

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	19 (2012), 1	S. 93 – 109	3 Abb., 1 Tab., 67 Lit.
------------------------------	---------	--------------	-------------	-------------------------

Der Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg – Vorschlag für eine einheitliche Benennung

The tectonic pattern of the sedimentary cover of Brandenburg – suggestion for a uniform nomenclature

GERHARD BEUTLER & WERNER STACKEBRANDT

1. Zielstellung

Die Beschreibung der tektonischen Strukturierung des mesozoischen Deckgebirges von Brandenburg verfolgt zwei Ziele: Mit der Vorlage eines Vorschlags für die Untergliederung und Bezeichnung der tektonischen Elemente des Strukturbaus im Tafeldeckgebirge (Störungen, Bruchschollen) soll die Grundlage für eine einheitliche Beschreibung der Geologie von Brandenburg gegeben werden. Zugleich erfolgt eine kurz gefasste Einbindung dieser Gliederung in den geologischen Rahmen. Der Beitrag ist damit ein Baustein für eine einheitliche tektonische Nomenklatur im Deckgebirge Ostdeutschlands. Wichtige Vorarbeiten finden sich bei KATZUNG & EHMKE (1993), BEUTLER (1995, 2001), FRANKE (2008) und im Atlas zur Geologie von Brandenburg (STACKEBRANDT & MANHENKE 2010).

Die Darstellung stützt sich auf zwei Elemente: Die Beschreibung der regionalen Störungssysteme und den daraus abgeleiteten Schollenbau. Neben den häufig variierenden Störungsverläufen wird bei einer Reihe von Störungen mit Doppelnamen die Reihenfolge der Namen oft willkürlich gehandhabt, z. B. Fürstenwalde-Guben-Störung oder Guben-Fürstenwalde-Störung; mit einer verbindlichen Festlegung soll eine einheitliche Bezeichnung erreicht werden. Eine weitere Unstimmigkeit tritt beim NNE–SSW streichenden Störungssystem der Westhavelland-Rheinsberg-Scholle auf. Diese Scholle wird nach KOPP et al. (2010) durch drei parallele Störungen gegliedert (von W nach E: Mirow-, Rheinsberg- und Neuruppin-Störung). In der Literatur finden sich die unterschiedlichsten räumlichen Zuordnungen der Störungsnamen zu den Einzelstörungen. Auch ihre geotektonische Bedeutung wird ungleich dargestellt, beispielsweise ihre jeweilige Rolle für die Ostbegrenzung des Ostelbischen Massivs. Hier ist also eine verbindliche Zuordnung zwingend erforderlich.

Die differenzierte Auflösung der tektonischen Gliederung erlaubt zugleich eine verbesserte geodynamische Bewertung der Entwicklung Brandenburgs, wie sie in ihren Grundzügen bereits von STACKEBRANDT (1997, 2002) und STACKEBRANDT & MANHENKE (2010) publiziert wurde.

2. Beckenbildung und Bruchtektonik

Die bruchtektonischen Vorgänge in Zeit und Raum sind eingebettet in die Genese des Mitteleuropäischen Beckens (syn. Zentraleuropäisches Becken; Definition, Abgrenzung und Differenzierung siehe bei LITKE et al. 2008). Dieses hat sich nicht kontinuierlich eingetieft, sondern unterlag unterschiedlichen Beanspruchungs- resp. Senkungs- und Inversionsimpulsen. Der Bildungsprozess kann in unterschiedliche Phasen differenziert werden. Für den ostdeutschen Teil des Beckens haben NÖLDEKE & SCHWAB bereits 1977 ein erstes Modell der postvariszischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges vorgelegt, das SCHWAB (1985) weiter untersetzte und hinsichtlich der genetischen Vorstellungen um das Geschehen im Nordatlantik und im Bereich der Tethys erweiterte. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde die Bildung dieser Senke in folgende vier Stadien untergliedert:

1. Taphrogen- oder Anlagestadium (Stefan bis Saxon I),
2. Hauptabsenkungsstadium (Saxon II bis Keuper),
3. Differenzierungsstadium (Jura bis Unterkreide),
4. Stabilisierungsstadium (mittleres Alb bis Känozoikum).

Grundvorstellung dieses Modells ist die Annahme einer zunehmenden Kratonisierung des Deckgebirges. Die Entwicklung des Beckens wäre damit ein weitestgehend gerichteter Vorgang. Der Einfluss äußerer globaler Vorgänge wird zwar nicht ignoriert, aber als von geringerer Bedeutung eingeschätzt. Mit seiner Diskussion über die Rolle der tektonischen Vorgänge im Alpen-Karpaten-Tektogen auf die Stressfelder im nördlichen Vorland brachte STACKEBRANDT (1986) einen anderen Aspekt in diese Diskussion ein. Für die spätvariszische Entwicklung hatten DRONG et al. (1982) eine gleiche Auffassung vertreten, als sie die Anlage der spätvariszischen Störungssysteme in NW-Deutschland auf das Andauern der Beanspruchung aus der variszischen Faltung zurückführten.

Neben den tektonischen Einflüssen aus der Paläo- und Neotethys auf das nördliche Vorland spielt auch ein zweiter globaler Prozess eine Rolle – der bruchtektonische Zerfall der

Pangea und die tektonischen Vorgänge, die mit der Entstehung des Nordatlantiks verbunden sind. BRANDNER (1984) führte dafür den Begriff „atlantischer Strukturplan“ ein. Die geodynamischen Modelle für Mittel- und Westeuropa, gekoppelt mit exzellenten Kartendarstellungen von ZIEGLER (1982, 1990) haben dies ausdrücklich bestätigt. Die von KLEY & VOIGT (2008) dargestellte kinematische Entwicklung des außeralpinen Mitteleuropa für den Zeitabschnitt des jüngeren Mesozoikums und des Känozoikums tragen dieser wechselnden Beeinflussung Rechnung. Sie sind das Ergebnis wechselnder globaler tektonischer Einflüsse, die sich in der unterschiedlichen räumlichen Aktivierung bruchtektonischer Strukturen widerspiegeln. BAYER et al. (1999) und LITKE et al. (2008) beschrieben wegen dieser unterschiedlichen genetischen Einflussnahmen das Mitteleuropäische Becken als eine komplexe Senkungsstruktur, die u. a. durch inhomogenen Tiefenbau, mehrfache Aktivierungs- resp. Reaktivierungsphasen, die sich zudem auch überlagern, charakterisiert ist. Das Norddeutsche Becken, das Bestand-

teil des übergeordneten Mitteleuropäischen Beckens ist und das den größten Teil Brandenburgs unterlagert, weist diese Komplexität ebenfalls auf. Ein generalisiertes Bildungsmodell für dieses Becken zeigt Abb. 1.

Das Taphrogen- oder Anlagestadium von NÖLDEKE & SCHWAB (1977) und SCHWAB (1985) umfasst den Zeitraum vom höchsten Oberkarbon (Westfal/Stefan) bis zum Oberrotliegend. In diese Phase fällt die Anlage des regionalen Bruchsystems als konvergierendes Schersystem zur Nord gerichteten Beanspruchung der variszischen Faltung.

Überlagert wird dieser Prozess durch Riftungsvorgänge im Protoatlantik, die bereits im Rotliegend zu N–S streichenden Bruchstrukturen führten. SCHECK & BAYER (1999), BENEK & HOTH (2010) und andere haben die Bedeutung dieser submeridionalen Dehnungsstrukturen für die Mächtigkeitkonturierung während der Frühphase der Beckenbildung aufgezeigt. Auf der Grundlage der Analyse von tektonischen Diskordanzen und daran gekoppelten Zyklen legen BEUTLER et al. (2012) alternativ die zeitliche Obergrenze dieses Sta-

Zeit	Tektonische Beanspruchung
rezent bis Neogen	Neotektonische Reaktivierung intraplattentektonische Beanspruchung von Störungszonen; fortgesetzte Einsenkung der Mitteleuropäischen Senkenzone; Spezialfall Quartär: glazialisostatische Störungsaktivitäten; Lösungsprozesse an oberflächennahen Salinarstrukturen; Bewegungsmaxima: Miozän
seit Oberkreide	Synalpidische Remobilisierung intraplattentektonische Auswirkungen auf Konturierung und Strukturierung der Norddeutschen Senke durch Aktivitäten am mobilen Plattenrand des Alpen-Karpaten-Tektogens
seit Keuper	Synalpidische Einengung starke Kompression an (insbesondere) südlichen Leistenschollen, Inversionstektonik (Prignitz-Lausitzer Wall); entspricht Stabilisierungsstadium sensu SCHWAB (1985) der Norddeutschen Senke
	Synalpidische Dehnung Dehnungstektonik, unterschiedlich intensive Bewegungen einzelner Blöcke statt bisheriger einheitlicher Senkenstruktur, Hauptbewegungsaktivität an der Mehrzahl der Störungen, zumeist dilatativ; entspricht Differenzierungsstadium sensu SCHWAB (1985) der Norddeutschen Senke
Obere Trias bis Oberrotliegend	Hauptabsenkung Ablagerung typischer Tafeldeckgebirgsserien aus flachmarinen, terrestrischen und chemogenen Sedimenten, hohe Mächtigkeiten (= intensive Absenkung), weitflächig relativ homogen; entspricht dem Hauptabsenkungsstadium der Norddeutschen Senke sensu SCHWAB (1985)
Oberrotliegend bis Stefan (O-Karbon)	Beckenlage im Morphogenstadium des variszischen Gebirges, störungskontrollierte Anlage der Senke, hohe vulkanische Aktivitäten; entspricht dem Anlagestadium sensu SCHWAB (1985) der Norddeutschen Senke

Abb. 1:
Generalisiertes Beanspruchungsmodell für die Norddeutsche Senke
Fig. 1:
Generalized structural geologic model of the North German basin

diums in den Mittleren Buntsandstein und lassen es in Übereinstimmung mit HOFFMANN (1990) mit der H-Diskordanz ausklingen. Abweichend von der Auffassung von NÖLDEKE & SCHWAB (1977) soll nach diesem Vorschlag das Hauptabsenkungsstadium von der H-Diskordanz bis zum Unterbajoc (Mittlerer Dogger) reichen und zwei Sedimentations- und zwei tektonische Zyklen beinhalten. Eine starke Diskordanz (die Altkimmerische Hauptdiskordanz von BEUTLER & SCHÜLER 1978) bildet eine wichtige interne Grenze in diesem Stadium. Störungsaktivierungen lassen sich auf kompressive Vorgänge am Nordrand der mittleren und östlichen Tethys zurückführen. Starke Impulse der nordatlantischen Rifttektonik sind ebenfalls wirksam und führen zu bedeutenden N–S gerichteten Dehnungsstrukturen. Eine tektonische Neuanlage dieses Stadiums ist das komplex aufgebaute Vorpommern-Störungssystem. Das Stadium wird von der „Intradogger-Diskordanz“ (Prä-Oberbajoc) abgeschlossen.

