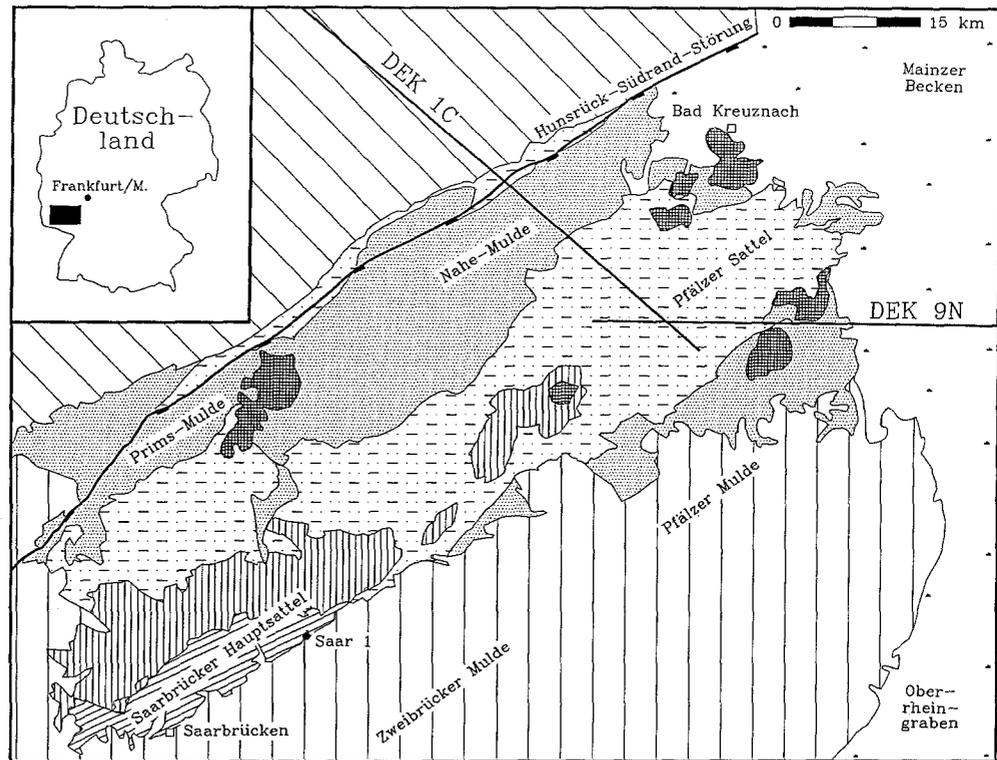
Die spätvariszische Entwicklung in Mitteleuropa war durch die Bildung zahlreicher Becken in der Internzone des Orogens gekennzeichnet. Während ein Teil der permokarbonen Becken an NW–SE orientierte, dextrale Blattverschiebungen gebunden ist, stehen andere in genetischem Zusammenhang mit der Reaktivierung NE–SW streichender Strukturelemente. Zur zweiten Kategorie gehört auch das Saar-Nahe-Becken (SNB) in SW-

Deutschland (Abb. 1). Es liegt am Nordrand des Saxothuringikums und wird von einer Störungszone mit komplexer Bewegungsgeschichte, der Hunsrück-Südrand-Störung (HSRS), gegen das Rhenohercynikum abgegrenzt. In der gleichen tektonischen Position im Grenzbereich zwischen Intern- und Externzone des Orogens entwickelten sich im Permokarbon neben dem SNB weitere große Becken, wie z. B. das Lothringer Becken und die Saale-Senke. Das SNB und das südwestlich anschließende Lothringer Becken werden in weiten Bereichen von mächtigen mesozoischen und tertiären Einheiten diskordant überlagert. Der aufgeschlossene Teil des SNB ist daher nur Teil eines weitaus größeren Sedimentationsraumes, der im SW seine maximale Breite hat und sich nach NE verschmälert (Schäfer, 1986; 1989; Ziegler, 1990). Die synsedimentäre Begrenzung im NW stellt die HSRS dar, die in ihrer Verlängerung nach SW als Faille de Metz bezeichnet wird. Das südwestliche Ende der gesamten Beckenstruktur wird durch die Pays-de-Bray-Störung gebildet, die als dextrale Blattverschiebungszone von den Vogesen durch das Pariser Becken bis in den Englischen Kanal verfolgt werden kann (Ziegler, 1990).

Die Sedimentation im SNB begann vermutlich im Westfal und dauerte bis in das höchste Oberrotliegend an (Abb. 2). Die heute noch erhaltene Beckenfüllung wurde ausschließlich unter kontinentalen Bedingungen abgelagert und erreicht Mächtigkeiten von maximal 6,5 km. Während der Beckenentwicklung verlagerte sich das Depozentrum von SW nach NE, so daß an kumulativen Mächtigkeiten mehr als 10 km erhalten sind (Schäfer, 1986; 1989). Synsedimentär bildete sich eine beckenparallele Antiklinalstruktur, der Saarbrücker Hauptsattel – Pfälzer Sattel, die im NW von Prims- und Nahe-Mulde und im SE von Zweibrücker und Pfälzer Mulde begleitet wird (Abb. 1). Migration des Depozentrums und synsedimentäre Entwicklung tektonischer Großstrukturen resultierten in einer ausgeprägten Asymmetrie des SNB sowohl parallel als auch senkrecht zur Beckenlängsachse.

Das SNB bietet sich aufgrund der nahezu kontinuierlichen Sedimentation zwischen Westfal und höherem

**Abb. 1.** Geologische Übersichtskarte des Saar-Nahe-Beckens mit Lage der tiefenseismischen Profile DEKORP 1C und 9N (Legende siehe Abb. 3).



Rotliegend sowie aufgrund des Kenntniszuwachses der letzten Jahre, insbesondere durch die Tiefenseismik und die vollständige Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte, für eine quantitative Untersuchung der Beckenbildung an. Bei einer Einbindung des SNB in die überregionale permokarbone Entwicklung ist allerdings zu beachten, daß in der lokalen lithostratigraphischen Gliederung die Begriffe „Unterrotliegend“ und „Oberrotliegend“ vielfach noch unterschiedlich verwendet werden. Radiometrische Altersbestimmungen von Lippolt und Hess (1989) stufen den Vulkanismus im SNB zwischen 292 und 289 Ma, also nahe der internationalen Karbon-Perm-Grenze, ein. Das gesamte „Unterrotliegend“ und große Teile des vulkanischen „Oberrotliegend“ der saarpfälzischen Gliederung gehören folglich noch zum Oberkarbon der Zeitskala von Hess und Lippolt (1986). Zur Vermeidung von Mißverständnissen werden in der vorliegenden Arbeit für die Stratigraphie des SNB die lokalen Formationsnamen nach Stapf (1990) verwandt.

### Stratigraphie und Versenkungsgeschichte

Aufgrund der Subsidenzraten und Faziesentwicklung kann im SNB eine Riftphase erkannt werden, die vom Westfal bis zum Ende des vulkanischen Rotliegend andauerte. Stratigraphie und Versenkungsgeschichte können daher in prä-, syn- und post-Riftphasen unterteilt werden (Abb. 2). Für ihre radiometrische Einstufung wurden die Zeitskalen von Hess und Lippolt (1986) bzw. Harland et al. (1982) verwandt.

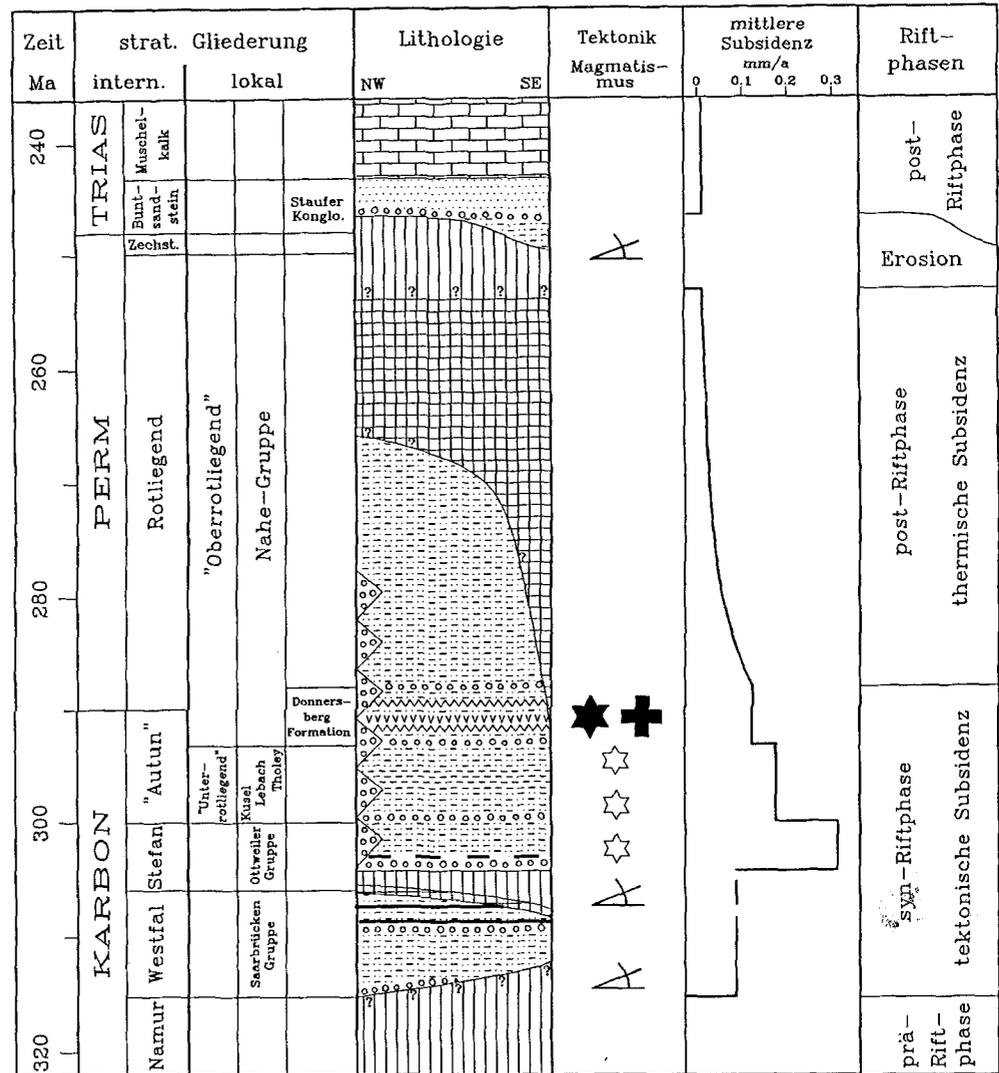
#### *Prä-Riftphase (vor 315 Ma)*

Kristalliner Sockel und Sedimente der prä-Riftphase sind im SNB nur durch die Bohrung Saar 1 (Abb. 1) erreicht worden. Es handelt sich um einen möglicherweise silurischen Granit, der von mitteldevonischen Karbonaten sowie oberdevonischen bis unterkarbonischen Siliziklastika überlagert wird (Kneuper, 1976). Die jüngste Einheit ist ein schwarzgrauer Tonstein mit Visé-Alter (Paproth, 1976). Im Unterschied zu Gesteinen gleichen Alters im Umfeld des SNB ist die in der Saar 1 knapp 1000 m mächtige sedimentäre Abfolge undeformiert und nicht metamorph. Die Abgrenzung dieser Gesteine zu ähnlich alten, schwach metamorphen Gesteinen des Rhenohercynikums ist durch die HSRs gegeben. Der Übergang zu entsprechend schwach deformierten und metamorphen Gesteinen des Saxothuringikums am westlichen Rhein-Grabenrand ist bislang noch nicht genau zu definieren (Flöttmann und Oncken, 1992).

#### *Syn-Riftphase (315–288 Ma)*

Als älteste Ablagerung der syn-Riftphase wurde in der Bohrung Saar 1 das sogenannte Polymikte Basiskonglomerat angetroffen, welches aufgrund lithostratigraphischer Überlegungen in das Namur eingestuft wurde (Paproth, 1976). Westfal A und B sind im Saar-Becken allerdings nur relativ gering mächtig und treten im Nahe-Becken vermutlich überhaupt nicht auf, so daß eine signifikante, durch Sedimente dokumentierte Beckenbildung vor Beginn des Westfal unwahrscheinlich ist. Die Annahme, daß die permokarbone Entwicklung des SNB im wesentlichen mit dem Westfal beginnt, wird auch

Abb. 2. Chronostratigraphische Übersichtstabelle zur permokarbonen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens (Radiometrische Zeitskala nach Hess und Lippolt (1986) und Harland et al. (1982)).



