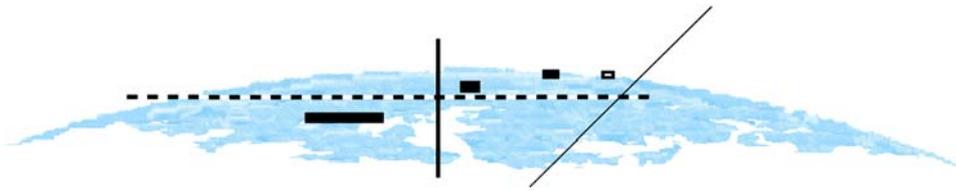




GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Anhang

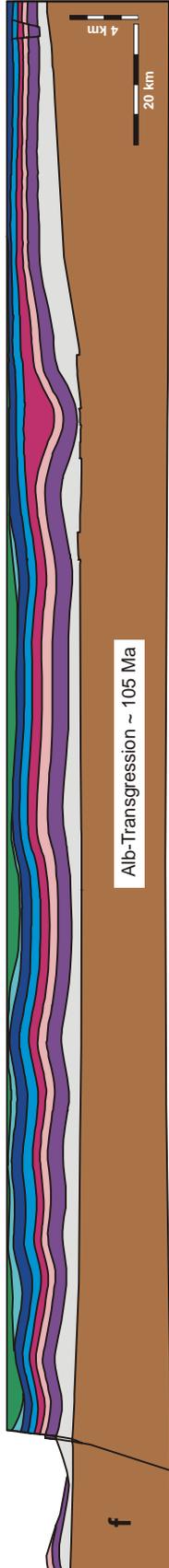
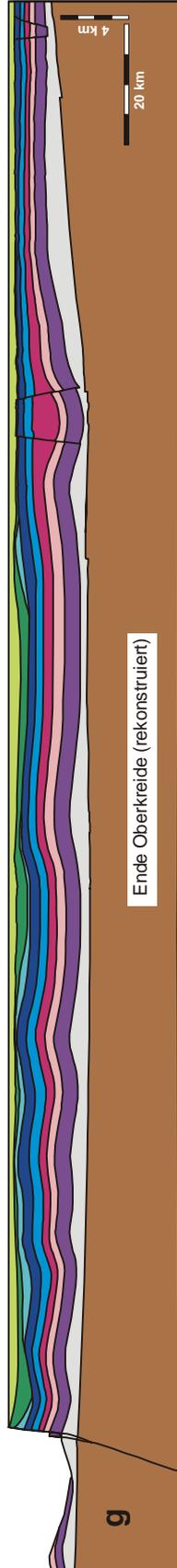
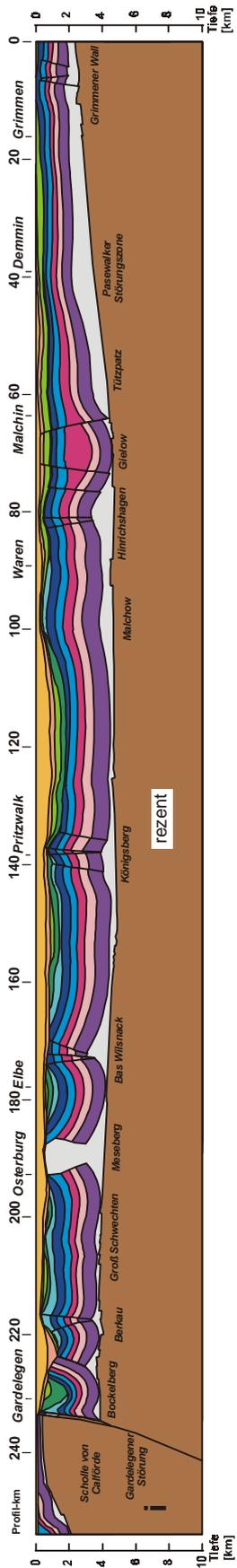
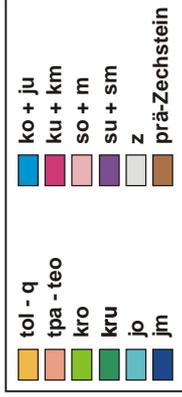
Anhang 1: Karte mit den wichtigsten geologischen Strukturen im Nordostdeutschen Becken