Das Differenzierungsstadium von NÖLDEKE & SCHWAB (1977) ist zeitlich auf den Abschnitt vom Oberen Dogger (Oberbajoc) bis zum Mittelalb (Unterkreide) definiert. Es besteht ebenfalls aus zwei Sedimentations- und tektonischen Zyklen (BEUTLER et al. 2012). Die „Differenzierung“ in diesem Stadium wird durch tektonische Prozesse in der mittleren Nordsee hervorgerufen.

Über einem Hotspot im Outer Moray Firth Basin entstand im Oberen Dogger eine „triple junction-Struktur“ mit tiefgreifenden Störungen, starkem Basaltvulkanismus und weitreichenden Krustenhebungen, die auch das paläogeographische Regime im Mitteleuropäischen Becken grundlegend veränderten. Das bis dahin einheitliche Becken gliedert sich durch großflächige Hebungszonen auf. Es entstand ein in Teilbereiche differenzierter Ablagerungsraum mit sich unterschiedlich bewegenden Großschollen, bei deren Ausbildung sowohl NW-SE-Störungen als auch NNE-SSW-Störungen wirksam waren. Dieser mehrphasige Prozess wird auch unter dem Begriff „Jungkimmerische Tektonik“ zusammengefasst und ist wegen der vorwiegend dilatativen Beanspruchung durch Dehnungstektonik und transtensionale Scherprozesse charakterisiert. Im zweiten Zyklus dieses Stadiums dominierten sedimentäre Vorgänge, die das Ergebnis von W–E gerichteten Transgressionen und mehreren gegenläufigen Regressivphasen sind. STACKEBRANDT & FRANZKE (1989) rechnen dieses Stadium bereits zum übergeordneten Stadium der Synalpidischen Remobilisierung, das aus einer Dehnungs- und Einengungsphase besteht (siehe Abb. 1). Zeitlich entsprechen diese Phasen dem Differenzierungs- bzw. älteren Teil des Stabilisierungsstadiums sensu NÖLDEKE & SCHWAB (1977) bzw. SCHWAB (1985), gehören nach ihrer Genese jedoch dem alpidischen Zyklus an.

Mit der Transgression im Mittel- bis Oberalb wird das Stadium der Synalpidischen Einengung eingeleitet. Es entspricht dem älteren „Stabilisierungsstadium“ von NÖLDEKE & SCHWAB (1977), beinhaltet aber nicht wie dieses die gesamte Oberkreide und das Känozoikum, sondern wird durch das sich im Neogen einstellende Stadium der Neotektonischen Reaktivierung abgeschnitten (siehe Abb. 1). Durch

das Übergreifen auf vorher entstandene Beckenstrukturen bildete sich erneut ein einheitliches großes Sedimentbecken heraus. Wenn man die hohen Subsidenzraten des Tertiärs in der Nordsee und in NW-Deutschland berücksichtigt, kann man diesen Zeitabschnitt auch als ein zweites Hauptabsenkungsstadium betrachten.

Der Wandel von überregionaler Dehnung zum Wirksamwerden kompressiver Tektonik belegt die Intensivierung der intraplattentektonischen Beeinflussung im Vorfeld des Alpen-Karpaten-Tektogens. Obwohl noch zahlreiche Fragen der direkten Kopplung zwischen aktiven Plattenrändern und dem platteninternen Bereich offen sind, wirken sich die Kollisionsereignisse aus den südlich, südwestlich und südöstlich gelegenen Plattenrändern als intraplattentektonische Aktivierungsphasen an zumeist bereits vorhandenen Störungszonen aus. Hierdurch bedingte Bewegungsumkehr wird häufig unter dem Begriff „Inversionstektonik“ zusammengefasst. Beginnend in der höheren Oberkreide (etwa ab Santon) bis in das Neogen (Miozän) nimmt die tektonische Aktivität erheblich zu. Verbunden mit der Heraushebung großer Schwellenzonen und der Entstehung von Randtrögen im Sinne von VOIGT (1963) werden Bruchzonen aktiviert, die sich in ihrer Anlage invers zu der bisherigen Tektonik verhalten. So werden durch kompressive Beanspruchung vormals als Abschiebungen angelegte Störungszonen zu Auf- und Überschiebungen umgeformt. Diese Blockbewegungen konzentrieren sich an der Südflanke der Norddeutschen Senke im Übergangsbereich zur Sächsisch-Thüringischen Scholle (KATZUNG & EHMKE 1993). Dieser Beanspruchungswechsel an Störungszonen im Norddeutschen Becken ist schon frühzeitig auf die teletektonische Wirksamkeit der zeitlich und räumlich differenzierten Faltungen im Alpen-Karpaten-Tektogen zurückgeführt worden (STACKEBRANDT & FRANZKE 1989). OTTO (2003) hat darüber hinaus auf die Bedeutung des Salzes für die unterschiedliche Auswirkung der Inversionstektonik hingewiesen.

Die jüngsten Bewegungsaktivitäten im Norddeutschen Becken werden unter dem Begriff der „neotektonischen Reaktivierung“ zusammengefasst. Mit Ausnahme des südlichsten Randbereichs gehört Brandenburg zu einem Gebiet fortgesetzter Einsenkung, das sich von der südlichen Nordsee bis nach Breslau (Südpolen) erstreckt. GARETZKY et al. (2001) haben diese Senkungszone, deren zentrale Achse dem Elbe-Lineament folgt, Central European subsidence zone genannt. Die Amplitude erreicht im Nordwesten Brandenburgs mehrere hundert Meter; nach ESE wird die Senkungszone teleskopartig schmaler und flacher, wobei sich der Intensitätswechsel im Bereich querender Störungszonen befindet (siehe STACKEBRANDT 2004). Neben diesem großregionalen Trend treten während der neotektonischen Beanspruchungsphase lokale Aktivitätsgebiete auf, die auf eine intensive Wechselwirkung zwischen endogenen und exogenen landschaftsgestaltenden Faktoren zurückgehen. Beispiele hierfür sind die glazialisostatisch reaktivierten Salzstrukturen von Rüdersdorf, Sperenberg und Rambow (LUDWIG & STACKEBRANDT 2010) und subrezente Bewegungen an Störungszonen, auf die u. a. aus morphotektonischen Analysen geschlossen werden kann (STACKEBRANDT 2005).

3. Zur Bruchtektonik im Tafeldeckgebirge Brandenburgs

Das Tafeldeckgebirge Brandenburgs wird durch Störungssysteme mit vorwiegend NW-SE- und (N)NE-(S)SW-Richtung in Schollen¹ differenziert. Nach der Bildungs- und Ausgestaltungszeit, ihrer Intensität sowie ihrem Charakter sind diese Störungssysteme inhomogen. Zeitlich spannt sich der Bogen von der spätvariszischen Beanspruchung im Oberkarbon bis zur Inversionstektonik in der Oberkreide und an der Kreide-Tertiär-Grenze. Zum Teil sind diese Störungen auch neotektonisch aktiv.

Auf der Basis seiner struktureologischen Beanspruchung kann Brandenburg zweigeteilt werden: Das Tafeldeckgebirge im Norden – die Trennlinie liegt etwa in Höhe von Berlin – ist nur schwach bruchtektonisch beansprucht. Eine Ausnahme bildet der NNE–SSW streichende Rheinsberg-Trog (SCHECK-WENDEROTH & LAMARCHE 2005). Im übrigen Gebiet sind es vor allem die Salzstrukturen, welche hier die Lagerungsverhältnisse prägen. Das Deckgebirge durchschlagende Störungen sind selten, zum Teil sind sie an die Hochlagen der Salzkissen gebunden. Die bruchtektonische Gliederung in diesem Landesteil richtet sich nach den verdeckten Sockelstörungen, die teilweise durch die Analogeseismik im Niveau der Zechsteinbasis bzw. des Z-Reflektors (Staßfurtkarbonat/Basalanhydrit) teilweise anhand gravimetrischer und geomagnetischer Anomalien begründet und indirekt auch durch die Lage der Salzstrukturen angezeigt werden.

Der Südteil Brandenburgs weist eine nach Intensität und Quantität intensivere Störungstektonik auf. Wegen der Engständigkeit der NW-SE-orientierten Störungen bilden diese einen Saum von so genannten Leistenschollen, während die NE-SW-verlaufenden Störungen weitständiger sind. Die Störungen lassen sich durch die klassischen Methoden der Oberflächen- und Tiefenkartierung in Verbindung mit vielfältigen geophysikalischen Untersuchungen nachweisen. Von diesen Störungen sind sowohl das variszische Fundament als auch das mesozoisch-känozoische Deckgebirge betroffen. Auf die neotektonische Wirksamkeit dieser zum System der Mitteldeutschen Hauptabbrüche gehörenden regionalen Störungszonen hat STACKEBRANDT (2008) aufmerksam gemacht.

Aussagen zur struktureologischen Differenzierung Brandenburgs oder von Teilregionen wurden bereits in zahlreichen Arbeiten getroffen. Exemplarisch sei auf die Publikationen von F. KÖLBEL (1962), BRAUSE (1964), KUPETZ et al. (1989), BEUTLER (1995) sowie GÖTHEL & GRUNERT (1996) verwiesen. Eine besondere Stellung nehmen die regionalen Zusammenfassungen vom ehemaligen VEB Geophysik ein, die von REINHARDT (1993) publiziert wurden und die zu wesentlichen Teilen in die Tektonische Karte der DDR

1 : 500 000 (LANGE, SÖLLIG & RIPPEL 1990) eingeflossen sind. In Zusammenfassung der vorliegenden geologischen und geophysikalischen Daten und in Abstimmung mit der Tektonischen Karte von Sachsen-Anhalt (BEUTLER 2001) wird in Abb. 2 eine Übersichtskarte der regionalen Bruchstörungen von Berlin-Brandenburg vorgelegt. Dominant sind Störungen der **NW-SE-Richtung**, die herzynischen Störungen. Dazu zählen (von N nach S):

Rostock-Gramzow-Störung, Templin-Störung, Wismar-Eberswalde-Störung, Fürstenwalde-Störung, Fürstenwalde-Guben-Störung, Zitadelle-Störung, Groß Köris-Merzdorf-Störung, Wünsdorf-Cottbus-Störung, Lausitz-Störung [auch als Lausitzer Hauptabbruch (LHA) bezeichnet], Innerlausitz-Störung, (auch Innerlausitzer Hauptverwerfung), Schönewalde-Störung, Zahna-Störung, Wittenberg-Störung und Westlausitz-Störung.

In Südbrandenburg bilden die NW-SE-Störungen einen Saum aus Leistenschollen, die insgesamt zum großregionalen Störungssystem der Mitteldeutschen Hauptabbrüche gehören. In Abb. 2 ist dieser Bereich farblich markiert.

Mit annähernd gleichen Anteilen sind Störungen der NE-SW-Richtung und Störungen der NNE-SSW-Richtung vertreten. Während die NE-SW gerichteten nur im Südosten des Gebietes auftreten, durchsetzen die Störungen in NNE-SSW-Richtung das Areal in voller Länge.

Die NE-SW streichenden Störungen werden in Bezug auf die NW-SE-Störungen auch als Querstörungen bezeichnet. Von den durch GÖTHEL & GRUNERT (1996) beschriebenen Störungen konnte aus Gründen der Übersichtlichkeit nur eine Auswahl übernommen werden. Weitere Störungsnachweise wurden von BEUTLER (1995) und WETZEL (1984) übernommen.