#### Legende

	Sandsteine		Karbonate		Sedimentationsphase (keine Ablagerungen mehr erhalten)
	Sandsteine und Konglomerate		Kohlen		Erosionsphase
	Sandsteine und Tonsteine		Vulkanite und Pyroklastika	★	beckenintern Vulkanismus
A	Winkeldiskordanz	+	intrusiver Magmatismus	☆	beckenextern Vulkanismus

durch die Ergebnisse der Bohrung Gironville 101 gestützt, die im Lothringer Becken unter Westfal A und unsicherem Namur marines Visé erreichte (Donsimoni, 1981). Bei vollständigem Ausfall von Namur und eventuell auch Teilen des Visé könnte im SNB die Schichtlücke zwischen prä- und synrift-Sedimentation 10–30 Ma betragen. In den Schichten des Westfal dominieren fluviatil-deltaische Ablagerungen mit eingeschalteten Kohlenflözen und Kaolin-Kohlentonen, die als alterierte pyroklastische Horizonte interpretiert werden. Im Unterschied zur späteren Beckenentwicklung deuten im Westfal Paläoströmungen und Detrituszusammensetzung auf einen überwiegenden Transport von NW aus dem Bereich des

Hunsrücks hin (Schäfer, 1986). Das Subsidenzmaximum im Saar-Becken soll südöstlich des Saarbrücker Hauptsattels gelegen haben.

Während einer 2–3 Ma langen Erosionsphase, die im späten Westfal begann und bis ins Stefan A andauerte (Engel, 1985), entstanden im Scheitelbereich des Saarbrücker Hauptsattels Erosionslücken, die nach Pruvost (1934) bis zu 1500 m Westfal D umfassen sollen. Allerdings ist bei diesem Wert zu berücksichtigen, daß die Westfalprofile in den synsedimentären Hochpositionen schon primär kondensierte Schichtenfolgen aufweisen, so daß die erodierten Mächtigkeiten nur schwer abzuschätzen sind. Die Winkeldiskordanz an der Basis Stefan erreicht in den Antiklinalbereichen Maximalwerte von

15,5° (Engel, 1985). In den Mulden liegt nach seismischen Untersuchungen (Jordan und Koch, 1984; Henk, 1991) eine konkordante Abfolge von Westfal und Stefan vor, ohne daß jedoch ein Hiatus ausgeschlossen werden kann.

Während der Erosionsphase kam es offenbar zu einer Umstrukturierung der Liefergebiete. Ab Stefan dominiert Sedimenttransport von Süden aus Vogesen und Schwarzwald, was sich auch in einer gegenüber dem Westfal veränderten Detrituszusammensetzung ausdrückt (Schäfer, 1986). Während Ablagerungen im Stefan und dem ältesten Teil der Kusel-Gruppe noch durch fluviatile Sedimentationsbedingungen dominiert sind, schalten sich in den jüngeren Abschnitten der Kusel-Gruppe und der anschließenden Lebach-Gruppe zunehmend lakustrine Ablagerungen ein. Die Seen hatten z. T. eine große laterale Erstreckung und wurden erst in den jüngsten Abschnitten der Lebach-Gruppe durch progradierende Deltas verfüllt. In der Tholey-Gruppe und der Donnersberg-Formation der Nahe-Gruppe (nach Stapf, 1990) dominieren wieder fluviatil abgelagerte Sedimente. Für die zuletzt genannte Einheit werden als äquivalente lithostratigraphische Begriffe auch Grenzlager-Gruppe (Falke, 1974), Vulkanit-Sediment-Wechselfolge (Stapf, 1989) und Nahe-Gruppe N1–N3 (Boy und Fichter, 1988) verwandt. Die im jüngsten Abschnitt der syn-Riftphase abgelagerte Donnersberg-Formation wird durch einen intensiven Magmatismus geprägt, der sowohl durch die Bildung basaltischer und andesitischer Laven mit großer flächenhafter Verbreitung als auch durch zahlreiche Intrusionen von rhyolithisch-dazitischen und andesitischen Magmen gekennzeichnet ist. Die Wechselagerungen von Effusiva mit Tuffen und vulkanogenen Sedimenten erreichen lokal Mächtigkeiten von 900 m. Das Ende der syn-Riftphase wird durch das Ausklingen des Vulkanismus im Liegenden des Quarzitkonglomerates bzw. zeitlich äquivalenter Einheiten festgelegt. Es treten zwar auch noch in jüngeren Rotliegendeinheiten vereinzelt pyroklastische Einschaltungen auf, sie sind jedoch im Vergleich zum Magmatismus der Donnersberg-Formation unbedeutend. Unter Extrapolation der Altersdaten von Lippolt und Hess (1989), die von den rhyolithischen Tuffen RT II bis RT IV (Haneke et al., 1979) stammen, kann auf das unmittelbare Liegende des Quarzitkonglomerates und damit auf das Ende der syn-Riftphase mit ungefähr 288 Ma geschlossen werden. Insgesamt wurden während der ca. 27 Ma dauernden Riftphase Sedimente und Vulkanite in einer Mächtigkeit von bis zu 7 km abgelagert, wobei die maximale Subsidenz im Bereich der Nahe-Mulde erfolgte. Die Ablagerungsbedingungen entwickelten sich systematisch von fluviatil über lakustrin und deltaisich wieder zurück nach fluviatil. Sie folgen damit dem klassischen Zyklus der Faziesentwicklung in der syn-Riftphase, wie er für zahlreiche Becken beschrieben wurde (single-cycle basins nach Lambiase, 1990). Diese Systematik spiegelt die Wechselwirkung zwischen Beckengröße und Sedimentanfuhr während der Extension der Lithosphäre wider (Schlische und Olsen, 1990).

#### *Post-Riftphase (nach 288 Ma)*

Im Rotliegend der post-Riftphase wurden überwiegend feinklastische Sedimente in Schwemmfächer- und Playa-Fazies abgelagert, die in Mächtigkeiten bis zu 1500 m (Standenbühl-Formation) erhalten sind (Stapf, 1982). Allerdings wurden große Teile der post-Riftablagerungen bereits abgetragen und Buntsandstein bzw. Tertiär lagern vielfach sogar diskordant auf syn-Riftsedimenten. Die Mächtigkeit der fehlenden permokarbonen Beckenfüllung sowie die unsichere zeitliche Einstufung der Erosionsphase verhinderten bislang die vollständige Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte des SNB. Diese Lücke läßt sich aber durch Abschätzung der maximalen Überlagerung des heutigen Aufschlußniveaus mit Hilfe des Kompaktionsgrades von Tonsteinen schließen (Henk, 1992). Prä-triassische und prä-tertiäre Erosionsphasen schränken die Zahl der möglichen Interpretationen stark ein, so daß der maximalen Überlagerung auch ein stratigraphisches Alter zugewiesen werden konnte. Die Tonsteinkompaktionsdaten zeigen, daß in bezug auf heutiges NN-Niveau das Saar-Becken von rund 1900 m und das Nahe-Becken von rund 2400 m Perm bzw. Perm und Oberkarbon überlagert wurden. Für die gesamte Nahe-Gruppe kann so eine ursprüngliche Maximalmächtigkeit von rund 3800 m rekonstruiert werden. Da die Zechstein-Ausbildung im nördlichen Oberrheingraben eine Beckenrandfazies aufweist, scheint das SNB zu dieser Zeit bereits Abtragungsgebiet gewesen zu sein. Die Sedimentation der post-Riftphase dauerte offenbar bis in das jüngste Oberrotliegend, so daß die maximale Versenkung der permokarbonen Beckenfüllung um 255 Ma erreicht wurde. Die Rekonstruktion der Beckengeometrie für dieses Stadium zeigt die größten post-Riftmächtigkeiten im Bereich von Pfälzer und Zweibrücker Mulde. Damit besteht eine deutliche laterale Verschiebung zwischen dem Subsidenzmaximum der syn-Riftphase und dem der thermischen Subsidenzphase. Die relative Hochlage des SNB im höchsten Oberrotliegend und Zechstein führte zur Abtragung von großen Teilen der Beckenfüllung. Eventuell hielt sie auch noch bis in die Trias hinein an, da die ältesten triassischen Ablagerungen, die sogenannten Staufer-Schichten, aus lithostratigraphischen Gründen in den Unteren Buntsandstein eingeordnet werden. Nach dieser Einstufung steht für die Erosionsphase insgesamt eine Zeitdauer von 8 Ma zur Verfügung. Selbst bei Annahme konservativer Abtragungsraten von 0,25 mm/a könnten in dieser Zeitspanne die aus den Tonsteinkompaktionsdaten (Henk, 1992) abgeleiteten ca. 2000 m Sedimente erodiert worden sein.

Ab dem Mittleren Buntsandstein erfolgte die post-Riftsedimentation im SNB im Einklang mit der großregionalen Entwicklung. Lediglich die lokal höheren Buntsandstein-Mächtigkeiten in der Pfälzer und Zweibrücker Mulde (Ziegler, 1990) korrespondieren mit den Subsidenzmaxima im höheren Rotliegend und deuten noch auf die spätvariszische Beckenentwicklung hin. Die Sedimentation hält nach Ziegler (1990) zumindest bis zum Jura, eventuell auch noch bis in die Unterkreide an. Ab der

Kreide beginnt für das SNB eine neue Entwicklungsphase, bei der durch eine großräumige Hebung das SNB für lange Zeit zum Erosionsgebiet und erst wieder im Oligozän teilweise zum Ablagerungsraum wird.

## Beckenstruktur

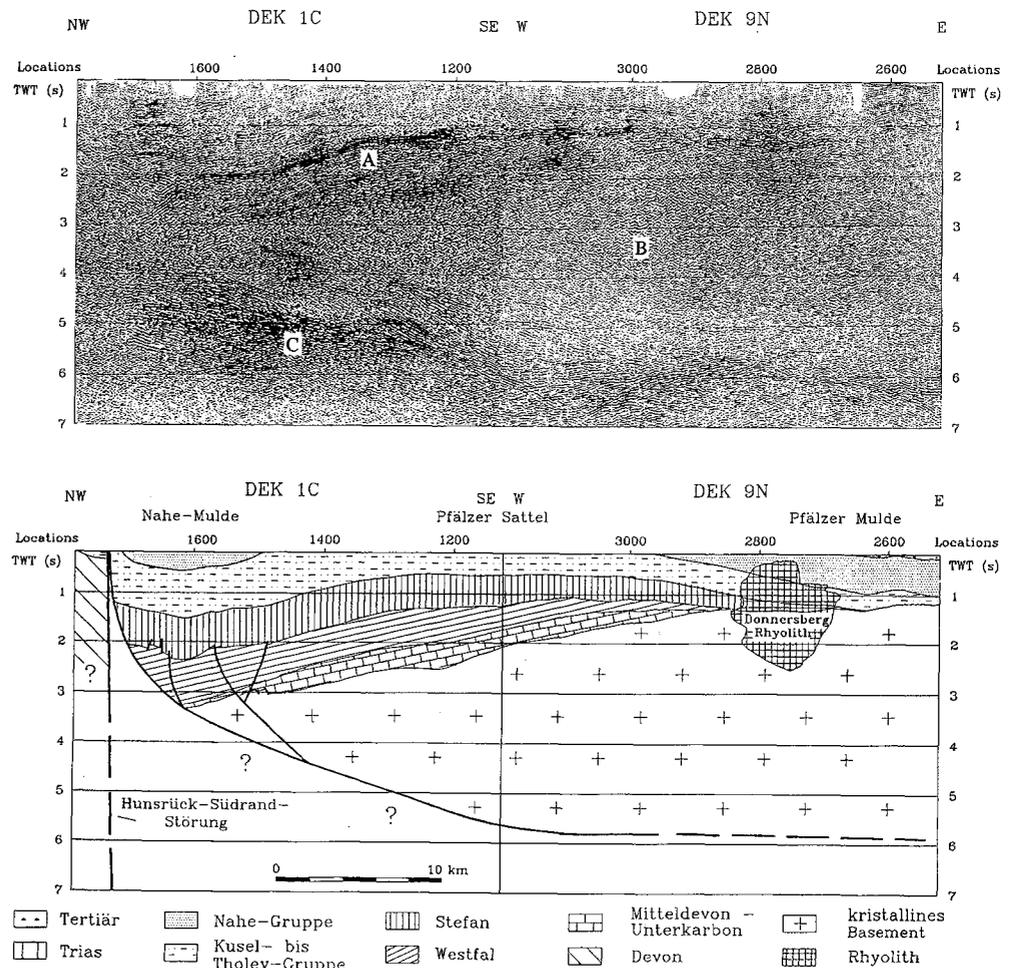
### Beckengeometrie und Kinematik der Haupttrandverwerfung

Beckengeometrie und Krustenaufbau im Bereich des SNB werden durch die zwei tiefeismischen Profile DEKORP 1C und DEKORP 9N erfaßt, die sich im NE des Beckens kreuzen (Abb. 1; ausführliche Diskussion und vollständige Profile in Dekorp Research Group, 1991; Henk, 1991; Meissner und Bortfeld, 1990; Wenzel et al., 1991). Die Kombination der beiden Profile zu einem Beckenquerschnitt (Abb. 3) zeigt hinsichtlich der Krustenreflektivität in den oberen 7 s Zwei-Wege-Laufzeit (TWT) eine deutliche Dreigliederung. Der obere, hochreflektive Krustenbereich (A in Abb. 3) kann als permokarbone Beckenfüllung sowie als mitteldevonische bis unterkarbonische prä-Rift-Sedimente, wie sie in der Saar 1 erbohrt wurden, interpretiert werden. Der mitt-

lere, seismisch nahezu transparente Krustenabschnitt (B in Abb. 3) läßt sich dem kristallinen Basement am Nordrand des Saxothuringikums, also der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, zuordnen. Bei dem unteren hochreflektiven Krustenabschnitt (C in Abb. 3) könnte es sich um Sedimentgesteine und Reste ozeanischer Kruste des Giessen-Ozeans handeln, die bei der Überschiebung des Rhenohertzynikums durch das Saxothuringikum in Duplexstrukturen verschuppt wurden (Dekorp Research Group, 1991).