Anhang 2: Ergebnisse der Profilabwicklung

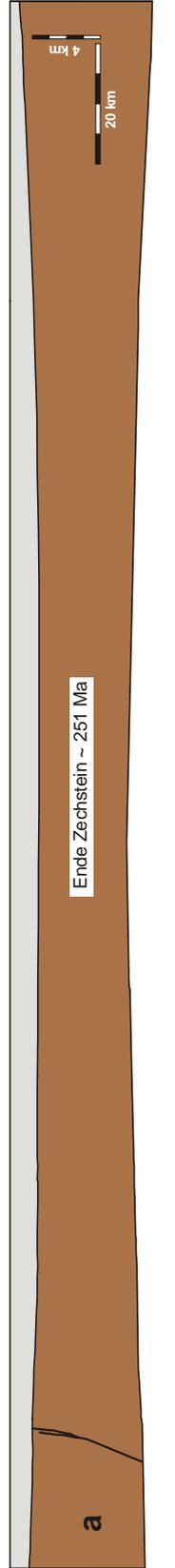
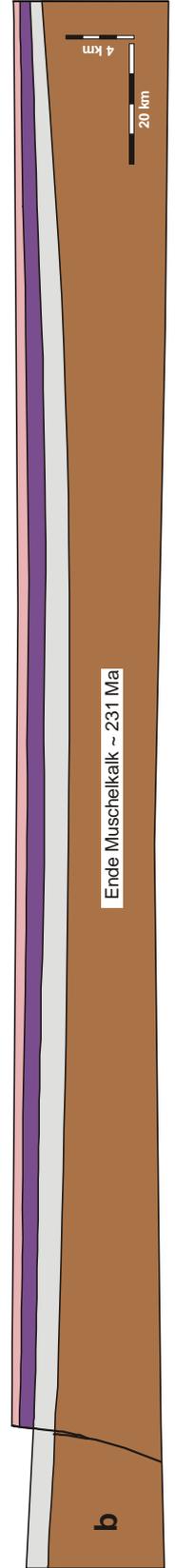
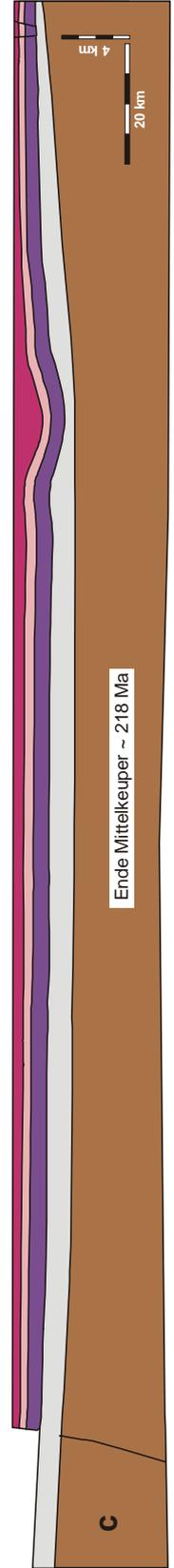
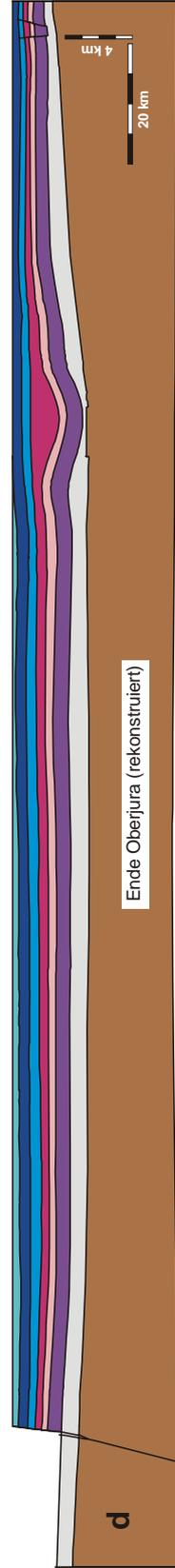
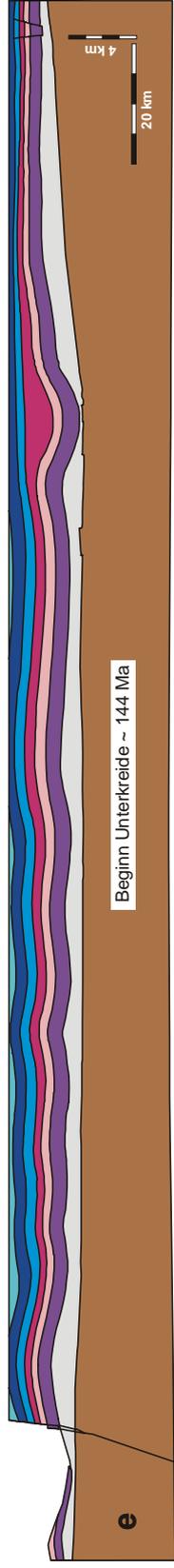
- (a) Oberkreide bis rezent
- (b) Zechstein bis Unterkreide