Folgende wesentliche Störungen wurden dargestellt (von NW nach SE):

Arendsee-Störung, Herzberg-Störung, Calau-Störung, Plieskendorf-Störung, Senftenberg-Störung, Heinersbrück-Guben-Störung, Hoyerswerda-Störung [auch Hoyerswerdaer Querstörung (HQS)], Weißwasser-Störung, Niesky-Störung.

Das System der NNE–SSW streichenden Störungen hat für die regionale Gliederung des Deckgebirges von NE-Deutschland besondere Bedeutung. Hierzu zählen (von W nach E):

Mirow-Störung, Rheinsberg-Störung, Neuruppin-Störung, Liebenwalde-Störung, Buckow-Oderhaff-Störung.

Eine vierte Richtung wird durch Störungen mit annäherndem **E-W**-Streichen vertreten. Hierzu zählen (von N nach S):

Potsdam-Störung, Belzig-Störung.

¹ Als Scholle werden hier strukturelle Einheiten verstanden, die durch Störungszonen begrenzt werden und sich von ihren Nachbarschollen durch eine eigenständige Entwicklung und einen individuellen Internbau unterscheiden.



Abb. 2: Die regionalen Störungszonen in Brandenburg
 Fig. 2: Regional fault pattern of Brandenburg

Nicht von allen Störungen liegen direkte Nachweise aus Tiefbohrungen vor. Es überwiegen Abschiebungen mit Versatzbeträgen von maximal 300 bis 350 m. Feinstratigraphische Untersuchungen im Zeitraum zwischen 1965 und 1990 durch BEUTLER im Keuper und durch SCHÜLER im Buntsandstein begründen diese Werte.

An einigen Störungen konnten auch kompressive Bewegungen erkannt werden, obwohl dieser Beanspruchungscharakter auch weitflächig gewirkt hat. Darüber hinaus liegen in Verbindung mit Salzkeilvorkommen Schichtverdoppelungen vor, in denen über 500 m mächtige Sedimentserien gestapelt sind, was auf erhebliche Einengung schließen lässt.

Die nachfolgende Tabelle 1 listet einige Eckdaten der in Abb. 2 dargestellten Störungszonen des Tafeldeckgebirges von Brandenburg auf, benennt deren Autoren und macht dort, wo möglich, Angaben zum Störungscharakter.

4. Der Schollenbau von Brandenburg

Durch die zahlreichen, sich vergitternden Regionalstörungen wird ein komplexer Schollenbau abgebildet, der in Abb. 3 dargestellt ist. Diese Darstellung schließt an vorliegende Beschreibungen von Sachsen-Anhalt und Mecklen-

Störungsname	Autor(en)	Ausbildung		Länge [km]	Sprunghöhe [m] Einfallrichtung	Nachweis			Bemerkungen
		S	D			Gy	Geo	Bhg	
1) NW–SE-Störungen									
Rostock-Gramzow-St.	(?) GLUSCHKO et al. (1976)	+	x	30 (in BB)	n. b., SW	+			beckenkonturierende Tiefenstörung
Templin-St.	neu benannt	+	x	80	n. b., SW	+			nicht sehr ausgeprägt
Wismar-Eberswalde-St.	neu benannt	+	x	220 120 (in BB)	n. b., SW (Rotliegend)		+	+	Aktivierung im Perm und Trias
Fürstenwalde-St.	neu benannt	+	+	80	n. b., NE		+	+	mögliche Fortsetzung der Fürstenwalde-Guben-Störung
Fürstenwalde-Guben-St.	(?) KATZUNG & EHMKE (1993)	+	+	120	n. b., Hauptstörung SW	+	+	+	komplexes System, mehrere Einzelstörungen, auch Überschiebungen
Zitadelle-St.	neu benannt	+	+	130	>100, SW	+	+	+	taucht in NW-Richtung ab
Groß Köris-Merzdorf-St.	GÖTHEL & GRUNERT (1996)	+	+	100	SW		+	+	aus mehreren Einzelstörungen
Dissen-St.	GÖTHEL & GRUNERT (1996)	+	+	30	SW		+	+	Überschiebung komplexer Baustil
Wünsdorf-Cottbus-St.	(?) REINHARDT (1993)	+	+	130	im D >350, NE	+	+	+	aus mehreren Einzelstörungen, durch Herzberg-Störung geteilt
Lausitz-St.	SIEMENS & BEIN (1953 – 55)	+	+	170	>1000, NE	+	+	+	ein Hauptelement der MHA, Staffelbrüche, Keilgräben, mehrfach wechselnd beansprucht, Fortsetzung nach Polen
Innerlausitz-St.	BRAUSE (1965)	+		>30	>1000, NE	+	+		Fortsetzung nach Polen
Schönewalde-St.	F. KÖLBEL (1962)	+	+	40	>200, SW	+	+		Grabenrandstörung zum Holzdorfgraben
Zahna-St.	BEUTLER (2001)	+	+	45	200, NE	+	+		Grabenrandstörung zum Holzdorfgraben
Wittenberg-St.	(?) F. KÖLBEL (1962)	+	+	100	>>1000, NE	+	+	+	ein Hauptelement der MHA
Westlausitz-St.	HIRSCHMANN & BRAUSE (1969)	+	+	>100	± 1000, SW	+	+		überregionale Bedeutung
2) NE–SW-Störungen									
Arendsee-St.	FRANKE (1990)	+	+	130 gesamt BB: 35	max. 500, SE (Rotliegend)	+	+	+	im Variszikum als Transcurrent-Störung
Herzberg-St.	F. KÖLBEL (1962)	+	+	80	n. b., NW	+	+	+	markante Querstörung zu MHA, überregionale Bedeutung
Calau-St.	GÖTHEL & GRUNERT (1996)	+	+	70	n. b., NW	+	+	+	--

Störungsname	Autor(en)	Ausbildung		Länge [km]	Sprunghöhe [m] Einfallrichtung	Nachweis			Bemerkungen
		S	D			Gy	Geo	Bhg	
Plieskendorf-St.	GÖTHEL & GRUNERT (1996)	+	+	90	n. b., NW	+	+	+	starke Auswirkung im D, Fortsetzung in Heinersdorf-Guben-Störung (NE)
Heinersdorf-Guben-St.	GÖTHEL & GRUNERT (1996)	?	+	70	n. b.		+	+	Fortsetzung der Plieskendorf-Störung
Senftenberg-St.	BEUTLER (1995)	+	+	40	n. b.	+	+		auch im Känozoikum aktiv
Hoyerswerda-St.	BRAUSE (1965)	+	+	80	n. b., NW	+	+		markante Querstörung zu MHA, überregionale Bedeutung
Weißwasser-St.	WETZEL (1984)	+	+	120	250–300, SW	+	+		überregionale Bedeutung, Fortsetzung nach SW
Niesky-St.	WETZEL (1984)	+	+	120	n. b.	+	+		--
3) NNE–SSW-Störungen									
Mirow-St.	(?) KOPP et al. (2002)	+	x	>>300	n. b.	+	+		im Variszikum als Transform-Störung, Randelement der Westbrandenburg-Senke
Rheinsberg-St.	(?) KOPP et al. (2002)	+	+	>>300	n. b.	+	+		im Variszikum als Transform-Störung
Neuruppin-St.	(?) KOPP et al. (2002)	+	+	>>300	n. b.	+	+	+	im Variszikum als Transform-Störung; Hauptstörung des Ostelbischen Massivs
Liebenwalde-St.	KATZUNG & BEUTLER (1995)	+	+	>200	n. b., NW	+	+		wichtige Querstörung zur NW-SE-Senkungsachse
Buckow-Oderhaff-St.	(?) REINHARDT (1993)	+	+	160	n. b.	+	+		nach Seismik aus mehreren Einzelstörungen bestehend
4) W–E-Störungen									
Potsdam-St.	KATZUNG & BEUTLER (1995)	+	+	150	250–300, S/SSE	+	+	+	aus Einzelementen, wechselndes Einfallen, Fortsetzung nach W-Polen
Belzig-St.	BEUTLER (2001)	+	+	90	100, S		+	+	--

Tab. 1: Störungszonen im Tafeldeckgebirge Brandenburgs (Auswahl entsprechend Darstellung in Abb. 2)
 Verwendete Abkürzungen: + – direkter Nachweis; x – indirekter Nachweis durch Mächtigkeit und Fazies; S – Sockel; D – Deckgebirge; nb – nicht bekannt; Gy – Geophysik; Geo – Geologie; Bhg – Bohrung; BB – Brandenburg; MHA – Mitteldeutsche Hauptabbrüche
 (Eine verbale Kurzbeschreibung der Störungen ist als pdf-Datei in der Redaktion abrufbar)

Table 1: Fault zones within the sedimentary cover of Brandenburg (selection corresponds to fig. 2)
 Used abbreviations: Gy – geophysics; Geo – geology; Bhg – bore hole; BB – Brandenburg; MHA – Mitteldeutsche Hauptabbrüche (Central German fault system)
 (A short description of the fault zones can be ordered at the editorial office as pdf-file)