Die seismischen Daten zeigen für das SNB eine ausgeprägt asymmetrische Beckenfüllung, die mit Hilfe von Bohrungen und insbesondere der Saar 1 stratigraphisch gegliedert werden kann. Besonders markant ist ein Reflektorenbündel ungefähr in der Mitte der Beckenfüllung, das wahrscheinlich dem Niveau Holzer Konglomerat, also der Basis des Stefan, entspricht. Dieser seismische Leithorizont kann über das gesamte Becken verfolgt werden (Jordan und Koch, 1984). Während in der Nahe-Mulde eine konkordante Abfolge zwischen Westfal und Stefan besteht, ist im Bereich des Pfälzer Sattels eine deutliche Winkeldiskordanz erkennbar. In der Pfälzer Mulde fehlen sowohl prä-Riftsedimente als auch Westfal. Beide Einheiten wurden daher entweder primär nicht abgelagert oder bereits prä-stefanisch wieder erodiert. Ab Stefan ist eine typische

**Abb. 3.** Oben: Kombination von DEKORP 1C und 9N (migrierte Versionen) zu einem Querprofil durch das Saar-Nahe-Becken (s. a. Meissner und Bortfeld, 1990). Unten: Geologische Interpretation von DEKORP 1C und 9N für den Bereich des Saar-Nahe-Beckens.



Halbgrabenentwicklung erkennbar, die durch eine progressive Überlappung des saxothuringischen Basements charakterisiert ist.

An der SE-Flanke des Pfälzer Sattels verläuft das DEKORP 9N-Profil zwischen den Rhyolith-Massiven von Donnersberg und Kuhkopf. Das Seismogramm läßt in diesem Bereich im tieferen Teil der Beckenfüllung und im Basement einen großen Intrusionskörper vermuten (s. a. Haneke, 1987). Er konnte allerdings nur ungefähr abgegrenzt werden und bildet offenbar auch keinen kompakten Körper, da sich ein Teil der Reflektoren aus der sedimentären Beckenfüllung mit Unterbrechungen verfolgen lassen. Donnersberg- und Kuhkopf-Rhyolith wären demnach nur oberflächennahe Teilintrusionen, die von einem gemeinsamen Magmenkörper in ca. 2–9 km Tiefe gespeist wurden (s. a. Meier und Eisbacher, 1991).

Insgesamt zeigen die DEKORP-Messungen für das SNB eine ausgeprägte Halbgrabengeometrie mit den maximalen Mächtigkeiten unmittelbar südöstlich der HSRS und bestätigen damit die Oberflächengeologie, nach der diese Störungszone während des Permokarbon als die wesentliche Haupttrandverwerfung aktiv war.

Die detaillierte Interpretation des DEKORP 1C-Profiles im Grenzbereich Hunsrück-SNB zeigt, daß die HSRS aus zwei Teilästen besteht, die zu verschiedenen Zeiten aktiv waren. So hat der hochreflektive, mittlere Krustenteil (C in Abb. 3) nach dem jetzigen Bearbeitungsstand der seismischen Daten keine Fortsetzung nach NW. Es läßt sich daher eine subvertikale Störung annehmen, die sich vom Oberflächenausbiß der HSRS bis in die Unterkruste erstreckt, ohne jedoch die Moho zu versetzen (s. u.). Entscheidend hinsichtlich der permokarbonen Störungs kinematik ist die Begrenzung der Reflektoren der Beckenfüllung. Sie lassen sich im Gegensatz zu einer Interpretation von Korsch und Schäfer (1991, ihre Abb. 3) nur in den oberen 0,8 s TWT bis an den subvertikalen Störungsast verfolgen. In den tieferen Beckenteilen enden die Reflektoren ausnahmslos immer weiter südöstlich und setzen an einer geneigten Störungsfläche ab. Während diese Abschiebung in der Seismik eine listrische Geometrie hat, erscheint sie in einer tiefenkonvertierten Interpretation aus mehreren planaren Segmenten zusammengesetzt. Sie kann mit abnehmendem Einfallen durch die gesamte Oberkruste verfolgt werden und mündet in ca. 16 km Tiefe in die flachen Reflektoren am Top der Unterkruste. Diese Abschiebung ist vermutlich eine reaktivierte variszische Überschiebung, an der das Saxothuringikum auf das Rhenohercynikum überschoben wurde (Behr et al., 1984). Da der subvertikale Störungsast nur Reflektoren mit prä-Westfal-Alder begrenzt, kann er nur vor Beginn der Bildung des SNB als Bewegungsfläche aktiv gewesen sein. Während der permokarbonen Beckenentwicklung war dieser Teil der Störungszone jedoch inaktiv, denn das Absetzen der Reflektoren der Beckenfüllung und die Halbgrabengeometrie des SNB sind durch Abschiebung entlang des Detachment-Teilastes der HSRS bedingt.

Die Geometrie der Haupttrandverwerfung des SNB ist auch in einem weiteren seismischen Profil zu erkennen,

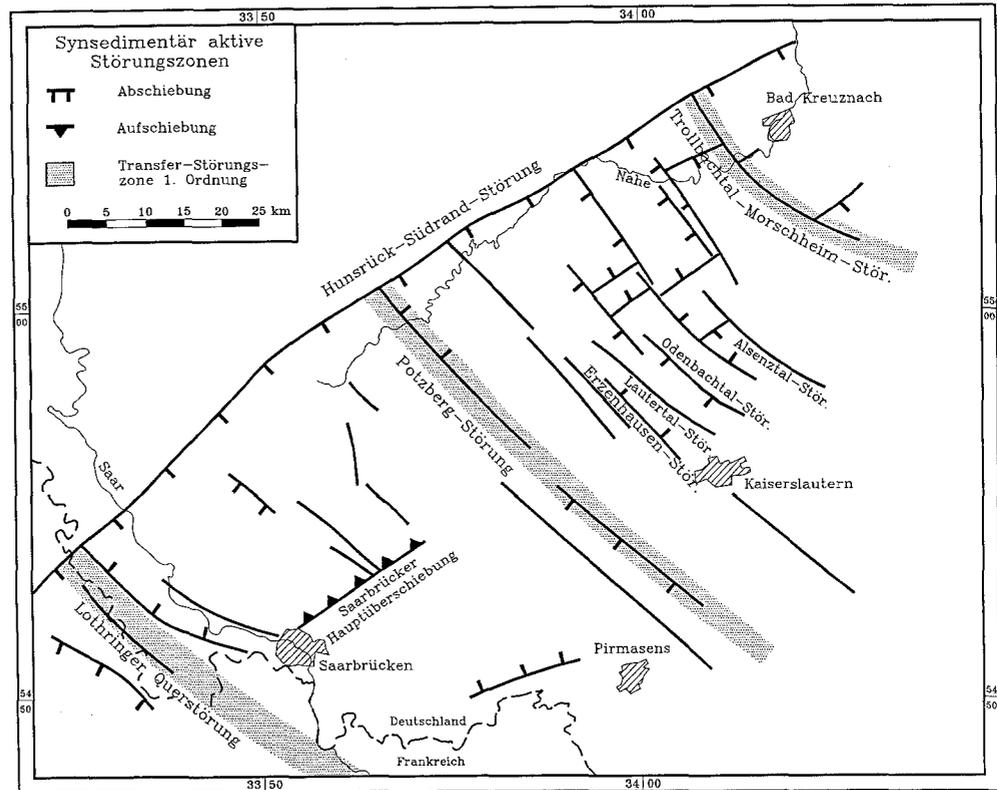
das 2 km abgesetzt, parallel zu DEKORP 1C verläuft und im Auftrag von BEB Erdöl-Erdgas GmbH und Winterhall AG gemessen wurde. Es ist bislang nicht veröffentlicht, wurde aber mehrfach bei Vorträgen, DEKORP-Arbeitsgruppensitzungen und -Symposien gezeigt. Aufgrund der im Gegensatz zur DEKORP-Seismik speziell auf den oberen Krustenteil ausgerichteten Meßauslage und Datenprocessing ist in diesem Profil besonders deutlich die Anbindung der permokarbonen Entwicklung des SNB an das Detachment und nicht an den subvertikalen Störungsast zu erkennen.

Auf der Basis älterer Seismik interpretierten Meissner et al. (1980) die HSRS als eine schwach listrische Abschiebung, die auch noch die Moho um ca. 2 km versetzt. Dieser Moho-Versatz ist auch in der Zeitdarstellung von DEKORP 1C erkennbar und beträgt etwa 0,7 s TWT. Tatsächlich ist er jedoch ein Artefakt, der durch die lateralen Laufzeitunterschiede in der Oberkruste bedingt ist (velocity pull down-Effekt). In Anbetracht der Sedimentmächtigkeit in der Nahe-Mulde von 6,5 km verschwindet der beobachtete Laufzeitsprung durch die Geschwindigkeitskontraste zwischen permokarbonen Sedimenten (im Durchschnitt 4,2 km/s) und den schwach metamorphen Gesteinen des Hunsrücks (5,4 km/s). Bei einer tiefenkonvertierten Darstellung von DEKORP 1C muß daher kein Moho-Versatz anzutreffen sein.

#### *Synsedimentäre Tektonik innerhalb des Beckens*

Die während der Beckenbildung im Permokarbon aktiven Störungen wurden in Abb. 4 unter Verwendung geologischer und geophysikalischer Daten zusammengestellt. Die bedeutendste synsedimentäre Störung ist dabei der Detachment-Teilast der HSRS. In der Kompilation fällt auf, daß beckeninternen Störungen fehlen, die sich parallel zur Haupttrandstörung über größere Entfernungen verfolgen lassen. Es dominieren vielmehr NW–SE streichende Störungen, die das Becken in Teilbereiche mit unterschiedlicher Mächtigkeits- und Faziesverteilung sowie strukturellem Baustil unterteilen. Der Einfluß der Querstörungen auf die Sedimentation kann für die gesamte permokarbonen Beckenentwicklung nachgewiesen werden (siehe u. a. Beispiele in Kneuper, 1966; Lütkehaus, 1970; Berthold, 1971; Boy, 1989; Jordan und Koch, 1984). Besonders klar ist der Zusammenhang zwischen Tektonik und Sedimentation für die Untere Nahe-Gruppe, in der zahlreiche vulkanische Leithorizonte existieren (Haneke et al., 1979; Stollhofen, 1991). Die synsedimentäre Aktivität der Querstörungen wird u. a. durch abrupte Mächtigkeits- und Fazieswechsel sowie lokale Erosionsdiskordanzen belegt. Vielfach lagen nahe der Querstörungen auch spezielle Faziesräume, die sich z. B. als lokal begrenzte Vorkommen von Kohlen und Karbonaten dokumentieren. Die Querstörungen sind durch steilstehende, ca. 1 km breite Störungszonen mit anastomosierenden Bewegungsflächen und durch eine komplexe Internstruktur mit Horsten und Gräben charakterisiert (z. B. Lauterbach-, Odenbach- und Alsenztal-Störung).

Abb. 4. Kompilation der synsedimentären Störungsaktivität.



Während die kurzen, beckenparallel verlaufenden Störungen überwiegend Abschiebungen darstellen, werden die NW–SE orientierten synsedimentären Verwerfungen als Transfer-Störungen (Gibbs, 1984; 1990; Etheridge et al., 1987) interpretiert. Allgemein sind Transfer-Störungen typische Bestandteile von Extensionsbecken und entsprechen in ihrem Bewegungscharakter schrägen Blattverschiebungen, die in einem Winkel von  $60-90^\circ$  zur Beckenlängsachse orientiert sind. Kennzeichen ihrer synsedimentären Aktivität sind abrupte Mächtigkeits- und Fazieswechsel in einer stratigraphischen Einheit. Bei Betrachtung mehrerer Profilschnitte können sich die Einfallrichtung der Störung, der Bewegungsbetrag und die Orientierung des Bewegungsvektors sowie die Anteile von Ab- und Aufschiebungen ändern (Christie-Blick und Biddle, 1985).