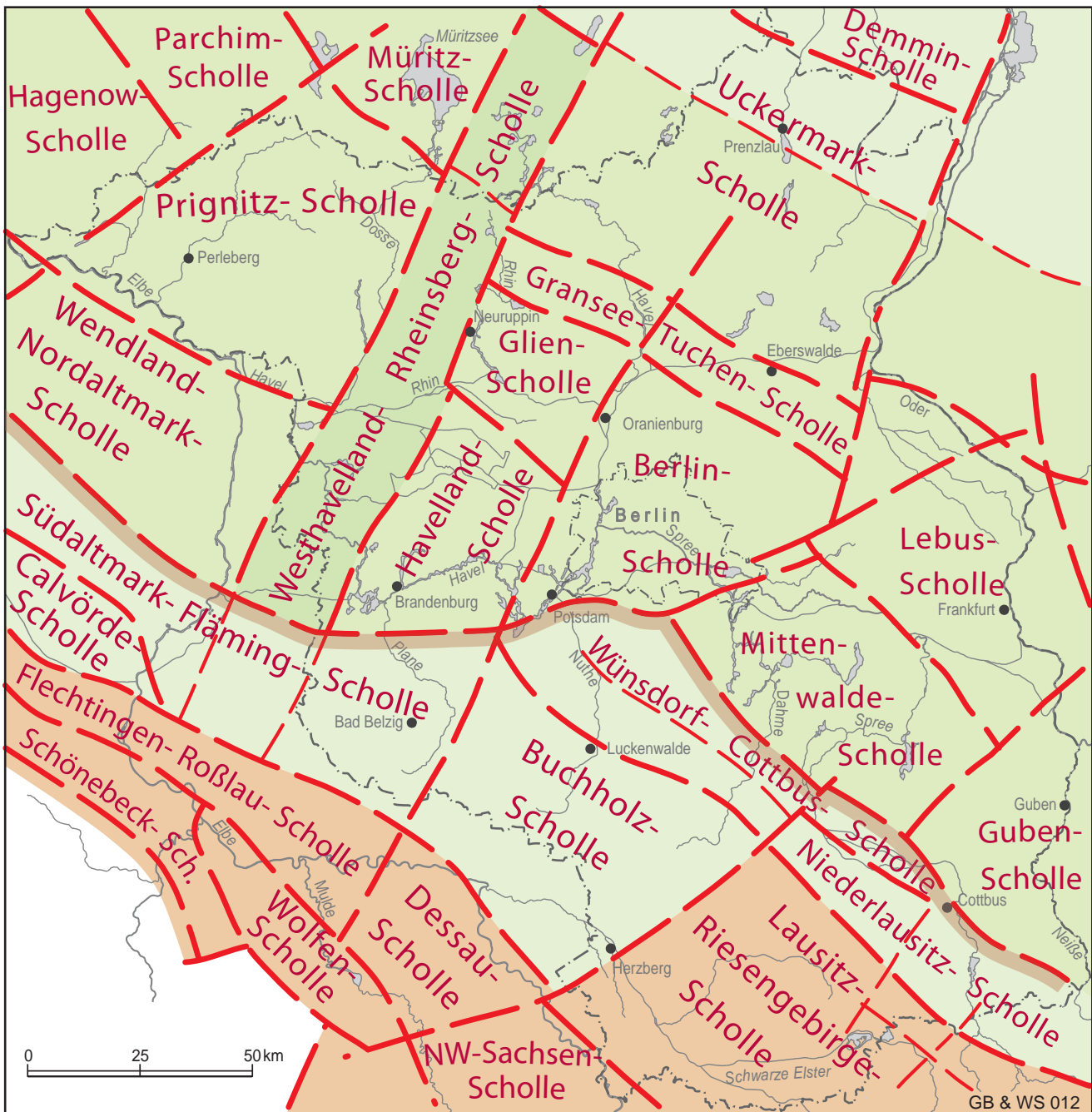


Abb. 3: Die Schollengliederung des Tafeldeckgebirges von Brandenburg

Fig. 3: Regional block structures of the sedimentary cover of Brandenburg

burg-Vorpommern an und führt die eingangs aufgeführten Untersuchungsbefunde zusammen.

Die nordwestlichste Scholle von Brandenburg ist die **Prignitz-Scholle**. Es handelt sich um eine großflächige, trapezförmige Scholle, deren 50 km lange Hauptachse in NW-SE-Richtung streicht. Mit ca. 70 km hat sie ihre größte Breite im Nordwesten und verjüngt sich im Südosten auf 40 km. Ihre Nordwestgrenze wird durch die Rambow-Marnitz-Störung gebildet, der die Salzstöcke Rambow und Werle sowie das Salzkissen Marnitz aufsitzen. Die südwestliche Grenze ist die Unterelbe-Barenthin-Störung, markiert durch die Salzstöcke Aulosen, Wittenberge, Bad Wilsnack

und Barenthin. Im Gegensatz dazu sitzt der nordöstlichen Schollengrenze, der Wismar-Eberswalde-Störung, nur der Salzstock Wredenhagen auf. Im Südosten wird die Prignitz-Scholle von der Mirow-Störung begrenzt.

Das Innere der Scholle ist nur schwach strukturell gegliedert. Sie wird durch den Salzstock Helle, das Salzkissen Königsberg und die Schildkrötenstruktur Karstädt geprägt. Während die Trias in ihrem Bereich normale, durchschnittliche Mächtigkeiten aufweist, sprechen erhöhte Mächtigkeiten von Dogger, Malm und Unterkreide für stärkere Absenkungsraten in diesem Zeitraum. Das Fehlen von Oberkreide in den überwiegenden Teilen der Scholle steht mit Inversi-

onsvorgängen in Verbindung, die zur prätertiären Hebung und Abtragung führten (vgl. VOIGT 2009). Die Prignitz-Scholle bildet das Nordwestende des Prignitz-Lausitzer Walles von KÖLBEL (1956).

Die südliche Nachbarin, die Wendland-Nordaltmark-Scholle, greift nur randlich auf Brandenburg über. Angaben zu ihr finden sich bei BEUTLER (2001).

An beide Schollen schließt sich im Osten die NNE–SSW streichende **Westhavelland-Rheinsberg-Scholle** an. Diese ca. 20 km breite und über 100 km lange Leistenscholle kann sowohl nach Südsüdwest, bis in das nördliche Harzvorland, als auch nach Nordnordost, nach Mecklenburg-Vorpommern weiter verfolgt werden. Wegen wesentlich erhöhter Mächtigkeiten während der jungpaläozoischen Entwicklungsetappe haben SCHECK & BEYER (1999) sie als Rheinsberg-Trog bezeichnet. Die Leistenscholle wird durch die Sockelstörungen Mirow und Neuruppin randlich abgegrenzt und durch die Rheinsberg-Störung intern untergliedert. Durch die querenden Zitadelle- und Wismar-Eberswalde-Störungen wird zudem eine weitere Untergliederung bewirkt. Charakteristisch für die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle ist die große Zahl der Salzstrukturen, die alle das Diapistadium erreicht haben: Demsin, Kotzen, Friesack, Netzeband, Zechlin und Wesenberg. Die Entwicklung dieser Salzstrukturen verlief phasenhaft und sehr differenziert. Kotzen und Friesack waren im Keuper noch langgestreckte Salzkissen, die sich im Jura und der Unterkreide weiterentwickelten. Der Diapirdurchbruch erfolgte in der höheren Oberkreide. Netzeband und Zechlin wiesen im Keuper bereits eine hochentwickelte Salzkissenanlage mit axial streichenden Scheitelstörungen auf. Die Diapirphase begann im Oberen Keuper und dauerte im Jura an. Zu Beginn der Oberkreide war diese Entwicklung bereits abgeschlossen. Der Salzstock Wesenberg hatte im frühen Lias schon seine Diapirform erreicht. Er gehört wahrscheinlich zu den rundlichen eruptiven Keuperdiapiren mit einer Nachbewegung bis zur Unterkreide. Der jüngste Salzstock ist der von Demsin, ein Scheiteldiapir, welcher aus einem relativ großen Salzkissen hervorging. Sein Durchbruch erfolgte im Tertiär. Diese differenzierte Salinartektonik hat die Sedimentationsprozesse maßgeblich beeinflusst. Bereits im Keuper zeichnete sich die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle durch hohe Mächtigkeiten aus. So wurden beispielsweise im Mittleren Keuper Maximalwerte von ca. 1500 m erreicht. Sie sind mit großen Keupersalzvorkommen verknüpft. Hohe Mächtigkeiten und relativ vollständige Serien wurden auch in Jura und Unterkreide festgestellt. In allen Fällen zeigen die Isopachen eine klare Zuordnung zur dominierenden NNE-SSW-Achse. Mit Ausnahme der Campan-Maastricht-Vorkommen in den Randsenken von Kotzen und Friesack, fehlt die Oberkreide auf der Westhavelland-Rheinsberg-Scholle weitestgehend. Erst mit alttertiären Sedimenten begann eine neue Sedimentationsphase.

Analog zur Prignitz-Scholle zeichnet sich auch hier die Wirkung der Inversionstektonik ab.

Dabei nimmt die Westhavelland-Rheinsberg-Scholle innerhalb des Prignitz-Lausitzer Walls als Querelement eine besondere Stellung ein. Offensichtlich wirkt sie als über-

regionale Dehnungsstruktur, die ihre Aktivierung aus SSW erfährt (vgl. KLEY et al. 2008).

Östlich der Neuruppin-Störung schließen sich mehrere Leistenschollen mit vorwiegend NW-SE-Orientierung an. Die nördlichste ist die 70 km breite und 80 km lange **Uckermark-Scholle**, die bis zur Buckow-Oderhaff-Störung reicht. Sie wird im Nordosten von der Rostock-Gramzow-Störung und im Südwesten von der Wismar-Eberswalde-Störung begrenzt. Charakteristisch für die Uckermark-Scholle ist ihre große Homogenität. Das gering entwickelte strukturelle Inventar besteht fast ausschließlich aus flachen Salzkissen, namentlich Serrahn, Klaushagen, Flieth, Angermünde, Himmelpfort, Groß Schönebeck, Eberswalde und Oderberg. Eine Ausnahme bildet der Salzstock Storkow, ein Scheiteldiapir im Top eines großflächigen Salzkissens. Bei allen Salzkissen sind nur schwache Diskordanzen im Keuper festgestellt worden. Die Trias weist auch regional keine nennenswerten Mächtigkeitsabweichungen auf. Das gleiche gilt für Lias und Dogger, Malm fehlt generell. Auch große Teile der Unterkreide, mit Ausnahme von Hauterive und Mittel- bis Oberalb sind nicht ausgebildet. Im Liegenden des Hauterive wurde verbreitet Oberer Dogger angetroffen, so dass von einer einheitlichen Schollenhebung ausgegangen werden kann. Dagegen zeichnet sich im Liegenden des Albs eine strukturelle Differenzierung ab, was auf erste stärkere Salzbewegungen schließen lässt. Eine geschlossene Sedimentdecke wird erst durch die Oberkreide gebildet. Je nach Strukturlage reicht die Abfolge bis zum Campan, in Toplagen teilweise nur bis zum Turon. Die in der Unterkreide einsetzende Salzkissenbildung findet ihre Fortsetzung in der Oberkreide. Abgeschlossen wird diese Entwicklungsphase im Tertiär.

Getrennt durch die Wismar-Eberswalde-Störung folgt im Süden mit der **Gransee-Tuchen-Scholle** eine typische Leistenscholle von 15 km Breite und 90 km Länge. Auch sie erstreckt sich bis zur Buckow-Oderhaff-Störung. Ihre südliche Grenze wird von der Fürstenwalde-Störung gebildet. Beiden Randstörungen sitzen Salzstöcke auf. Durch KATZUNG (1995) konnte aus Bohrerergebnissen ein Rotliegendalter der Störungen bewiesen werden. In der Trias, beginnend im Muschelkalk und kulminierend im Keuper, entstanden im Bereich der Störungen rundliche Salzstöcke, wie Kleinmutz und Zühlen, die keine Salzkissenvorstufe aufweisen. In den Randsenken bildete sich Keupersalz. Komplette Doggerprofile in der Randsenke des Salzstocks Kleinmutz, die ansonsten in der Umgebung abgetragen sind, belegen zumindest für diesen Salzstock eine Fortentwicklung im Unteren und Mittleren Jura. Jüngere Aktivitäten sind an den Salzstöcken Grüneberg und Dollgow festzustellen. Der im Scheitel eines großen Salzkissens aufgestiegene kleine Diapir Grüneberg hat eine breite, mit Maastrichtsedimenten gefüllte Randsenke ausgebildet, die sein spätoberkretazisches Alter belegt. Mächtiges Känozoikum in der Randsenke des Salzstocks Dollgow weist auf eine noch spätere Diapirphase hin. Insgesamt kann die Gransee-Tuchen-Scholle im Verhältnis zu ihren Nachbarschollen als ein relativ mobiles Strukturelement mit aktiven Schollenrändern betrachtet werden.

Zu den relativ stabilen Schollen zählt auch die von der Neuruppin-, Fürstenwalde-, Zitadelle- und Liebenwalde-Störung umgrenzte **Glien-Scholle**. Sie ist nahezu rechteckig und hat eine Länge von 30 bis 35 km und eine Breite von 25 km im Nordwesten und 35 km im Südosten. Obwohl nur drei Salinarstrukturen (Salzstock Wulkow, Salzkissen Flatow und Salzstock Schönwalde) auf dieser relativ großen Scholle liegen, weist der prätertiäre Untergrund eine beachtliche differenzierte Strukturierung auf. Von Schönwalde bis Wulkow erstreckt sich eine Zone, in der im Liegenden des Tertiärs teilweise bis zum Muschelkalk reichende Abtragungen festgestellt wurden, so im Top von Schönwalde und Wulkow, die von Keuperausstrichen umgeben werden. An diese schließen sich zonar Ausstriche von Lias, Dogger und Malm an. Die Vorkommen von Alb bis Oberkreide sind auf die nordöstlichen und nordwestlichen Schollenteile beschränkt. Sie reichen z. T. bis zum Campan, in der Randsenke von Grüneberg liegt diskordant darüber Maastricht. Die Lagerungsverhältnisse deuten eine Schollenkipfung nach NE an, die im Zusammenhang mit der Heraushebung des Prignitz-Lausitzer Walls steht. Das Bewegungsscharnier ist die Zitadelle-Störung.

An die Glien-Scholle schließt sich südwärts die **Havelland-Scholle** an, bei BEUTLER (1995) als Brandenburger Scholle bezeichnet. Sie wird im Süden von der Potsdam-Störung begrenzt. Die westliche und die östliche Grenze sind mit der Neuruppin- und der Liebenwalde-Störung die gleichen wie bei der Glien-Scholle. Auch sie hat einen trapezförmigen Umriss. Die größte Breite beträgt an der Neuruppin-Störung ca. 60 km; an der Liebenwalde-Störung verjüngt sie sich auf 35 km. Der Abstand zwischen der nordwestlichen und der südöstlichen Schollengrenze beträgt konstant 30 km. Dominierende Struktur im Scholleninneren ist das ENE–WSW streichende Salzkissen Roskow-Ketzin. Im Scheitel dieses Salzkissens bildet Lias im Liegenden des Tertiärs eine langgestreckte flächenhafte Ausstrichzone, die durch einen Scheitelgraben gegliedert wird. Zonar wird der Liasausstrich von Dogger, Malm und Unterkreide (Berrias) umgeben. Schichten der Oberkreide sind auf den Nordwesten begrenzt. Hier wurde Maastricht diskordant auf Turon/Cognac übergreifend angetroffen.

Glien- und Havelland-Scholle haben im Osten mit der dreieckigen **Berlin-Scholle** einen gemeinsamen Nachbarn, der durch die Liebenwalde-Störung von diesen getrennt wird.

Die südliche Schollengrenze ist wiederum die Potsdam-Störung, während die nordöstliche von der Fürstenwalde-Störung und partiell von der Buckow-Oderhaff-Störung gebildet wird. Mit einer Maximallänge von 50 km in N-S-Richtung und einer maximalen Breite von 60 km in W-E-Richtung hat die Berlin-Scholle die Kontur eines nahezu gleichseitigen Dreiecks. Der interne strukturelle Aufbau ist dabei sehr differenziert. Das Areal zwischen Fürstenwalde- und Zitadelle-Störung zeichnet sich durch eine geringe strukturelle Gliederung aus. Im Zentrum liegt die relativ flache Salzkissenstruktur Schwanebeck, im Norden von Berlin das Salzkissen Frohnau und im Einflussbereich der Potsdam-Störung das Salzkissen Rüdersdorf sowie die Struktur Buckow an der gleichnamigen Störung. Dieser nordöstliche

und flächenmäßig größere Teil der Berlin-Scholle zeichnet sich durch einen relativ flachen und gleichmäßigen Anstieg in Südrichtung aus. Die der Potsdam-Störung aufsitzende Struktur Rüdersdorf stellt gewissermaßen die Kulmination dieses Anstiegs dar.

Im Gegensatz dazu ist der Südwestbereich der Scholle, der Untergrund von Berlin und Potsdam, tektonisch stark gegliedert. HUCKE (1922), KARRENBURG (1947), ASSMANN (1957) und KÖLBEL (1962) haben diesen Teil der Scholle mehrfach untersucht und beschrieben. Noch wesentlich detailliertere Befunde liegen für die Struktur Rüdersdorf auf Grund ihres für NE-Deutschland einzigartigen Großtagebaus im Muschelkalk und der Lagerstättensuche im Rotliegend vor (siehe u. a. SCHROEDER 1995).

Der prätertiäre Untergrund des Berliner Südwestens ist durch mehrere NW–SE streichende Störungen gegliedert, von denen die Zitadelle-Störung (benannt nach der Spandauer Zitadelle) die wichtigste darstellt. Sie kann von der Potsdam-Störung bis zur Rambow-Marnitz-Störung in einer Länge von ca. 130 km verfolgt werden. Für den prätertiären Untergrund von Berlin hat diese Störung eine besondere Bedeutung. Zu ihr gehört als Parallelelement der bis in den Raum Potsdam reichende Unterkreidegraben von Lichterfelde (ASSMANN 1957) sowie die „Hauptstörung“ im Scheitel des Salzkissens Spandau. Im Südwestteil des Grabens sind Unterkreidesedimente angetroffen worden. Die südwestliche Grabenrandstörung reicht bis in den Nordwesten der Havelland-Scholle. Spezialuntersuchungen für den Gasspeicher Spandau wiesen für die Zitadelle-Störung eine SW gerichtete Abschiebung mit einer Sprunghöhe von >100 m nach. In NW-Richtung taucht die Störung ab und kann als Sockelstörung weiter verfolgt werden.

Parallel zur Potsdam-Störung wurde im Norden Potsdams durch Seismik eine bisher namenlose W–E streichende Störung zwischen Lichterfelde-Graben und Liebenwalde-Störung nachgewiesen. In dem Areal zwischen dieser Störung und der Potsdam-Störung tritt mit der Struktur Dreilinden ein weiteres Salzkissen auf. Folgt man der Auffassung ASSMANN (1957), so kann der geradlinige Oberkreideausstrich im Osten Berlins ebenfalls als Störung interpretiert werden (? Köpenick-Störung). Diese Zone ist unabhängig von ihrer Deutung ein markanter Abschnitt des Nordostrandes des Prignitz-Lausitzer Walls. Die vergleichsweise intensive Deformation des Prätertiärs im Südwesten von Berlin steht zweifellos mit der Inversionstektonik in der höheren Oberkreide in Verbindung.

Der Schichtaufbau der Berlin-Scholle ist durch zahlreiche Untersuchungen gut bekannt. Vom Rotliegend der Struktur Rüdersdorf bis zum Pleistozän ist der Kenntnisstand relativ umfangreich. Dabei sind die Flächenanteile der einzelnen Schichtglieder unterschiedlich. Perm, Trias und Lias (z. T.) sind im Untergrund generell verbreitet. Dogger kommt in zwei getrennten Bereichen, im Norden der Scholle etwa bis zur Nordgrenze von Berlin und im Südwesten von Berlin und im Raum Potsdam vor. Auf letzteres Gebiet sind die Vorkommen von Malm und Unterkreide begrenzt, während die Oberkreide, einschließlich Alb, nur im Ostteil der Scholle bekannt ist. Dieses geschlossene Oberkreidevorkommen

wird auch als Ostbrandenburgische Senke bezeichnet (MUSTOW 1968). Das Profil reicht vom Cenoman bis zum Campan; Maastricht fehlt auf der Berlin-Scholle. Die jüngsten Schichtglieder der Oberkreide liegen im Norden der Scholle. Von den känozoischen Sedimenten sind die Schichtglieder Rupel (Mitteloligozän) und Miozän sowie das Pleistozän wiederum großflächig auf der Berlin-Scholle verbreitet.

Zwischen der Buckow-Oderhaff-Störung und der Fürstenwalde-Guben-Störung befindet sich die annähernd rechteckige **Lebus-Scholle**, in der Darstellung von BEUTLER (1995) auch als Frankfurt-Scholle bezeichnet. Sie bildet die östliche Nachbarscholle der Berlin-Scholle und kann auf polnischem Gebiet weiter verfolgt werden. Ihre östliche Randstörung ist möglicherweise die nach NNW–SSE drehende Mitteloder-Störung. Die südliche tektonische Grenze der Lebus-Scholle ist nicht eindeutig, da mehrere Parallelstörungen dafür in Frage kommen. Am wahrscheinlichsten ist eine Abgrenzung mit Hilfe der Tauer-Störung. Charakteristisch für die Lebus-Scholle ist ihre geringe interne Strukturierung. Die Fortsetzung der Potsdam-Störung nach Osten über den Scheitel des Salzkissens Neutrebbin, sowie die flachen Salzstrukturen Heinersdorf, Genschmar und Podelzig führen zu einer schwachen Untergliederung der Scholle. Nur unbedeutend ist auch die Akkumulation von Zechsteinsalz im Kern der Salzkissen. Der Schichtaufbau umfasst Perm und Trias in normaler Mächtigkeit mit deutlich randfaziellen Einflüssen. Östlich der Fürstenwalde-Guben-Störung ist der Jura nur durch Lias vertreten; Dogger und Malm fehlen. Mächtige Sandhorizonte belegen auch in diesem Abschnitt starke Einflüsse vom Beckenrand. Unterkreide wird von sandigen Schichten mit nicht eindeutiger stratigraphischer Zuordnung vertreten (? Berrias). Auch Alb kann nur bis in den Raum Fürstenwalde-Frankfurt/Oder verfolgt werden (JUBITZ 1995), während das Cenoman etwa bis an die südliche Schollengrenze heranreicht. Vom Tertiär sind Mitteloligozän und Miozän flächenhaft verbreitet. Das Gleiche gilt für das Pleistozän.

Die größtenteils auf dem Territorium Sachsen-Anhalts liegende **Südaltmark-Fläming-Scholle** (vormals Südaltmark-Scholle, BEUTLER 1995) erstreckt sich mit ihren südöstlichen Partien bis auf westbrandenburgisches Gebiet. Sie wird im Norden von der Genthin-Potsdam-Störung und im Südwesten von der Wittenberg-Störung begrenzt. Die Liebenwalde-Störung bildet die östliche Abgrenzung gegen die Buchholz-Scholle. Die Südaltmark-Fläming-Scholle streicht NW–SE und erreicht eine Länge von 110 km. Im Nordwesten hat sie eine Breite von 20 km und im Südosten von 40 km. Gegliedert ist sie durch mehrere langgestreckte Strukturzüge, schmale Salzkissen und -stöcke, die parallel verlaufenden Sockelstörungen aufsitzen. Eine detaillierte Beschreibung dieser Strukturen lieferten BENOX et al. (1997). Der Strukturzug Demker-Mützel-Viesen-Lehmin erreicht bei Viesen Brandenburg.