In Hinblick auf ihre Bedeutung für die Beckenentwicklung begrenzen nach Etheridge et al. (1987) Transfer-Störungszonen 1. Ordnung größere Beckenteile mit eigenständigem strukturellem Baustil, während Transfer-Störungen 2. Ordnung diese Teilbecken weiter untergliedern. Im SNB gibt es drei Transfer-Störungszonen 1. Ordnung (Abb. 4). Zum einen die Lothringer Querstörung als Übergang zwischen Lothringer und Saar-Becken, dann die Störungszone, die nördlich des Nohfelder Rhyolith beginnt und sich über den Potzberg in den Übergangsbereich von Zweibrücker und Pfälzer Mulde verfolgen läßt und Saar- und Nahe-Teilbecken abgrenzt. Schließlich ist als entsprechende Struktur im nordöstlichen Nahe-Becken die Trollbachtal-Morschheim-Störung im Grenzbereich zum Rotliegend unter dem

Mainzer Becken zu sehen, wo sich der synsedimentäre tektonische Baustil von der weitgespannten, relativ ungestörten Aufwölbung des Pfälzer Sattels zu kleineren Hoch- und Tiefstrukturen ändert, die möglicherweise auf rotierte Basementblöcke zurückzuführen sind. Die räumliche Verknüpfung zahlreicher Transfer-Störungen mit flachen Intrusionen (z. B. Odenbachtal-Störung – Holborner Hof – Kuppel, Niederkirchener Intrusionskomplex; Lautertal-Störung – Frankelbacher Kuppel, Königsberg; Erzenhausen – Verwerfung – Hermannsberg) zeigt, daß sie auch als bevorzugte Aufstiegswege für Magmen dienten und möglicherweise die gesamte Oberkruste bis zum Detachment durchtrennen.

Die Entstehung der Saarbrücker Hauptüberschiebung ist nach Kneuper (1966, 1976) und Engel (1985) auf kompressive „saalische“ Bewegungen zurückzuführen, die auch zur Bildung von Saarbrücker Hauptsattel und Pfälzer Sattel geführt haben sollen. Tatsächlich sind die Synklinalen und Antiklinalen im Verlauf der Halbgrabenentwicklung durch differentielle Subsidenz der Hangendscholle über dem Detachment entstanden.

Untergeordnet sind im SNB auch NNW–SSE bis N–S orientierte synsedimentäre Störungen (z. B. Randstörungen des St. Wendeler Grabens) zu finden. Ihre Bedeutung scheint im NE des Beckens zuzunehmen, wo eine Vergitterung mit variszisch angelegten, ungefähr N–S streichenden Störungen auftritt. Kowalczyk (1983) beschreibt für die Wetterau-Senke eine Vielzahl N–S streichender Strukturelemente (z. B. Sprendlinger Horst), welche die Fazies- und Mächtigkeitsverteilung des Rotliegend beeinflussen.

## *Inversion*

Eine Änderung überregionaler Spannungsfelder im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese führte in der Oberkreide und im Tertiär im Vorland der Alpen zu einer konvergenten Überprägung zahlreicher Strukturelemente. Nach Ziegler (1990) können entsprechende Inversionsbewegungen über 1200 km weit bis in die Nordsee verfolgt werden. Das SNB und die HSRS als Hauptbeckenrandverwerfung liegen genau senkrecht zur NW–SE gerichteten Kompressionsrichtung und auch beckenintern bieten sich insbesondere die während der Bildung des SNB aktiven NE–SW streichenden Abschiebungen und die Transfer-Störungen für eine Reaktivierung im veränderten Spannungsfeld an (siehe Beispiele in Etheridge, 1986). Aufgrund dieser Überlegungen ist eine Inversion des SNB in der Oberkreide und im Tertiär sehr wahrscheinlich, ohne daß dieser Aspekt jedoch bislang näher untersucht wurde. Bei der Inversion könnte durch die konvergente Reaktivierung des Detachments das gesamte Becken etwas aufgepreßt worden sein (siehe Beispiele in Cooper und Williams, 1989). Die steile bis überkippte Lagerung des Rotliegend an der HSRS sowie zahlreiche im Gelände und in der Seismik (Jordan und Koch, 1984) erkannte, NE–SW streichende Aufschiebungen wären in diesem Sinne zu interpretieren. Für eine nach dem Perm erfolgte kompressive Überprägung des SNB sprechen auch eine Reihe kleinerer Überschiebungen mit bis zu 40 m Schubweite, die von Kneuper (1966) aus dem Buntsandstein beschrieben werden. Auch die Saarbrücker Hauptüberschiebung könnte dabei eine Reaktivierung erfahren haben.

Die jüngsten tektonischen Prozesse im SNB stehen im Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens und reaktivieren ebenfalls zahlreiche der variszisch angelegten Strukturelemente (Meier und Eisbacher, 1991). Eine tertiäre Wiederbelebung der HSRS als dextrale Blattverschiebung wird von Schwab (1987) und Anderle (1987) diskutiert und könnte an den steilstehenden Störungsteil der HSRS gebunden sein.

---

## **Quantifizierung der Extension**

### *Geometrische Verfahren*

Extension von Halbgräben kann mit verschiedenen Methoden geometrisch bilanziert werden. Die einzelnen Verfahren unterscheiden sich im wesentlichen durch die Beschreibung der Kinematik im Hangenden der Hauptabschiebung (Rowan und Kligfield, 1989; Dula, 1991). Zu den am häufigsten angewandten Verfahren gehören neben der slip-line-Methode das vertical-shear- und das inclined-shear-Verfahren. Bei der slip-line-Methode (Williams und Vann, 1987) wird angenommen, daß sich alle Punkte des Hangenden parallel zur Abschiebungsbewegung bewegen. Der Extensionsbetrag entspricht daher dem Versatz entlang der Störungsfläche. Demgegenüber liegt der vertical-shear-Methode (Gibbs, 1983) eine Deforma-

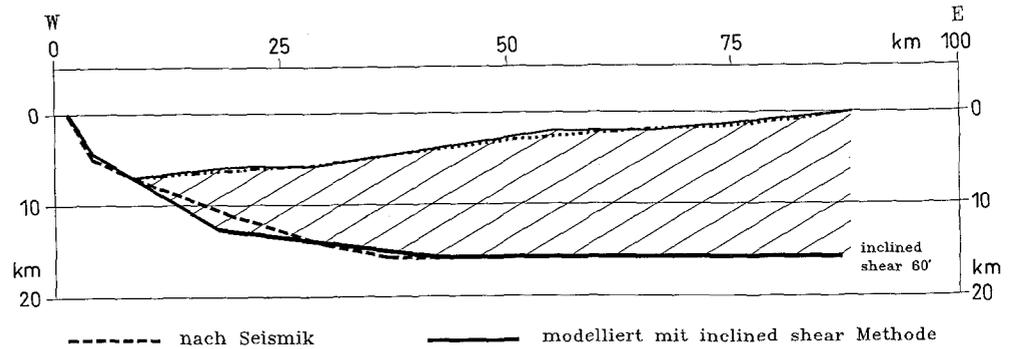
tion des Hangenden an vertikalen Scherflächen zugrunde. Da der geometrisch bestimmte Extensionsbetrag identisch mit dem Horizontalversatz eines Bezugshorizontes ist, wird dieses Verfahren auch als constant-heave-Methode bezeichnet. Eine Weiterentwicklung stellt die inclined-shear-Methode (White et al., 1986) dar, bei welcher die Bewegungen des Hangenden durch Versatz an geneigten Scherflächen beschrieben wird. Der wahre Extensionsbetrag unterscheidet sich folglich vom Horizontalversatz an der Hauptabschiebung. Antithetische Scherflächen ergeben größere Extensionsbeträgen und flachere Strömungsgeometrien als bei einer Bilanzierung mit der vertical-shear-Methode. Bei allen Verfahren werden ausschließlich Bewegungen in der Profilebene angenommen und Deformation des Liegenden wird vernachlässigt.

Für das SNB wurde mit Hilfe der drei genannten Methoden die Dehnung der Kruste quantifiziert und mit der Geometrie des aus der Seismik interpretierten Modells verglichen. Die Modellierungen basieren auf einem Krustenschnitt, der parallel zur vermuteten Extensionsrichtung, also W–E orientiert ist und die Beckengeometrie am Ende der syn-rift-Phase zeigt. Alle Ablagerungen der post-Riftphase wurden entfernt und ihr Einfluß auf die Kompaktion der Sedimente im Liegenden wurde korrigiert.

Die verschiedenen geometrischen Bilanzierungsverfahren liefern für das SNB hinsichtlich Extensionsbetrag und Detachmentgeometrie unterschiedliche Ergebnisse. Mit der vertical-shear-Methode ergibt sich ein Detachment, das in 43 km Tiefe, also im oberen Mantel ausläuft. Der Extensionsbetrag liegt bei 7,2 km (Extensionsfaktor 1,09). Die slip-line-Methode resultiert in einem Detachment in 30,5 km Tiefe und einem Extensionsbetrag von 10 km (1,13). Die entsprechenden Werte für die inclined-shear-Methode variieren in Abhängigkeit vom Einfallswinkel der Scherflächen im Hangenden. Aufgrund dieser Bandbreite möglicher Lösungen kann eine Entscheidung für eine realistische Detachmentgeometrie nur unter Einbeziehung weiterer Daten fallen.

Die Projektion der möglichen Störungen in das NW–SE streichende DEKORP 1C-Profil zeigt, das einige durch den hochreflektiven Krustenabschnitt unterhalb des Kristallinkeiles (C in Abb. 3) verlaufen. Dieser Bereich kann durch in die Kruste eingeschuppte Sedimente interpretiert werden, deren Genese in Zusammenhang mit der Überschiebung des Saxothuringikums auf das Rhenohercynikum steht. Entsprechende Reflektoren sollten demnach ein prä-oberkarbones Alter haben. Störungen, die diese kontinuierlichen Reflektoren schneiden, können daher als Bewegungsbahnen für die permokarbone Beckenentwicklung ausgeschlossen werden. Unter Anwendung dieses Kriteriums kann mit der inclined-shear-Methode und einem Einfallswinkel der Scherflächen von 60° zur Vertikalen eine Störung konstruiert werden, die eine gute Übereinstimmung mit der aus der Seismik interpretierten Störung (Dekorp Research Group, 1991; Henk, 1991) zeigt (Abb. 5). Die geometrisch modellierte Abschiebung fällt oberflächennah mit ca. 70° ein, verflacht zur Tiefe hin zunehmend und läuft am Top der

Abb. 5. Vergleich der mit der inclined-shear-Methode geometrisch bilanzierten und aus der Seismik interpretierten Störungs- und Basementgeometrie.



Unterkruste in ca. 15,8 km Tiefe aus. Während der Horizontalversatz des Beckenbodens nur 7,2 km beträgt, liegt der wahre Extensionsbetrag bei 19,5 km. Dies entspricht einem Extensionsfaktor von 1,29, also einer spätrogenen Dehnung der Kruste um 29%. Diese Angabe muß allerdings als Minimalwert gesehen werden, da eine isostatische Hebung des Liegenden (Wernicke und Axen, 1988) bei den geometrischen Bilanzierungen nicht berücksichtigt wird.

Bei der Interpretation der geometrischen Modellierungsergebnisse ist zu berücksichtigen, daß der gefundene Einfallswinkel von  $60^\circ$  zur Vertikalen nicht notwendigerweise bedeutet, daß mit  $30^\circ$  einfallende Scherflächen im Hangenden der Hauptabschiebung auch real existieren. Dieser Wert stellt nur die beste geometrische Beschreibung der Bewegungen an unterschiedlich orientierten Flächen dar (Rowan und Kligfield, 1989). Leider ist das direkte Basement des SNB nur durch unorientierte Kerne der Saar 1 beprobt, so daß keine ausreichenden Gefügedaten zur Überprüfung der geometrischen Bilanzierung vorliegen. Es kann nur spekuliert werden, daß der modellierte Winkel die kombinierte Bewegung an einer steilstehenden, mit  $60-90^\circ$  zur Kernachse der Saar 1 einfallenden und einer subhorizontalen Foliation (Zimmerle, 1976) widerspiegelt.

### Subsidenzanalyse

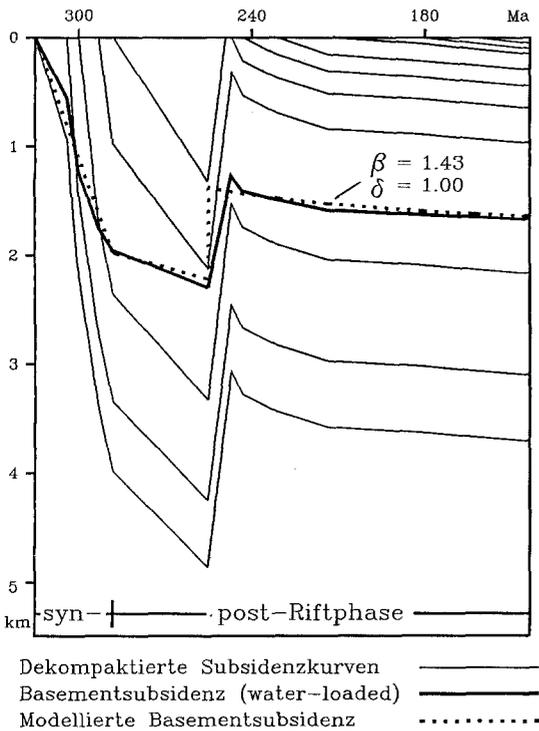
Extension der Lithosphäre und damit verbundene Beckenbildung kann außer mit geometrischen Methoden auch durch Modellierung der Versenkungsgeschichte quantifiziert werden. Während die ersten Arbeiten von McKenzie (1978) und Jarvis und McKenzie (1980) von einer einheitlichen Dehnung der Gesamtlithosphäre ausgehen, erlauben weiterentwickelte Algorithmen eine diskontinuierlich-tiefenabhängige Extension (Royden und Keen, 1980; Hellinger und Slater, 1983). Als Abscherhorizont zwischen den differentiell gezerrten Lithosphärenanteilen können sowohl die Moho als auch beliebige subhorizontale Detachments angenommen werden.