Vom Strukturzug Mahlpfuhl-Zerben-Schmerwitz gilt dies für die letztgenannte Struktur, während die Struktur Reudensetzsteig nur mit marginalen Teilen Brandenburg erreicht.

Im Vorland der Wittenberg-Störung ist das Basement um einige Tausend Meter tief abgesenkt. Entsprechend mächtig und teilweise vollständig sind die Deckgebirgsschichten.

Durch tiefreichende Bohrungen wurde im Südosten der Scholle gefaltetes Präperm (Unterkarbon-Flysch nach KATZUNG 1995) erreicht. Vulkanite des Perms fehlen, da sich zwischen Rheinsberg- und Liebenwalde-Störung eine vulkanitfreie Zone in NNE-Richtung bis in den Raum Zehdenick erstreckt. In dieser Zone wird das Präperm unmittelbar von Rotliegendesedimenten überlagert. Diese Schwellenzone war bis zum Ende des Oberen Buntsandsteins aktiv und ist als Luckenwalder Schwelle in die Literatur eingeführt worden (BEUTLER 1995). Der Zechstein ist in den übrigen Gebietsteilen normal ausgebildet; gleiches gilt für die Sedimente von Trias und Lias. Dogger und vor allem Malm bis Unterkreide liegen in Erosionsresten vor und sind nur in den Randsenken der Salzstrukturen erhalten.

Mit Ausnahme der Scheitellagen der Salzstrukturen ist die Oberkreide generell verbreitet. Die östliche Verbreitungsgrenze fällt mit der Liebenwalde-Störung zusammen. In den Randsenken wurden zum Teil hohe Mächtigkeiten nachgewiesen. Ähnliche Tendenzen sind auch im Tertiär festzustellen.

Aus den überlieferten Erosionsresten von Dogger, Malm und Unterkreide kann auf eine von der Südaltmark-Fläming-Scholle bis zur Mittenwalde-Scholle reichende Senkungszone geschlossen werden, in der ursprünglich höhere Mächtigkeiten und teilweise komplettere stratigraphische Abfolgen vorhanden waren.

Diese Senke hat auch Bedeutung für die **Wünsdorf-Cottbus-Scholle**, da sie mit SE gerichteten Ausläufern aus dieser ursprünglich W–E streichenden Senke auf die Scholle übergreift (TESSIN 1995) und Restmächtigkeiten von > 600 m erreicht. Für die > 150 km lange, im Norden 40 km und im Süden 20 km breite Scholle sind folgende Abgrenzungen maßgeblich: Im Nordwesten bildet die Potsdam-Störung, im Südwesten die Lausitz-Störung und im Nordosten die Groß Köris-Merzdorf-Störung die tektonisch stark geformten Schollengrenzen. Die Leistenscholle setzt sich auf polnischem Territorium fort. Charakteristisch für die Wünsdorf-Cottbus-Scholle ist ihre intensive tektonische Gliederung. Durch die querende Herzberg-Störung wird die Scholle in zwei Teilschollen gegliedert, die als Wünsdorf-Teilscholle im Nordwesten und als Cottbus-Teilscholle im Südosten bezeichnet werden können.

Darüber hinaus ist eine Leistenschollen-Tektonik im gesamten Südbereich Brandenburgs typisch. Der farblich abgesetzte Randstreifen in Abb. 3 markiert dieses Gebiet, das sich von der südlichen Altmark bis nach Polen und darüber hinaus verfolgen lässt. Die hier vorgelegte Karte des brandenburgischen Schollenbaus kann diese weiter differenzierten Teilschollen aus Maßstabgründen nur zusammenfassend darstellen. Häufig sind diese Differenzierungen mit Salinarstrukturen besetzt, wie es u. a. die Beispiele des Salzstocks Mittenwalde sowie der Salzkissen Groß Köris und Merzdorf belegen.

Regional verbreitet sind Schichten des Perms und der Trias, die meist von Känozoikum überdeckt werden. Oberkreide kommt nur im äußersten Südosten vor. Hier wur-

den aber Mächtigkeiten von über 1000 m erbohrt. JUBITZ (1995) und GÖTHEL & GRUNERT (1996) interpretieren dieses Vorkommen als Randtrogbildung im Sinne von VOIGT (1963).

An der Herzberg-Störung springt der Abbruch um ca. 15 km auf die Lausitz-Störung zurück, die nunmehr die Funktion des Hauptabbruches erfüllt. Mit der Vetschauer Keupermulde und den Antiklinalstrukturen Burg, Drebkau und Kolkwitz weist die Cottbus- (Teil-)Scholle eine intensive tektonische Gliederung auf. Komplikationen werden darüber hinaus durch zahlreiche Längs- und Querstörungen hervorgerufen (GÖTHEL & GRUNERT 1996). Im Raum Cottbus laufen die Wünsdorf-Cottbus-Störung und die Groß Köris-Merzdorf-Störung sowie die Dissen-Störung aufeinander zu, die zu außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnissen geführt haben. Die Wünsdorf-Cottbus-Störung übernimmt danach die Funktion der Schollenrandstörung.

An die Groß Köris-Merzdorf-Störung schließt sich östlich die **Mittenwalde-Scholle** (BEUTLER 1995) an. Es handelt sich dabei um eine annähernd rechteckige, breite Schollenheit, die zwischen der Potsdam-Störung im Nordwesten und der Tauer-Störung im Südosten gelegen ist; ihre Schollenlänge beträgt ca. 60 km, bei einer konstanten Breite von ca. 35 km. Der schwach strukturierte Internbau charakterisiert die Mittenwalde-Scholle als eine stabile Strukturform mit einigen flachen Salzkissen, wie die von Friedersdorf, Spreenhagen, Birkholz und Mittweide. Bruchtektonisch geprägte Strukturen treten nur im Bereich der Tauer-Störung auf.

Die westliche Randstörung der Mittenwalde-Scholle fällt zugleich mit dem Nordostrand des Prignitz-Lausitzer Walls zusammen. Westlich dieser Grenze fehlt die Oberkreide, während sich östlich davon die Ostbrandenburg-Nordsudetische Kreidesenke bis auf polnisches Territorium verfolgen lässt; die Oberkreide erreicht hier Mächtigkeiten über 400 m.

Die Schichtenfolge vom Perm bis zum Ende der Trias und teilweise des Lias weist keine gravierenden Differenzierungen auf. Doggervorkommen sind auf eine Senkungszone südlich der Potsdam-Störung begrenzt. Lokal wurde Malm in einer Grabenstruktur am Südrand von Berlin (Groß Ziethen) erbohrt.

Getrennt durch die Tauer-Störung bildet die **Guben-Scholle** im Süden von Mittenwalde- und Lebus-Scholle eine gemeinsame Nachbarstruktur. Diese Scholle liegt nur anteilig auf deutschem Gebiet. Ihre Fortsetzung auf polnischem Territorium reicht bis an die Subsudetens-Scholle, die exakte Abgrenzung hier ist noch unklar. Die nördliche Fortsetzung der Mitteloder-Störung könnte als nordöstliche Grenze in Frage kommen. Danach hätte die annähernd rechteckige Scholle eine ungefähre Länge von 40 km und eine Breite von 25 km.

Aus dem variszischen Sockel der Subsudetens-Scholle treten zahlreiche Störungen in das vorgelagerte Deckgebirge ein und führen zu einem komplizierten Bruchschollenbau. Das trifft auch auf die Struktur Guben zu, eine Antiklinale, die sowohl im subsalinaren Zechstein als auch im mesozoischen Deckgebirge von NW–SE streichenden Brüchen

untergliedert wird. In diesen Störungen wurden Fließbewegungen von Werrasteinsalz festgestellt (ZIEGENHARDT 1976), die keine Deformationen im mesozoischen Deckgebirge verursacht haben. Ähnliche Phänomene sind aus dem Thüringer Becken bekannt.

Der kristalline Sockel wurde in der Bohrung Guben 2 (MÖBUS & UNGER 1967) erreicht. Darüber folgen mächtige Bildungen (<1500 m) des „Ostbrandenburger Vulkanitkomplexes“ (KATZUNG 1995) und geringmächtige Rotliegendensedimente, die hier zwischen 100 und 250 m mächtig werden. Zechstein und Trias bilden den unteren Teil des mesozoischen Deckgebirges; Jura und Unterkreide, außer Alb fehlen. Mit dem Alb-Oberkreide-Komplex mit mehr als 400 m Mächtigkeit schließt sich der jüngere Teil des Deckgebirges an. Tertiär ist flächenhaft verbreitet. Die Durchschnittsmächtigkeiten von Rupel und Miozän betragen ca. 175 m.

Südlich der Lausitz-Störung bestimmen zwei große Schollen den tektonischen Bauplan: die Buchholz-Scholle und die Lausitz-Riesengebirgs-Scholle. Beide bilden zusammen den am stärksten herausgehobenen Teil des Prignitz-Lausitzer Walles. In der Literatur werden sie auch als „Lausitzer Triasplatte“ und „Lausitzer Block“ (so bei F. KÖLBEL 1962) geführt.

Die Bezeichnung und Definition der **Buchholz-Scholle** findet sich erstmals bei BEUTLER (1995). Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse auf brandenburgischem Gebiet ist eine Aktualisierung des strukturellen Baus gegenüber der Darstellung von BEUTLER (2001) möglich. Die Scholle hat eine trapezförmige Kontur mit einer NW–SE streichenden Längsachse. An ihrer Nordostgrenze, an der Lausitz-Störung, erreicht sie mit 75 km die größte Länge. Die gegenüberliegende Südwestgrenze wird durch die Wittenberg-Störung gebildet; sie ist mit 45 km Länge erheblich kürzer. Mit 45 bzw. 50 km Länge sind die Nordwestgrenze (Liebenwalde-Störung) und Südostgrenze (Herzberg-Störung) annähernd gleich lang. Die Buchholz-Scholle zeichnet sich durch eine intensive interne Strukturierung aus. Dominierend sind NW–SE streichende Störungen, wie die Zahna-Störung und die Schönewalde-Störung. Diese verlaufen äquidistant zur Wittenberg-Störung im Abstand von 15 bzw. 10 km. Die zwischen beiden Störungen liegende Leistenscholle ist abgesenkt und kann als Grabenstruktur interpretiert werden (Holzdorf-Graben). Lokal sind aber auch Überschiebungen belegt (BEUTLER & EHLING 2001).

Neben relativ kurzen N–S verlaufenden kleinen lokalen Störungen sind es vor allem W–E streichende Brüche, die eine weitere Untergliederung der Buchholz-Scholle hervorgerufen. Die bedeutendste ist die Belzig-Störung, eine Abschiebung mit nach Süd gerichtetem Einfallen, die sich bis in den Strukturzug Schmerwitz fortsetzt.

Südlich der Belzig-Störung wurde das Salzkissen Schadowalde nachgewiesen, dessen Achse und Scheitelstörung ebenfalls W–E streichen. Es handelt sich hierbei um das südlichste Salzkissen Brandenburgs.