Für die Analyse wird die Subsidenzgeschichte in zwei Abschnitte unterteilt. Zunächst eine initiale oder syn-Riftphase mit Extension der Lithosphäre und rascher Subsidenz. Die Ausdünnung der Kruste ist aufgrund der Erhaltung des isostatischen Gleichgewichtes mit einer

passiven Anhebung der Lithosphärenbasis und einem erhöhten Wärmefluß verbunden. In der anschließenden thermischen oder post-Riftphase gleicht sich die positive Temperaturanomalie wieder aus und infolge der Dichtezunahme der abkühlenden Mantellithosphäre kommt es zu langanhaltender, exponentiell abnehmender Subsidenz. Die Dehnung von Kruste und Mantellithosphäre wird durch die Extensionsfaktoren  $\beta$  und  $\delta$  beschrieben. Sie geben das Verhältnis initialer Mächtigkeit des entsprechenden Lithosphärenabschnittes zur Mächtigkeit nach Ende der syn-Riftphase wieder. Als Faustregel gilt, daß der krustale Extensionsfaktor  $\beta$  im wesentlichen die Subsidenz der syn-Riftphase steuert, während der Extensionsfaktor  $\delta$  der Mantellithosphäre den Absenkungsverlauf der post-Riftphase kontrolliert (Keen, 1989). Lokale Diskrepanzen zwischen  $\beta$  und  $\delta$  sollten sich bei großräumiger Betrachtung ausgleichen, da eine Verformungskompatibilität zwischen beiden Lithosphärenanteilen gewährleistet sein muß.

Für die Modellierung der Versenkungsgeschichte des SNB wurde eine weiterentwickelte Version des von Friedinger (1988) publizierten Computerprogrammes BASTA (BASin Subsidence and Temperature Analysis) verwandt. Damit können sowohl eine endliche Riftingdauer (Jarvis und McKenzie, 1980) als auch unterschiedliche Extensionsraten in zwei beliebigen Lithosphärenabschnitten (Hellinger und Slater, 1983) berücksichtigt werden. Der besondere Vorteil des Programmes liegt in einer Routine, die über ein least-square-fitting selbständig die optimalen  $\beta$ - und  $\delta$ -Werte für die eingegebene Versenkungsgeschichte ermittelt.

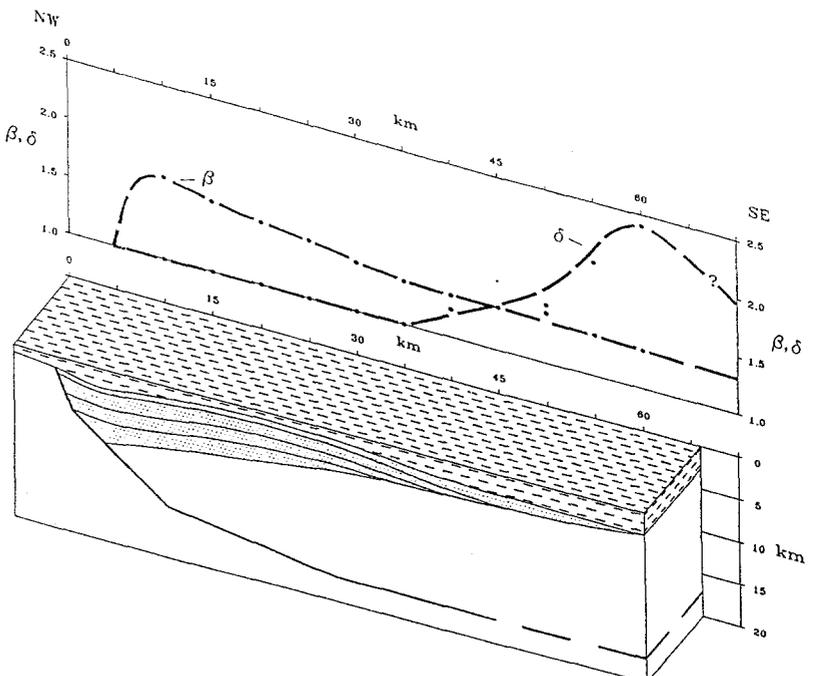
Die Asymmetrie in der Mächtigkeitsverteilung von syn- und postrift-Sedimenten läßt im SNB laterale Variationen der Extensionsfaktoren von Kruste und Mantellithosphäre erwarten. Um diese Variabilität möglichst vollständig zu erfassen, wurde Subsidenz an 11 hypothetische „Bohrungen“ entlang eines NW-SE orientierten Beckenquerschnitts untersucht. Die Versenkungsgeschichte der „Bohrpunkte“ basiert auf der tiefenkonvertierten DEKORP-Seismik (z. T. projiziert in die Profilebene) und wurde durch die aus der Tonsteinkompaktion abgeleiteten, bereits erodierten Teile der Beckenfüllung vervollständigt. Erosionsphasen wurden durch eine kurzfristige Hebung und folgendem Hiatus modelliert. Vor Beginn der Modellierungen mußte der durch Auflast der Beckenfüllung verursachte Anteil an der Gesamtsubsidenz eliminiert werden. Dazu wurde mit



**Abb. 6.** Beispiel für die Modellierung der krustalen und subkrustalen Zerrungsfaktoren aus dem Versenkungsgeschichtediagramm einer hypothetischen Bohrung im Bereich des Pfälzer Sattels.

Hilfe der Porositäts-Tiefen-Funktionen von Selater und Christie (1980) für alle „Bohrungen“ ein sogenanntes Backstripping durchgeführt. Die resultierenden Subsidenzkurven für die Basis Westfal zeigen dann nur noch die Subsidenz, welche direkt durch Lithosphärendehnung bedingt ist (Abb. 6). Unter Voraussetzung lokaler Airy Isostasie, wie sie auch für das Backstripping gilt, können

**Abb. 7.** Verteilung der krustalen und subkrustalen Zerrungsfaktoren  $\beta$  und  $\delta$  entlang eines Querprofils durch das Saar-Nahe-Becken (Angaben für eine initiale Krusten- und Lithosphärenmächtigkeit von 38 km bzw. 100 km). Darunter ist die Beckengeometrie zur Zeit der maximalen Versenkung im höchsten Oberrotliegend dargestellt (punktiert: syn-Riftablagerungen, gestrichelt: post-Riftablagerungen).



die Ergebnisse der eindimensionalen Modellierungen für die 11 hypothetischen „Bohrungen“ zu einem  $\beta$ - $\delta$ -Profil durch das SNB kombiniert werden. Diese Annahme ist für die synrift-Phase gerechtfertigt, kann jedoch in den späten Abschnitten der thermischen Subsidenzphase u. U. zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Extensionsraten führen (Kusznir et al., 1987).

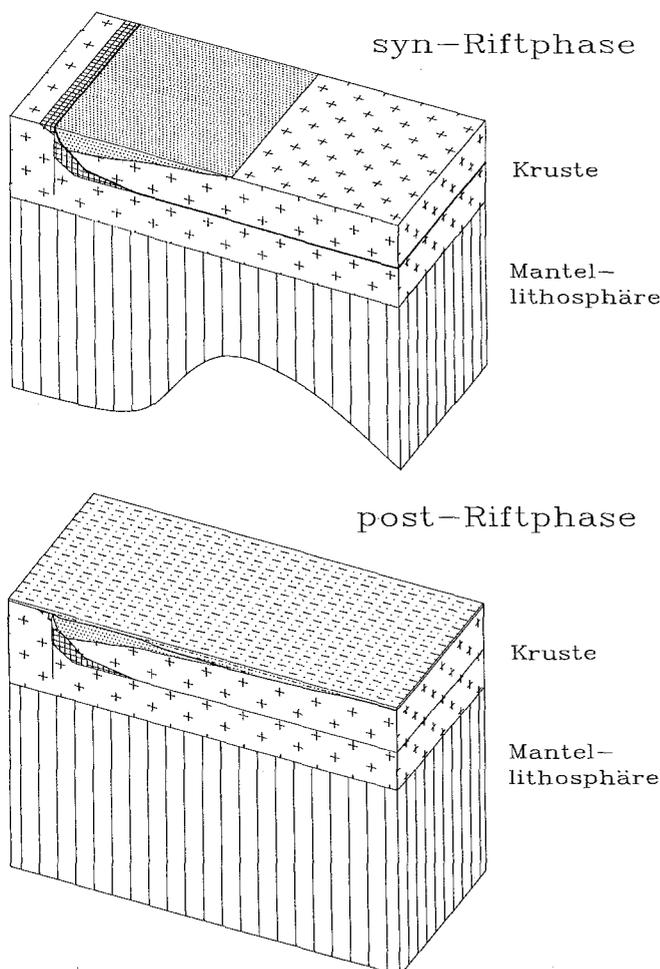
Die aus der Versenkungsgeschichte der 11 hypothetischen Bohrungen modellierte Extension von Kruste und Mantellithosphäre ist in Abb. 7 dargestellt. Trotz des eindimensionalen Ansatzes zeigt sich entlang des untersuchten Profils eine systematische Verteilung, die theoretischen Erwartungen (Kusznir et al., 1987, Keen, 1989) und den Ergebnissen von Finite Element-Modellierungen (Keen und Boutilier, 1990) entspricht. Die krustale Dehnung erreicht ihr Maximum mit einem  $\beta$ -Faktor von 1,7 in der Nahe-Mulde und nimmt dann nach SE kontinuierlich auf Werte von 1,3 ab. Die Verteilung der Dehnung in der Mantellithosphäre ist gegenläufig. Sie liegt bei  $\delta = 1$ , also keine Extension, in der Nahe-Mulde und nimmt unter der Pfälzer Mulde auf Werte von mehr als 2 zu. Die Extension im Mantel beginnt erst 35 km südöstlich der HRSR, genau in dem Bereich, in dem das aus der Seismik interpretierte Detachment in der Unterkruste ausläuft. Krustales und subkrustales Dehnungsmaximum sind lateral um mindestens 50 km versetzt.

Die Subsidenzanalyse zeigt, daß obwohl die Detachmentgeometrie kein Eingabeparameter ist, dennoch eine sinnvolle Korrelation der subkrustalen Extensionsraten zum Verlauf der Beckenrandabschiebung besteht. Die modellierte Verteilung von krustaler und subkrustaler Extension bzw. die laterale Verlagerung zwischen dem Subsidenzmaximum der syn- und dem der post-Riftphase kann plausibel durch ein Detachment erklärt werden, das die Extension der Oberkruste in benachbarte Bereiche

von Unterkruste und Mantellithosphäre transferiert (Abb. 8; s. a. FE-Modelle von Keen und Boutilier, 1990). Die beobachtete Verlagerung der Extensionsbereiche von Kruste und Mantel liefert auch ein weiteres Argument für die Detachmentgeometrie der Hauptabschiebung, denn Abschiebungen entlang einer subvertikalen Störungsfläche würden zu einer unmittelbar südöstlich der HSRS gelegenen Extension des Oberen Mantels bzw. zu einem thermischen Subsidenzmaximum führen. Die tatsächliche Distanz zwischen dem krustalen und dem subkrustalen Extensionsmaximum von über 50 km kann nur durch ein flach einfallendes Detachment erreicht werden.

Entlang des untersuchten Beckenquerschnittes beträgt die mittlere Extension der Kruste 1,39, während der entsprechende Wert für die Dehnung der Mantellithosphäre bei 1,30 liegt. Eine vollständige Verformungs-Kompatibilität zwischen beiden Lithosphärenanteilen könnte bei einer etwas großräumigeren Betrachtung erreicht werden. Im Bereich des SNB ist daher mit einer

**Abb. 8.** Schematische Darstellung der Lithosphärenstruktur am Ende der syn-Riftphase (a) und der post-Riftphase Ende Unterperm (b). Durch die Extension der Kruste entlang des Detachments ist das Zerrungsmaximum im oberen Mantel um ca. 50 km gegenüber der maximalen krustalen Dehnung verschoben. Dies führt zu einem lateralen Versatz der Subsidenzmaxima von syn- und post-Riftphase.



spätvariszischen Dehnung der orogen verdickten Lithosphäre um 35% zu rechnen. Die Subsidenzanalysen deuten auf eine initiale Lithosphäre mit 38 km Krusten- und ca. 100 km Gesamtmächtigkeit hin. Die modellierten Extensionsfaktoren wären dann in der Lage sowohl die permokarbone Beckenentwicklung als auch die heutige Krustendicke von 30 km einschließlich der Sedimente zu erklären.

Subsidenzanalysen wurden auch für eine Modell-Lithosphäre mit einem intrakrustalen Décollement am Top der Unterkruste durchgeführt. Der Wert für  $\beta$  gibt in diesem Fall die Extension der Oberkruste wider, während  $\delta$  die Extension in Unterkruste und oberem Mantel beschreibt. Bei einer initialen Lithosphärenstruktur mit 23 km Oberkrusten-, 40 km Krusten- und 100 km Gesamtmächtigkeit ergeben sich mittlere Werte von 1,76 und 1,19 für  $\beta$  bzw.  $\delta$ . Damit besteht zumindest entlang des untersuchten Beckenquerprofils eine erhebliche Verformungs-Inkompatibilität zwischen den beiden Lithosphärenabschnitten. Auch die Scherfestigkeit der Lithosphäre spricht gegen ein intrakrustales Detachment als der wesentliche Abscherhorizont. In Anbetracht des zu erwartenden maximalen Wärmeflusses von  $70 \text{ mW/m}^2$  (Henk, 1990) stellt die Moho die markanteste Schwächezone innerhalb der Lithosphäre dar (Kusznir und Park, 1987). Es ist daher anzunehmen, daß die permokarbone Bildung des SNB durch eine lateral variierende, diskontinuierlich-tiefenabhängige Extension erfolgte, bei der der Abscherhorizont zwischen den beiden differentiell gezerrten Lithosphärenabschnitten an der Kruste-Mantel-Grenze lag.

### Geodynamik der Beckenentwicklung

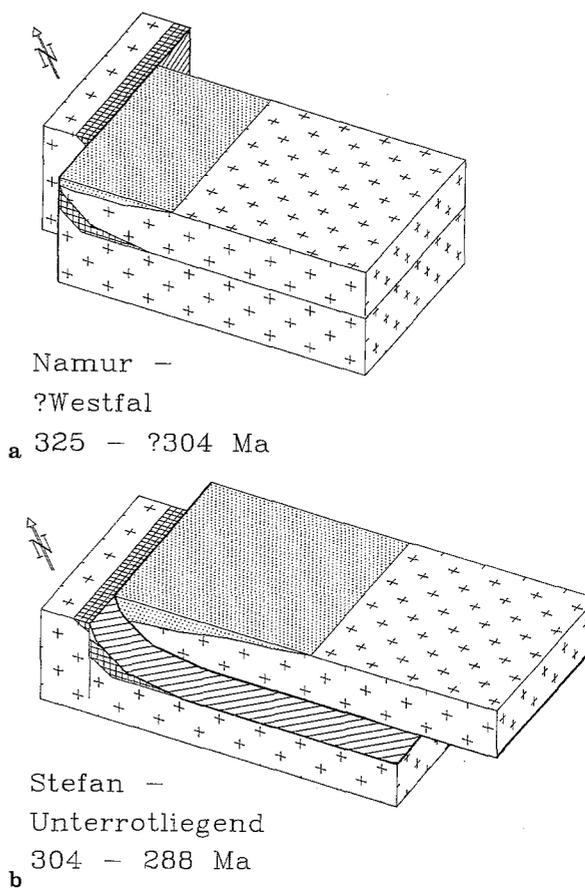
Die variszische Vorgeschichte des SNB wird durch Konvergenz zwischen Gondwana und Laurussia geprägt, die im Oberdevon und Unterkarbon zur Schließung der ozeanischen Bereiche des Rhenoherynischen und des Saxothuringischen Beckens führte (Wickert und Eisbacher, 1988; Franke, 1989; Franke und Oncken, 1990). Im Verlauf des Unterkarbons wurden die Ablagerungen des Saxothuringischen Beckens auf der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zusammengeschoben. Der Nordrand des Saxothuringikums wurde seinerseits vermutlich entlang der in der DEKORP-Seismik erkannten Überschiebungsbahn über die Phyllit-Zone und die südöstlichen Teile des Rhenoheryniums geschoben. Aufgrund dieser Entwicklung wird das Umfeld des SNB von drei Krustensegmenten aufgebaut, die eine sehr unterschiedliche Metamorphose- und Deformationsgeschichte durchlaufen haben. Die permokarbone Füllung des SNB liegt im wesentlichen auf dem mittleren Krustenblock, der durch die HSRS und eine variszisch oder vielleicht schon prävariszisch angelegte Störungszone im Bereich des Oberrheingrabens (Weber, 1990) begrenzt wird. Der undeformierte und nicht metamorphe Zustand devonischer und unterkarbonischer Ablagerungen läßt erwarten, daß dieser Bereich während großer

Zeitabschnitte der variszischen Orogenese eine relative Hochposition in bezug auf das Rhenoherynikum und das übrige Saxothuringikum einnahm.

Die Extension der orogen verdickten Lithosphäre begann in der Internzone der Varisziden vermutlich schon im Namur. In dieser frühen Extensionsphase gebildete kontinentale Sedimente haben aufgrund von Beckenkanibalismus generell nur ein sehr geringes Erhaltungspotential, so daß das Fehlen von gesichertem Namur im SNB und Lothringer Becken nicht überrascht. Die mit der Kollision verbundene Stapelung der Kruste erreichte nach geometrischen Abschätzungen ca. 50 km Dicke (Behrmann et al., 1991) und auch die Mächtigkeit der Gesamtlithosphäre sollte sich erheblich vergrößert haben. Bis zum Beginn des Westfals muß sich neben der Krustendicke insbesondere die Mächtigkeit der Mantellithosphäre deutlich reduziert haben, denn die Subsidenzanalyse deutet auf eine im Verhältnis zur Kruste anomal dünne Mantellithosphäre hin. Die Modellierungen lassen unmittelbar vor Beginn der permokarbonen Beckenbildung, also an der Namur/Westfal-Grenze eine Lithosphäre mit 38 km Krusten- und 90–100 km Gesamtmächtigkeit erwarten. In das Übergangsstadium zwischen Kollision und spatorogener Extension fallen im südlichen Hunsrück dextrale Bewegungen an NE–SW und ENE–WSW streichenden Störungen und Scherzonen (Oncken, 1988). In diesem Zeitabschnitt könnte sich der subvertikale Störungsast der HSRS gebildet haben und als Bewegungsbahn für dextrale Blattverschiebungen aktiv gewesen sein (Abb. 9a).

Die Entwicklung des SNB im Westfal kann mangels gesicherter Daten zur Kinematik der HSRS sowie zur Beckengeometrie nicht eindeutig rekonstruiert werden. In Anbetracht des gravitativen Kollapses der Varisziden erscheint ein Abgleiten der Hangendscholle des Detachments senkrecht zum Streichen des Orogens denkbar. Falls sich die Alter der dextralen Scherbewegungen in der Phyllitzone am Taunussüdrand von 311 Ma (Klügel et al., 1992) auf den Hunsrück übertragen lassen, muß auch im Westfal noch mit dextraler Transtension an der HSRS gerechnet werden.

Ab Stefan (Ziegler, 1990) wurde die spätvariszische Beckenentwicklung in Mitteleuropa durch eine Überlagerung der gravitativen Prozesse mit verändertem Kräfteansatz an den Plattenrandgrenzen kontrolliert. Die Veränderung des überregionalen Spannungsfeldes könnte auf ein dextrales Megaschersystem zwischen Appalachen und Ural zurückzuführen sein, das sich gegen Ende der Kollision zwischen Gondwana und Laurussia entwickelte (Arthaud und Matte, 1977). Die Änderung des Spannungsfeldes zu einer Orientierung der kleinsten Hauptspannung in WNW–ESE bis W–E-Richtung (Bachmann und Grosse, 1989) könnte auch die Ursache für die Diskordanz zwischen Westfal und Stefan im SNB sein. Die Entwicklung des SNB wird zumindest ab dem Stefan durch das Abgleiten eines Basementblockes entlang einer Störungsfläche kontrolliert, die schon variszisch für die Überschiebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle über die Sedimente des Rhenoherynischen Beckens



**Abb. 9a, b.** Schematische Darstellung der geodynamischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens und der Bewegungsgeschichte der Hunsrück-Südrand-Störung zwischen Namur und Rotliegend (in Anlehnung an Franke und Oncken, 1990). Erläuterungen im Text (aktive Störung jeweils fett gezeichnet; Kreuz-Signatur: prä-Riftsedimente und kristallines Basement; schraffiert: bei der Orogenese eingeschuppte Sedimente, die heute am Hunsrück-Südrand und vermutlich in dem seismisch hochreflektiven mittleren Krustenbereich (C in Abb. 3) auftreten; punktiert: syn-Riftablagerungen)

genutzt wurde. Die Reaktivierung als Detachment erfolgte nicht orthogonal zur variszischen Anlage, sondern als Reaktion auf die überregionale W–E-Extension des spatorogenen Streißfeldes schräg dazu (Abb. 9b). Beckenintern wurden zahlreiche variszisch und NE–SW streichende Basementstrukturen reaktiviert. Die NE–SW streichenden Transfer-Störungen begrenzen Beckenteile mit verschiedenem strukturellem Baustil sowie unterschiedlicher Mächtigkeits- und Faziesverteilung. Sie dürften bereits vor Beginn der Beckenbildung als steilstehende Schwächezonen im Basement vorhanden gewesen sein, die Schuppenkörper des orogenen Deckenbaus begrenzten. Die beobachtete Segmentierung des Beckens in einzelne Schollen ist notwendige Folge der schräg zum Einfallen des Detachments orientierten Extension. Nur bei einer Bewegung senkrecht oder parallel zur Hauptstrandstörung wäre es möglich, daß die Hangendscholle intern undeformiert bleibt. Jede schräge Bewegung führt aufgrund der dann unterschiedlichen Geometrien von Top Liegendscholle und Basis Hangendscholle zu einer

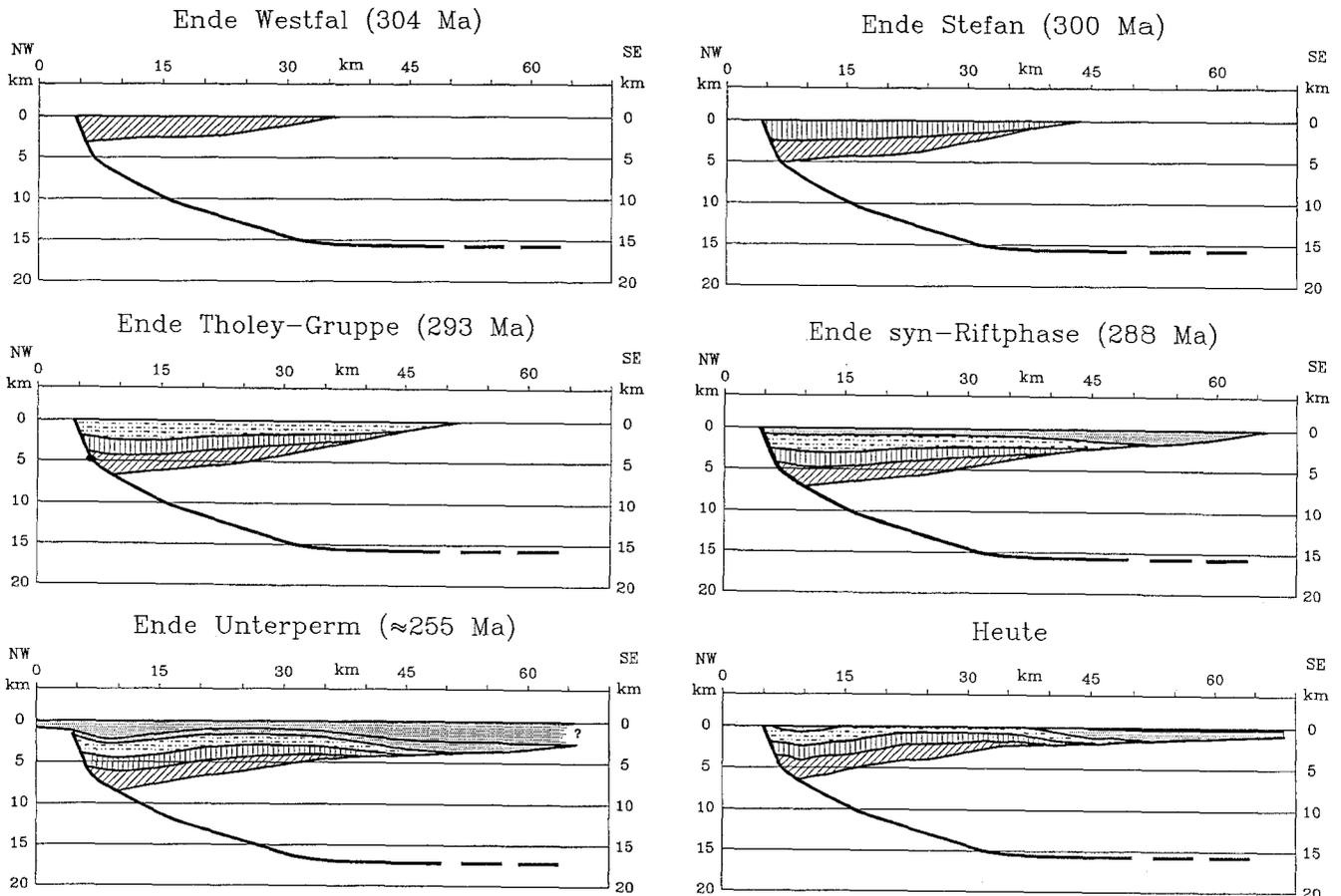
Aufgliederung des Beckens in einzelne leistenförmige Schollen. Die nordostwärts gerichtete Depozentrums-Migration könnte ebenfalls eine Folge der schrägen Öffnung des SNB entlang der nach SE einfallenden Störungsfläche sein.