Die ältesten Schichten auf der Buchholz-Scholle sind die an der Herzberg-Störung und der Schönewalde-Störung herausgehobenen Gesteine der Mitteldeutschen Kristallzone,

insbesondere Granite, Granodiorite und Diorite des Pretsch-Prettiner Plutonitmassivs, dessen Alter noch diskutiert wird. Die Mehrheit der Daten sprechen für ein variszisches Alter, die in zwei Generationen, um 350 – 343 Ma und um 330 Ma intrudierten (KOPP et al. 2003). Bemerkenswert sind Vorkommen präkambrischer Xenolithe in diesen Gesteinen. Die Magmatite der Kristallinzone werden im Norden von den Gneisen der Nördlichen Phyllitzone umrahmt. Diese werden als jungproterozisch bis altpaläozoisch eingestuft. Nach Norden tauchen die Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone und der Phyllitzone unter eine bis zu 1000 m Mächtigkeit erreichende permokarbone Sedimentdecke ab, in die sich im Norden geringmächtige Vulkanite und Tuffe einschalten. Darüber liegen im Süden der Scholle ca. 200 bis 300 m Zechstein, der nach West und Nord mächtiger wird. Die gleiche Tendenz gilt für die Trias, deren Schichtenfolge erst am westlichen Rand der Scholle vollständig ist; entsprechend steigt die Mächtigkeit von 0 m bis auf ca. 1500 m an. Lokal wird die mesozoische Sedimentdecke noch durch geringmächtigen Lias ergänzt. Höhere Teile des Juras und die gesamte Kreide fehlen auf der Buchholz-Scholle. Das sehr differenzierte Strukturbild wird von einer über 200 m mächtigen Tertiärfolge überdeckt, die Schichten vom Paläozän, Eozän, Oligozän und Miozän enthält. Eine relativ vollständige Folge von der Elster-Kaltzeit bis zum Holozän ist auch für die quartäre Abfolge charakteristisch, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 100 m, in den Endmoränen und Tiefrinnen auch deutlich darüber, erreicht.

Die NE–SW streichende Herzberg-Störung trennt die Buchholz-Scholle von der **Lausitz-Riesengebirgs-Scholle**. Die Bezeichnung für dieses Strukturelement und ihrer Bauteile geht auf KATZUNG & EHMKE (1993) zurück. Die Einbeziehung des Riesengebirges in die Namensgebung weist auf die Fortsetzung dieser Scholle nach Südosten in das Gebiet Polens und Tschechiens hin. Auf deutschem Gebiet wird die Scholle von der Herzberg-Störung im Nordwesten, von der Westlausitz-Störung im Südwesten und der Lausitz-Störung im Nordosten begrenzt. Vier Einheiten bestimmen das Strukturbild im prätertiären Untergrund: Das Torgau-Doberlug-Synklinorium, die Niederlausitz-Antiklinale, der Lausitzer Granodioritkomplex und das Görlitzer Synklinorium. Eine moderne Darstellung der Grundgebirgsgeologie der Lausitz haben KRENZ & LAPP (2010) gegeben. Ihre geodynamische Einbindung in die variszische Tektogenese beschrieb u. a. LINNEMANN (2008). Auf eine nähere Erläuterung wird wegen der Konzentration auf den Schollenbau des Tafeldeckgebirges hier verzichtet. Jedoch kommt der Lausitz-Riesengebirgs-Scholle als der größten invertierten Struktureinheit Brandenburgs, die dadurch zum Abtragungsgebiet wurde, als Liefergebiet für die Sedimente der Oberkreide eine besondere Bedeutung zu (vgl. VOIGT 2009). Die jetzige Südbegrenzung der Norddeutschen Senke ist struktureologisch bedingt. Die gehobenen Blöcke südlich bzw. südwestlich der so genannten Hauptabbrüche gehören schon zum Mitteleuropäischen Hebegebiet (vgl. GARRETKY et al. 2001), auf die daher nur in gebotener Kürze eingegangen wurde.

6. Schlussbemerkungen

Die hier zusammenfassend vorgestellten Schollen im Bauplan des Tafeldeckgebirges im Gebiet von Brandenburg und Berlin weisen zwar nach Lithologie, Mächtigkeitsentwicklung und Intensität der struktureologischen Überprägung Unterschiede auf. Dennoch gehören sie mit der schon genannten Ausnahme des südlichsten Randbereiches insgesamt zur facettenreichen Norddeutschen Senke als Teil des Mitteleuropäischen Beckens. Die Grundzüge ihrer wechselvollen strukturellen Entwicklung sind schon in Abb. 1 zusammenfassend dargestellt worden. Typisch für den mitteleuropäischen Intraplattenbereich ist die Posthumität der regionalen Störungszonen, die auch bei wechselnder struktureologischer Anregung einen Großteil der jeweiligen Bewegungen auf sich konzentrieren. Im Tafeldeckgebirge Brandenburgs sind daher sowohl Spätwirkungen der variszischen Tektogenese, thermotektonische Spuren der riftogenen Frühphase der Senkenentwicklung, die syngenetische Füllung der sich stadial eintiefenden Senke, teletektonische Signale von den aktiven Plattenrändern und neotektonische Spuren einer fortgesetzten intraplattentektonischen Beanspruchung zu finden. Ihre fortgesetzte Analyse kann daher wichtige Ergebnisse für das Verständnis intrakratonaler Sedimentbecken liefern.

Danksagung

Wir danken dem anonymen Gutachter resp. der Gutachterin für die sehr sorgfältige Begutachtung und die wertvollen und konstruktiven Verbesserungsvorschläge, der Zeitschriftenredaktion für Ermunterung und Geduld und Herrn Detlef Mehrlau (LBGR) für die kartographische Umsetzung unserer Abbildungen.

Zusammenfassung

Die Schichtenfolge der Norddeutschen Senke Brandenburgs ist durch Störungen in Schollen gegliedert. Hauptorientierungen der Störungen verlaufen in NW-SE-, (N) NE-(S)SW- und E-W-Richtung. Die resultierende Schollenstrukturierung ist uneinheitlich. Während im mittleren und nördlichen Brandenburg NNE-SSW-Konturierungen dominieren, sind in Südbrandenburg Leistenschollen entwickelt, die sich an die Mitteldeutschen Hauptabbrüche anlehnen und von dieser Aktivitätszone geprägt werden bzw. im erweiterten Sinn auch zu diesem überregionalen Störungssystem gehören. Obwohl es lithologische, fazielle und strukturelle Unterschiede zwischen den Schollen gibt, bilden diese insgesamt die Genese der Norddeutschen Senke ab. Diese ist wegen unterschiedlicher Ausgangssituationen und differierender Beanspruchungsmodelle sehr komplex und lässt sich in unterschiedliche Stadien gliedern, die sowohl Gesichtspunkten einer zunehmenden Kratonisierung, als auch einer intensiven Beanspruchung aus dem alpidischen Plattenrandgeschehen und der Ent-

wicklung des Nordatlantiks folgen. Im Sinne von SCHWAB (1985) werden daher das Anlagestadium und das Hauptabsenkungsstadium ausgewiesen, ehe sich die synalpidische Remobilisierung im Sinne von STACKEBRANDT & FRANZKE (1989) (vgl. auch KLEY et al. 2008) als intraplattentektonische Reaktion auf das Geschehen am mobilen Alpen-Karpatenrand auswirkt. Das Tafeldeckgebirge Brandenburgs unterliegt damit sehr komplexen Anregungen, die nur im Kontext mit der Entwicklung der komplex aufgebauten Mitteleuropäischen Senke verstanden werden können (LITTKÉ et al. 2008).

Die von den Störungen begrenzten Schollen wie die Störungen selbst wurden in der Vergangenheit unterschiedlich benannt. Mit der vorliegenden Arbeit werden daher Vorschläge zur einheitlichen Benennung der Störungen und Schollen vorgelegt und zur einheitlichen künftigen Nutzung empfohlen.

Summary

Faults differentiate the sedimentary sequence of the Brandenburg-part of the North German basin (NGB) into several blocks. Main orientations of the faults are NW–SE, (N) NE–(S)SW and E–W. The resulting block setting is complex. While in the northern and central part of Brandenburg NNE–SSW structures dominate, lathlike structures have been developed in the south which are leaned on to the Central German fault system (Mitteldeutsche Hauptabbrüche). They were tectonically overprinted by this fault system. Generally, the lathlike blocks belong to this regional fault system.

Although there are differences in lithology, facies and structure the different blocks create and depict altogether the characteristics of the NGB. Because of different starting conditions and changing tectonic stress, the NGB is very complex. Its history has been divided into phases which show its increasing cratonization. The following tectonic remobilization is caused by the active plate margins of the Mediterranean Tethys during Cretaceous and Tertiary times and the ongoing tectonic activity in the North Atlantic.

Thus, the phases are defined according to SCHWAB (1985) into (1) early subsidence and taphrogenesis and (2) main subsidence. Later, a teletectonic overprint started (stages 3 and 4) as intraplate reply of folding and faulting activities at the active plate margins. The resulting stages of tectonic remobilization correspond to main activity phases of the Alpine system (STACKEBRANDT & FRANZKE 1989, KLEY et al. 2008). The youngest phase is of neotectonic age. Therefore, the sedimentary succession of the State Brandenburg underlies very complex stress conditions which can be understood only in the context of the entire Central European Basin System (LITTKÉ et al. 2008).

Until now the blocks and faults of Brandenburg were named different. We recommend suggestions for standardized names of faults and blocks.

Literatur

- AHRENS, H., LOTSCH, D. & R. TESSIN (1995): Die Entwicklung der Struktur Rüdersdorf und ihrer Umgebung im Känozoikum. – *Berliner geowiss. Abh.* **A 168**, S. 79 – 102, Berlin
- ASSMANN, P. (1957): Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin. – 142 S., Berlin
- BAYER, U., SCHECK, M., RABEL, W., KRAWZYK, C. M., GÖTZE, H.-J., STILLER, M., BEILECKE, TH., MAROTTA, A.-M., BARRIO-ALVERS, L. & J. KUDER (1999): An integrated study of the NE German basin. – *Tectonophysics* **314**, S. 285 – 307, Amsterdam
- BEIN, E. (1961): Ergebnisse von Drehwaage-Messungen an der Mitteldeutschen Hauptlinie (Abbruch von Wittenberg). – *Z. angew. Geol.* **8**, 3, S. 396 – 403, Berlin
- BENEK, R. & P. HOTH (2010): Permokarbonische Vulkanite. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 157 S., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- BENOX, D., LUDWIG, A. O., SCHULZE, W., SCHWAB G., HARTMANN, H., KNEBEL, G. & I. JANUSZEWKI (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark. – *Hallesches Jb. Geowiss.* **B 19**, 8 S., Halle/Saale
- BEUTLER, G. (1995): Der Einfluß der Mitteldeutschen Hauptabbrüche auf die Mächtigkeitentwicklung der Trias. – *Berliner geowiss. Abh.* **A 168**, S. 31 – 42, Berlin
- BEUTLER, G. (2001): Tektonische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, 1 : 500 000, Saxonischer Schollenbau. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle
- BEUTLER, G. & F. SCHÜLER (1978): Die altkimmerischen Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung. – *Z. geol. Wiss.* **6**, 4, S. 403 – 420, Berlin
- BEUTLER, G. & B.-C. EHLING (2001): Karte ohne känozoische Bildungen 1 : 50 000 (Insetmap), TK 25 4143 Seyda. – Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle
- BEUTLER, G., JUNKER, R., NIEDIK, S. & D. RÖSSLER (2012): Tektonische Diskordanzen und tektonische Zyklen im Mesozoikum Nordostdeutschlands. – *Z. dt. Ges. Geowiss.* (in Vorbereitung)
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. Bundesanst. A.* **126**, 4, S. 435 – 475, Wien
- BRAUSE, H. (1964): Untergrundbedingte Braunkohlenlageungsverhältnisse in der Umgebung von Hoyerswerda. – *Zeitschrift für Angewandte Geologie (ZAG)*, **10**, 9, S.493 – 497, Berlin