Das syn-Riftstadium ist im SNB mit dem Ende des Vulkanismus um ca. 288 Ma abgeschlossen. Der permokarbone Magmatismus erfolgte offenbar synchron in weiten Teilen Europas und überlagerte die lokalen Beckenentwicklungen, so daß ein direkter Zusammenhang mit der Lithosphärendehnung im Bereich des SNB nicht zu erwarten ist. Die Absenkung der Kruste infolge der Abkühlung der Lithosphäre führte zu einer großen flächenhaften Ausbreitung des postvulkanischen Rotliegend über die tektonischen Beckenbegrenzungen der syn-Riftphase hinweg (Lorenz und Nicholls, 1984; Eisbacher et al., 1989). Durch die aktive Extension der Lithosphäre und die anschließende thermische Subsidenzphase lagen gegen Ende des Perm große Teile Mitteleuropas unter dem damaligen Meeresspiegelniveau (Ziegler, 1990), was eine nahezu synchrone Transgression des Zechstein ermöglichte. Der S-Rand des Zechsteinmeeres erstreckte sich über die Hessische Senke bis in den nordöstlichen Bereich des Oberrheingrabens. Der größte Teil des SNB lag zu dieser Zeit allerdings oberhalb des Zechstein-Meeresspiegelniveaus und war bis zum Beginn des Buntsandsteins Erosionsgebiet.

Die Entwicklung des SNB während syn- und post-Riftphase sowie die heutige Beckengeometrie sind in Abb. 10 unter Berücksichtigung der Mächtigkeitsänderung durch Kompaktion dargestellt. Die synsedimentäre Bildung der großen Syn- und Antiklinalstrukturen ist Folge der differentiellen Subsidenz des Halbgrabens und des lateralen Versatzes zwischen krustalem und subkrustalem Extensionsmaximum. Ein kompressives Spannungsfeld, z. B. im Sinne von Stille's saalischer und pfälzischer Faltungsphase, ist nicht erforderlich.

Eine Entstehung des SNB durch schräge, sinistrale Abschiebung an der HSRS ordnet sich auch in die generelle Entwicklung der permokarbenen Becken in Mitteleuropa ein. Die von Arthaud und Matte (1977) postulierte Megascherzone wird durch dextrale, NW–SE-streichende Blattverschiebungszonen dominiert, die sich z. T. über mehrere 1000 km verfolgen lassen (z. B. Elbe Lineament, Pays-de-Brays-Störung; s. a. Ziegler, 1990, seine Beilage 17; Benek, 1989). Die konjugiert dazu, also wie die HSRS NE–SW verlaufenden sinistralen Störungen haben dagegen nur eine vergleichsweise lokale Bedeutung. Zahlreiche der nördlich des SNB gelegenen permokarbenen Becken streichen NW–SE und werden von dextralen Blattverschiebungen mit gleicher Orientierung strukturell kontrolliert. Vom Beckentyp werden sie als pull-aparts interpretiert (z. B. Thüringer Wald Lütznier, 1988), da zumindest eine der

Abb. 10. Permokarbone Subsidenz und heutige Beckenstruktur unter Berücksichtigung der Kompaktion (Legende siehe Abb. 3).



beckenparallel verlaufenden Randstörungen eine syndementär aktive Blattverschiebung darstellt. In Süddeutschland ist das SNB das nordwestlichste und vermutlich größte einer Reihe von NE–SW-streichenden Becken, die sich nach S bis unter die Westmolasse verfolgen lassen. Im Gegensatz zu den meisten nördlich des SNB gelegenen Becken zeigt sich in Süddeutschland mit Ausnahme der Becken an der Fränkischen Linie und dem Gifthal-Trog keine Anbindung an dextrale, NW–SE verlaufende Blattverschiebungen. An den NE–SW orientierten Störungen wird die überregionale W–E bis WSW–ENE gerichtete Extension offenbar durch schräges, sinistrale Abgleiten entlang NE–SW-streichender Abschiebungen kompensiert. Im Gegensatz zu den NW–SE streichenden Becken sind daher das SNB und vermutlich auch die anderen parallel dazu verlaufenden Becken nicht als pull-apart-Strukturen zu klassifizieren.

## Diskussion

Kneuper (1966, 1976) entwickelte ein geodynamisches Modell, das die Entstehung des SNB und insbesondere der syndementären Antiklinal- und Synklinalstrukturen durch NW–SE gerichtete Kompression während der gesamten spatorogenen Beckenentwicklung erklärt. Diese Vorstellungen lassen sich durch das neue Datenmaterial nicht erhärten. Es gibt keine eindeutigen Hinweise auf überregionale Kompression während des Permokarbons, sondern Subsidenz und strukturelle Entwicklung lassen sich als Folge der spätvariszischen Extension der Lithosphäre entlang eines intrakrustalen Detachments erklären. Bislang noch nicht näher untersucht ist ein möglicher Zusammenhang zwischen beobachteten Aufschiebungen und einer oberkretazischen bis alttertiären Beckeninversion. Auch eine Entstehung von Pfälzer Sattel und Saarbrücker Hauptsattel durch Intrusion eines permokarbonen Magmatitkörpers (Krupp, 1984) läßt sich nicht bestätigen, denn DEKORP 1C und 9N zeigen keinerlei Hinweise auf einen vermuteten Intrusivkörper. Auch Inkohlungsmessungen (Teichmüller et al., 1983) sprechen gegen einen zusätzliche Wärme abstrahlenden Körper in der Beckenmitte.

Korsch und Schäfer (1991) interpretieren das SNB als pull-apart Becken, das durch dextrale Transtension an der HSRS entstand. Auf der Basis von DEKORP 1C wird die HSRS als eine vertikale Störung gesehen, die durch die gesamte Kruste verläuft, ohne jedoch die Moho zu versetzen. Als weitere Argumente für ein pull-apart werden neben der Störungsgeometrie auch die asymmetrische Mächtigkeitsverteilung sowie die Depozentrums-Migration genannt. Weder eine asymmetrische Beckenstruktur noch eine Depozentrums-Migration sind allerdings eindeutige Kennzeichen für pull-aparts, sondern können in gleicher Weise auch in einem durch Abschiebungen begrenzten Becken auftreten (Reading, 1980). Als pull-aparts sind nach Biddle und Christie-Blick (1985) nur solche Becken zu klassifizieren, deren Genese mit dem

divergierenden Störungsabschnitt oder Versatz (releasing bend oder releasing overstep) einer Blattverschiebung verknüpft ist. Pull-apart-Becken sind demnach zumindest durch eine syndementäre Blattverschiebung begrenzt. Im Falle des SNB muß daher für die Entscheidung zwischen einem durch Blattverschiebungen oder durch Abschiebungen kontrollierten Becken insbesondere der syndementäre Bewegungscharakter der HSRS und der beckeninternen Störungen sowie die überregionale Beckenentwicklung berücksichtigt werden. Allerdings sind permokarbone Horizontalverschiebungen an der HSRS z. B. durch den Versatz von Basementstrukturen nicht direkt nachzuweisen, da das SNB in etwa parallel zum variszischen Streichen der lithologischen und stratigraphischen Einheiten des Hunsrücks verläuft. Untersuchungen zur Herkunft der Gerölle z. B. in den Wadern Schichten können immer eine Verbindung zu wenige Kilometer entfernten Liefergebieten herstellen (Stapf, 1982). Die wesentlichen Argumente für eine Interpretation der permokarbonen Kinematik der HSRS als schräge sinistrale Abschiebung und gegen eine Deutung als dextrale Blattverschiebung sind:

- die Anbindung der permokarbonen Beckenfüllung an ein flach einfallendes Detachment;
- die laterale Verlagerung vom syn- zum post-rift-Subsidenzmaximum um 50 km;
- die Anordnung der syndementären Abschiebungen parallel zur HSRS und die orthogonale Orientierung der Transfer-Störungen;
- der überregionale Vergleich (Ziegler, 1990) zeigt dextrale Blattverschiebungen ausschließlich an senkrecht zur HSRS, also NW–SE verlaufende Störungen.

Eine Interpretation des SNB als durch dextrale Blattverschiebung entstandenes pull-apart-Becken ist daher als wenig wahrscheinlich anzusehen.

In einem weiteren Modell zur Entstehung des SNB von Weber (1990) soll die sinistrale Blattverschiebungszone im Bereich des Oberrheingrabens die Konvergenz im W-Teil des Saxothuringikums reduzieren und dextrale Blattverschiebungen an der HSRS induzieren. Die Bildung von Pfälzer Sattel und Saarbrücker Hauptsattel wird auf eine Inaktivierung der sinistralen Transform-Störung bei nachlassender Konvergenz im Jungpaläozoikum bezogen. Bei diesem Modell bestehen Diskrepanzen, insbesondere bezüglich der Bewegungsdauer und der Orientierung des Verschiebungsvektors an den genannten Blattverschiebungen. Durch das Auftreten undeformierter basischer Gänge in den N–S orientierten Scherzonen im Bereich des Oberrheingrabens muß deren Aktivität vor 330 Ma abgeschlossen sein (Frenzel, 1971; Flöttmann und Oncken, 1992). Eine Beeinflussung der dextralen Scherbewegungen an der HSRS, die erst nach 325 Ma an Bedeutung gewinnen (Oncken, 1988) oder der frühestens um 315 Ma beginnenden Entwicklung des SNB ist daher wenig wahrscheinlich. Auch die Orientierung der Depozentrums-Migration spricht gegen das Modell von Weber (1990), denn dextrale Bewegungen an der HSRS und sinistrale N–S gerichtete Blattverschiebungen im Be-

reich des Oberrheingrabens würden zu einem pull-apart-Becken führen, dessen Subsidenz am Kreuzungspunkt der divergierenden Horizontalverwerfungen, also im NE beginnt. Tatsächlich verlagert sich das Depotzentrum jedoch im Verlauf der Beckenentwicklung von SW nach NE und dürfte erst im Oberrotliegend den Bereich des Mainzer Beckens erreicht haben.

## Schlußfolgerungen

Die Entwicklung des SNB zeigt eine enge Verknüpfung mit der komplexen Kinematik der HSRS. Während die initiale Phase der Beckenentwicklung im Westfal noch von dextralen Scherbewegungen am subvertikalen Teilstück des HSRS beeinflußt sein könnte, wird sie zumindest ab dem Stefan durch W–E gerichtete Extension und schräge Abschiebung entlang eines Detachments kontrolliert. Die Reaktivierung dieser variszischen Überschiebungsbahn war mit einer differentiellen Subsidenz der Hangendscholle verbunden, was Ursache der synsedimentären Entwicklung der großen Antiklinal- und Synklinalstrukturen ist. Diese interne Strukturierung bedingt in Kombination mit einer generellen Halbgrabengeometrie und einer NE-Migration des Depotzentrums die ausgeprägte Asymmetrie des SNB sowohl parallel als auch senkrecht zur Beckenlängsachse. Die Dehnung der Lithosphäre ist mit dem Ende des vulkanischen Rotliegend abgeschlossen. Während der anschließenden thermischen Subsidenzphase dehnt sich der Sedimentationsraum des SNB stark aus und es wurden lokal noch über 2500 m post-Riftsedimente abgelagert. Ein Großteil davon wurde während einer Erosionsphase im höchsten Oberrotliegend und Zechstein bereits wieder abgetragen.

Die beiden zur Quantifizierung der Extension angewandten Verfahren der geometrischen Bilanzierung und der Subsidenzanalyse kommen innerhalb der Fehlergrenzen zu einem übereinstimmenden Ergebnis. Danach ist zwischen Westfal und vulkanischem Rotliegend mit einer Dehnung der orogen verdickten Kruste und Mantellithosphäre um ca. 35% zu rechnen. Die Extension in der initialen Phase des Orogenkollaps ist dabei nicht berücksichtigt, da sie sich wegen fehlender gesicherter Namur-Ablagerungen nicht quantifizieren läßt. Aufgrund der Subsidenzanalyse kann eine diskontinuierlich-tiefenabhängige Extension mit lokal unterschiedlichen Streckungsfaktoren in krustaler und subkrustaler Lithosphäre erwartet werden. Die laterale Verlagerung der Subsidenzmaxima von syn- zur post-Riftphase wird durch das Detachment erklärt, das die Extension der Oberkruste in benachbarte Bereiche der tieferen Lithosphäre transferiert. Pull-apart-Modelle für das SNB sind aufgrund der Kinematik der synsedimentären Störungen und insbesondere auch durch den Vergleich mit der überregionalen Beckenentwicklung im Permokarbon wenig wahrscheinlich.

**Danksagung** Prof. Dr. V. Lorenz, Prof. Dr. O. Oncken und Dr. H. Stollhofen danke ich für zahlreiche Gespräche und Anregungen. Mein Dank gilt ferner der DEKORP Projektgruppe, insbesondere

Prof. Dr. R. Meissner und C. Reichert, die durch die seismischen Profile eine wichtige Datenbasis für die vorliegende Arbeit bereitstellten. Prof. Dr. D. McKenzie und Dr. N. White bin ich für Hinweise zur Quantifizierung der Beckenentwicklung sehr zu Dank verpflichtet. Prof. Dr. G. H. Eisbacher und Dr. J. Behrmann möchte ich für die konstruktive Kritik und die zahlreichen Anregungen nach Durchsicht des Manuskripts danken.

## Literaturverzeichnis

- Anderle H-J (1987) The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. *Tectonophysics*, 137: 101–114; Amsterdam
- Arthaud F, Matte P (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol Soc Amer Bull* 88: 1305–1320; Boulder
- Bachmann GH, Grosse S (1989) Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerkarte. *Nds Akad Geowiss Veröffl* 2: 24–47; Hannover
- Behr H-J, Engel W, Franke W, Giese P, Weber K (1984) The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109: 15–40; Amsterdam
- Behrmann J, Drozdowski G, Heinrichs T, Huch M, Meyer W, Oncken O (1991) Crustal-scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment. *Tectonophysics* 196: 1–21; Amsterdam
- Benck R (1989) Über jungpaläozoische Seitenverschiebungen in Mitteleuropa. *Z geol Wiss* 17: 559–568; Berlin
- Berthold G (1971) Zur Bruch- und Intrusionstektonik im südwestlichen Bereich des Pfälzer Sattelgewölbes. Dissertation, Universität Mainz: 133 S.; Mainz (unveröff.)
- Biddle KT, Christie-Blick N (1985) Glossary – strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. In: Biddle KT, Christie-Blick N (eds.): strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Soc Econ Paleontologists Mineralogist Spec Publ No 37*, Soc Econ Paleontologists Mineralogists, Tulsa: 375–386
- Boy J (1989) Zur Lithostratigraphie des tiefsten Rotliegend (?Oberkarbon – ?Unter-Perm) im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Mainzer geowiss Mitt* 18: 9–42; Mainz
- Boy JA, Fichter J (1988) Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. *N Jb Geol Paläont Abh* 176: 331–394; Stuttgart
- Christie-Blick N, Biddle KT (1985) Deformation and basin formation along strike slip faults. In: Biddle KT, Christie-Blick N (eds.): strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Soc Econ Paleontologists Mineralogists Spec Publ No 37*, Soc Econ Paleontologists Mineralogists, Tulsa: 1–34
- Cooper MA, Williams GD (1989) *Inversion Tectonics*. Blackwell Scient Publ, Oxford: 375 S.
- Dekorp Research Group (1991) Results of DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Renish Massif. *Geophys J Int* 106: 203–227
- Donsimoni M (1981) Le bassin houiller lorrain. *Synthèse géologique*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières 117: 102 S.; Paris
- Dula WF (1991) Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *Amer Assoc Petrol Geol Bull* 75: 1609–1625; Tulsa
- Eisbacher GH, Lüschen E, Wickert F (1989) Crustal-Scale Thrusting and Extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics* 8: 1–21; Washington
- Engel H (1985) Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der südlichen Randüberschiebung. In: Drozdowski G, Engel H, Wolf R, Wrede V (eds.): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*: 217–235

- Etheridge MA (1986) On the reactivation of extensional fault systems. *Phil Trans R Soc Lond A* 317: 179–194
- Etheridge MA, Branson JC, Stuart-Smith PG (1987) The Bass, Gippsland and Otway Basins, southeast Australia: A branched rift system formed by continental extension. In: Beaumont C, Tankard AJ (ed.): *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary: 147–161
- Falke H (1974) Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. *Jber Mitt oberrh geol Ver NF* 56: 1–14
- Flöttmann T, Oncken O (1992) Constraints on the evolution of the Mid-German Crystalline Rise – a study of outcrop west of the river Rhine. *Geol Rundsch* 81: 515–543
- Franke W (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. *Geol Soc Amer Spec Pap* 230: 67–90; Boulder
- Franke W, Oncken O (1990) Geodynamic evolution of the North-Central Variscides. a comic strip. In: Freeman R, Giese P, Müller S (eds.): *The European Geotraverse: integrative studies*. Results from the Fifth Study Center: 187–194
- Frenzel G (1971) Die Mineralparagenese der Albersweiler Lamprophyre (Südpfalz). *N Jb Miner Abh* 115: 164–191
- Friedinger PJ (1988) BASTA – Subsidence and paleotemperature modeling of rift basins. *Computers & Geoscience* 14: 505–526
- Gibbs AD (1983) Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J Struct Geol* 5: 153–160; Oxford
- Gibbs AD (1984) Structural evolution of extensional basin margins. *J Geol Soc* 141: 609–620; London
- Gibbs AD (1990) Linked fault families in basin formation. *J Struct Geol* 12: 795–803; Oxford
- Haneke J (1987) Zur Genese und stratigraphisch-tektonischen Stellung eines permokarbonen Rhyolith-Domes im Saar-Nahe-Gebiet (SW-Deutschland). *Pollichia-Buch Nr. 10*: 147 S.; Bad Dürkheim
- Haneke J, Gäde CW, Lorenz V (1979) Zur stratigraphischen Stellung der rhyolithischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Uragehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. *Z dt geol Ges* 130: 535–560; Hannover
- Harland WB, Cox AV, Llewellyn PG, Pickton CAG, Smith AG, Walters R (1982) *A geological timescale*. Cambridge Earth Sci Ser, Cambridge University Press: 131 S.; Cambridge
- Hellinger SJ, Sclater JG (1983) Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *J Geophy Res* 88: 8251–8270
- Henk A (1990) Struktur und geodynamische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). Dissertation Univ Würzburg: 242 S.; Würzburg (unveröff.)
- Henk A (1991) Structure of the Saar-Nahe-Basin (SW-Germany) from DEKORP profiles 1-C and 9N. In: Meissner R, Brown L, Dürbaum H-J, Franke W, Fuchs K, Seifert F (eds.): *Continental Lithosphere – Deep Seismic Reflections*. American Geophysical Union, Geodynamics Series, v. 22: 91–95; Washington
- Henk A (1992) Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Geol Rundsch* 81: 323–331
- Hess JC, Lippolt HJ (1986) 40 Ar/39 Ar ages of tonstein and tuff sandines: New calibration points for the improvement of the Upper Carboniferous time scale. *Chem Geol* 59: 143–154; Amsterdam
- Jarvis GT, McKenzie DP (1980) Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and planet. Sci Lett* 48: 42–52; Amsterdam
- Jordan F, Koch E (1984) Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes. *Erdöl-Erdgas* 100: 222–228; Hamburg
- Keen CE (1989) Contrasting styles of lithospheric extension determined from crustal studies across rift basins, Eastern Canada. In: Price RA (ed.): *Origin and evolution of sedimentary basins and their energy and mineral resources*. Geophysical Monograph 48: 37–42; Washington (Am Geophys Union)
- Keen CE, Boutilier R (1990) Geodynamic modeling of rift basins: The synrift evolution of a simple half-graben. In: Pinet B, Bois C (eds.): *The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration*. Editions Technip, Paris: 23–33
- Klügel T, Oncken O, Ahrendt H (1992) Deformationsgeschichte einer innervariscischen Suturzone – die Phyllit-Zone im Südtäunus. *Frankfurter geowiss Arb A* 11: 241–243; Frankfurt
- Kneuper G (1966) Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. *Z dt geol Ges* 117: 312–332; Hannover
- Kneuper G (1976) Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1. *Geol Jb A* 27: 499–510; Hannover
- Korsch RJ, Schäfer A (1991) Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar-Nahe basin, southwest Germany. *Tectonophysics* 191: 127–146; Amsterdam
- Kowalczyk G (1983) Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. *Geol Abh Hessen* 84: 99 S.; Wiesbaden
- Krupp R (1984) The Nahe Caldera – A resurgent caldera in the Permocarboniferous Saar Nahe Basin, SW-Germany. *Geol Rundsch* 73: 981–1005; Stuttgart
- Kuszniir NJ, Karner GD, Egan S (1987) Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation. In: Beaumont C, Tankard AJ (eds.): *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary: 185–203
- Kuszniir NJ, Park RG (1987) The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. In: Coward MP, Dewey JF, Hancock PL (eds.): *Continental Extensional Tectonics*. *Geol Soc Spec Publ No* 28: 35–52; London
- Lambiasi JJ (1990) A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: Katz BJ (ed.): *Lacustrine basin exploration – case studies and modern analogs*. AAPG Memoir 50: 265–276; Tulsa
- Lippolt HJ, Hess JC (1989) Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism III. Synthesis of results and geological implications. *N Jb Mineral Geol Paläont Mh* 1989 (9): 553–559; Stuttgart
- Lorenz V, Nicholls IA (1984) Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics* 107: 25–56; Amsterdam
- Lütkehaus M (1970) Das Stefan B und C im Saarland. *Beih geol Landesaufn Saarland* 2: 93 S.; Saarbrücken
- Lützner H (1988) Sedimentology and basin development of intramontane Rotliegend basins in Central Europe. *Z geol Wiss* 16: 845–863; Berlin
- McKenzie DP (1987) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and planet. Sci Lett* 40: 25–32; Amsterdam
- Meier L, Eisbacher GH (1991) Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben, Germany. *Tectonics* 10: 621–630
- Meissner R, Bartelsen H, Murawski H (1980) Seismic reflection and refraction studies for investigating fault zones along the geotraverse Rhenohercynicum. *Tectonophysics* 64: 59–84; Amsterdam
- Meissner R, Bortfeld RK (1990) *DEKORP-Atlas*. Springer, Berlin Heidelberg New York: 80 seismische Profile
- Oncken O (1988) Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, Federal Republic of Germany). *Tectonophysics* 152: 19–40; Amsterdam
- Paproth E (1976) Einleitung und Verzeichnis der gefundenen Fossilien. *Geol Jb A* 27: 307–320; Hannover
- Pruvost P (1934) Bassin houiller de la Saare et de la Lorraine. 3. Description Géologique. Et Gites Minéraux de la France: 174 S.; Lille
- Reading HG (1980) Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: Ballance PF, Reading HG (eds.): *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. *Spec Publ int Ass Sediment* 4: 7–26; Oxford (Blackwell Scient Publ)
- Rowan MG, Kligfield R (1989) Cross section restoration and

- balancing as an aid to seismic interpretation in extensional terranes. *Amer Assoc Petrol Geol Bull* 73: 955–966; Tulsa
- Royden L, Keen CE (1980) Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and planet Sci Lett* 51: 343–361; Amsterdam
- Schäfer A (1986) Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. *Mainzer geowiss Mitt* 15: 239–365; Mainz
- Schäfer A (1989) Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. *Geol Rundsch* 78: 499–524; Stuttgart
- Schliche RW, Olsen PE (1990) Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to the early Mesozoic rifts of eastern North America. *J Geol* 98: 135–155; Chicago
- Schwab K (1987) Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). *Tectonophysics* 137: 115–126; Amsterdam
- Sclater JG, Christie PAF (1980) Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the Central North Sea. *J geophys Res* 85: 3711–3739
- Stapf KRG (1982) Schwemmfächer und Playa-Sedimente im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. *Mitt Pollichia* 70: 7–64; Bad Dürkheim
- Stapf KRG (1989) Biogene fluvio-lakustrine Sedimentation im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Facies* 20: 169–198
- Stapf KRG (1990) Einführung lithostratigraphischer Formationsnamen im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Mitt Pollichia* 77: 111–124; Bad Dürkheim
- Stollhofen H (1991) Die basalen Vulkaniklastika des Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Zusammensetzung, Transport, Ablagerung und geodynamische Position permokarboner syn-Riftsedimente. Dissertation Universität Würzburg: 413 S.; Würzburg (unveröff.)
- Teichmüller M, Teichmüller R, Lorenz V (1983) Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke. *Z dt geol Ges* 134: 153–210; Hannover
- Weber K (1990) Reflexion seismic crustal structure and geological development of the Rhenohercynian/Saxothuringian boundary in Germany. *TERRA-Abstracts* 2: 10
- Wenzel F, Brun J-P, Ecos-Dekorp Working Group (1991) A deep seismic reflection line across the Northern Rhine Graben. *Earth & Planet.Sci Lett* 104: 140–150; Amsterdam
- Wernicke BP, Axen GA (1988) On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology* 16: 848–851; Boulder
- White NJ, Jackson JA, McKenzie DP (1986) The relationship between the geometry of normal faults and that of sedimentary layers in their hanging walls. *J Struct Geol* 8: 897–909; Oxford
- Wickert F, Eisbacher GH (1988) Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. *Geodinamica Acta* 2, 3: 101–120
- Williams G, Vann I (1987) The geometry of listric faults and deformation in their hanging walls. *J Struct Geol* 9: 789–795; Oxford
- Ziegler PA (1990) Geological atlas of Western and Central Europe. 239 S.; Den Haag (Shell Internationale Petroleum Maatschappij)
- Zimmerle W (1976) Petrographische Bedeutung der erbohrten Schichten (der Bohrung Saar I). *Geol Jb A* 27: 91–305; Hannover