- BRAUSE, H. (1965): Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. Teil I: Das variszische Entwicklungsschema im Lausitzer Altpaläozoikum. – Ber. geol. Ges. DDR **10**, 3, S. 285 – 294, Berlin
- BRAUSE, H., STEDING, D. & G. SCHUBERT (1964): Tektonische Beziehungen zwischen Prätertiär, Tertiär und Quartär in der nördlichen Oberlausitz. – Geologie **13**, 6-7, S. 731 – 744, Berlin
- DRONG, H.-J., PLEIN, E., SANNEMANN, D., SCHUPACH, M. & J. ZIMDARS (1982): Der Schneverdingen-Sandstein im Rotliegenden – eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen. – Z. dt. geol. Ges. **133**, S. 699 – 725, Hannover
- FRANKE, D. (1990): Submeridionale Transcurrent Störungen im präpermischen Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. – Z. angew. Geol. **39**, 6, S. 201 – 207, Berlin
- FRANKE, D. (2008): Regionale Geologie von Ostdeutschland – Geodatenbank. – Homepage www.regionalgeologie-ost.de
- GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G. & W. STACKEBRANDT (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas. Abridged version. – Brandenburgische geowiss. Beitr. **8**, 1, S. 1 – 46, explanatory notes & maps, S. 1 – 8, Kleinmachnow
- GLUSHKO, V., DIKENSTEIN, G. CH., SCHMIDT, K. & K. GOLDBECHER (1976): Zur tektonischen Rayonierung des Nordteils der DDR nach dem Alter des gefalteten Untergrunds. – Jb. Geologie **1** (für 1971/72), S. 9 – 16, Berlin
- GÖTHEL, M. & K. GRUNERT (1996): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlen - Erkundung zur Trias-Stratigraphie der Lausitzer Triasscholle. – Freiburger Forschungsh. **C 464**, S. 175 – 202, Freiberg
- HIRSCHMANN, G. & H. BRAUSE (1969): Regionaler und tektonischer Überblick über die Geologie der Lausitzer Masse. – Vortrag Exkursionstagung „Alt - und Vorpaläozoikum des Görlitzer Schiefergebirges und der westlichsten Westsudeten“, 7. bis 10. September 1969, Görlitz
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke. – Veröff. Niedersächs. Akademie d. Geowiss. **4**, S. 5 – 19, Hannover
- HUCKE, K. (1922): Geologie von Brandenburg. – 352 S., Stuttgart (Enke)
- JUBITZ, K.-B. (1995): Zur Entwicklung der Kreide in Ostbrandenburg. – Berliner geowiss. Abh. **A 168**, S. 55 – 78, Berlin
- KARRENBERG, H. (1947): Der vortertiäre Untergrund Berlins. – Z. Deutsch. Geol. Ges. **99**, S. 215 – 228, Berlin
- KATZUNG, G. (1995): Prä-Zechstein in Zentral- und Ostbrandenburg. – Berliner geowiss. Abh. (**A**) **168**, S. 5 – 21, Berlin
- KATZUNG, G. & G. EHMKE (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland - Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung. – 139 S., Köln (Verlag Sven von Loga)
- KLEY, J., FRANZKE, H.-J., JÄHNE, F., KRAWCZYK, C., LOHR, T., REICHERTER, K., SCHECK-WENDEROTH, M., SIPPPEL, J., TANNER, D., GENT, H. VAN & THE SPP STRUCTURAL GEOLOGY GROUP (2008): Strain and Stress. – In: LITKE et al. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins, S. 97 – 124, Berlin, Heidelberg (Springer)
- KÖLBEL, F. (1958): Das Prätertiär der Struktur Mulkwitz bei Spremberg nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruches. – Geologie **7**, 3-6, S. 676 – 681, Berlin
- KÖLBEL, F. (1962): Das Prätertiär von Südbrandenburg. – Geologie **11**, 10, S. 1113 – 1132, Berlin
- KÖLBEL, H. (1956): Über wechselnde Tendenzen in der tektonischen Entwicklung Westmecklenburgs. – In: LOTZE, F. (Hrsg.): Geotektonisches Symposium Hans Stille, S. 205 – 212, Stuttgart (Enke)
- KOPP, J., BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., HAMMERSCHMIDT, K. & J. WUNDERLICH (2003): 3. The mid-German Crystalline Zone (MCZ). – In: KOPP, J. & P. BANKWITZ (eds.): Geological Field Workshop Mid-European Crystalline Zone (MECZ). – Exk.f. u. Veröffl. GGW **217**, S. 12 – 16, Berlin
- KOPP, J., HOFFMANN, N., LINDERT, W. & D. FRANKE (2010): Präpermischer Untergrund - Tektonostratigraphie und Bruchstörungen. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 92 – 93, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- KRENZ, O. & M. LAPP (2010): Prätertiär. – In: Autorenkollektiv: Die geologische Entwicklung der Lausitz. – S. 19 – 37, Vattenfall Europe Mining AG, Cottbus
- KUPETZ, M., SCHUBERT, G., SEIFERT, A. & L. WOLF (1989): Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitektonischer Lagerungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlengbiet. – Geoprofil **1**, S. 2 – 17, Freiberg
- LANGE, G., SÖLLIG, A. & J. RIPPEL (1990): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik, Tektonische Karte 1 : 500 000. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- LINNEMANN, U. (ed.) (2008): Das Saxothuringikum, Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. – 163 S., 2. Aufl., Dresden

- LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & S. NELSKAMP (eds.) (2008): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. – 519 S., Berlin, Heidelberg (Springer)
- LUDWIG, A. O. & W. STACKEBRANDT (2010): Neotektonisches Bewegungsverhalten. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 68 – 69, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- MARX, J., HUEBSCHER, H.-D., HOTH, K., KORICH, D. & W. KRAMER (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe. – In: Norddeutsches Rotliegendebcken. Rotliegendemonographie Teil II. – **CFS 183**, S. 54 – 83, Frankfurt/Main
- MÖBUS, G. & E. UNGER (1967): Kristallin nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs (Tiefbohrung Guben 2). – *Jb. Geologie* **1** (für 1965), S. 167 – 175, Berlin
- MUSSTOW, R. (1968): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Oberkreide und des Albs in Ostbrandenburg und der östlichen Niederlausitz. – *Geologie* **17**, Beih. 61, S. 1 – 71, Berlin
- NÖLDEKE, W. & G. SCHWAB (1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. – *Z. angew. Geologie* **23**, 8, S. 369 – 379, Berlin
- OTTO, V. (2003): Inversion related features along the south-eastern margin of the North German basin (Elbe fault system). – *Tectonophysics* **373**, S. 107 – 123 (online-Version)
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data. – In: SPENCER, A. M. (ed.): Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists **3**, 13, S. 155 – 164, Berlin, Heidelberg (Springer)
- SHECK, M. & U. BAYER (1999): Evolution of the Northeast German basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. – *Tectonophysics* **313**, 145 – 169, Amsterdam
- SHECK-WENDEROTH, M. & L. LAMARCHE (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European basin system – new insights from a 3D structural model. – *Tectonophysics* **397**, 1-2, S. 143 – 165 (online-Version)
- SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. – *Berliner geowiss. Abh. A* **168**, S.1 – 377, Berlin
- SCHWAB, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke. – Habilschrift, 196 S., Akad. der Wissensch. DDR, Berlin (unveröff.)
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. – *Z. angew. Geologie* **10**, 7, S. 338 – 348, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (1986): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke. – *Veröff. Zentralinst. Phys. der Erde* **79**, 81 S., Potsdam
- STACKEBRANDT, W. (1997): Zur Strukturgeologie am Südrand der Nordostdeutschen Senke. – *Z. geol. Wiss.* **25**, 1-2, S. 227 – 231, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland. – *Z. geol. Wiss.* **32**, 2-4, S. 85 – 95, Berlin
- STACKEBRANDT, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). – *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **12**, 1/2, S. 165 – 172, Kleinmachnow
- STACKEBRANDT, W. (2008): Zur Neotektonik der Niederlausitz, Ostdeutschland. – *Z. dt. Ges. Geowiss.* **159**, 1, S. 117 – 122, Stuttgart (Schweizerbart)
- STACKEBRANDT, W. (2011): Der prätertiäre Untergrund von Cottbus, dem Landkreis Spree-Neiße und Umgebung. – In: SCHROEDER, J. H. (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 10: Cottbus und Landkreis Spree-Neiße. – S. 1 – 11, Berlin
- STACKEBRANDT, W. & A. FRANZKE (1989): Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere – the activity of some fracture zones in central Europe. – *Z. geol. Wiss.* **17**, S. 699 – 712, Berlin
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (eds.) (2010): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 157 S., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Cottbus
- STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (2010): Geologie und Geopotenziale in Brandenburg. – In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – S. 10 – 36, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow
- TESSIN, R. (1995): Zur Entwicklung des Raums Rüdersdorf (Ostbrandenburg) im Jura. – *Berliner geowiss. Abh. A* **168**, S. 43 – 53, Berlin
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihr Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – *Z. dt. geol. Ges.* **114**, 2, S. 378 – 418, Hannover

VOIGT, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur. Geologische Hinweise aus dem umgebenden Kreidebecken. – Z. geol. Wiss. **37**, 1-2, S. 15 – 39, Berlin

WETZEL, H.-U. (1984): Spätvariszische Bruchtektonik und subsequente Gangmagmatite als Ausdruck der Krustenentwicklung im Osterzgebirge (Altenberger Scholle). – Diss. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (unveröff.)

ZIEGENHARDT, W. (1976): Bau und Genese salinartektonisch angelegter Strukturen des Staßfurtkarbonats im Zechstein der Lausitz. Teil I: Charakteristik des Strukturbaus. – Z. angew. Geologie **22**, 1, S. 3 – 10, Berlin

ZIEGLER, P.A (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell International Petroleum Maatschappij B.V., 130 pp. + folder with 40 maps or charts, The Hague (Elsevier Scientific Publishing Company),

ZIEGLER, P.A. (1990). Geological Atlas of Western and Central Europe (2 ed.). – Shell Int. Petrol. Mij. B. V., 239 S., Bath (Geol. Soc. Publ. House)

Anschrift der Autoren:

Dr. Gerhard Beutler
Lindenring 11
06667 Weißenfels, OT Burgwerben

Dr. Werner Stackebrandt
Gersthofweg 13
14469 Potsdam
geostacke@googlemail.com