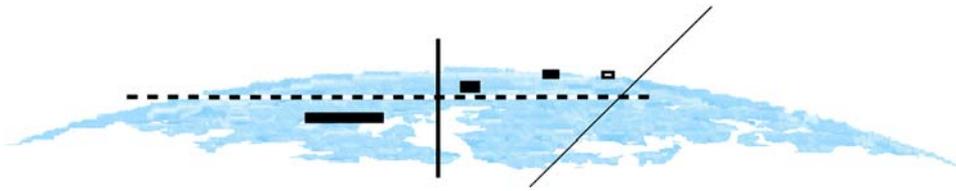
Kinematische Beckenentwicklung (Oberkreide-rezent)

Anhang 2a



kinematische Beckenentwicklung (Zechstein-Unterkreide) Anhang 2b





GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

7 Literaturverzeichnis

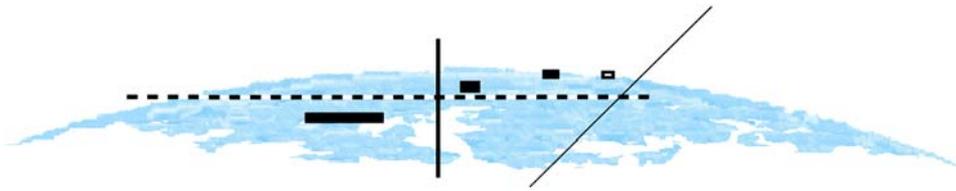
- Allen, P.A. & Allen J.R., 1990. Basin analysis; principles and applications. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 451 S.
- Bach, D., 1975. Lithologisch-paläogeographische Karte der DDR - Malm. Zentrales Geologisches Institut, Potsdam.
- Bachmann, G. & Grosse, S., 1989. Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwere-Karte. Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften, 24-46.
- Badley, M.E., 1985. Practical seismic interpretation. Int. Human Resour. Dev. Corp., Boston, 266 S.
- Badley, M.E., Price, J.D. & Backshall, L.C., 1989. Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. In: M.A. Cooper & G.D. Williams (Editors), Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication, London, 201-219.
- Baldwin, B. & Butler, C.O., 1985. Compaction curves. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull, 69: 622-625.
- Bally, A.W., 1984. Seismic expression of structural styles. Geological Society of America (GSA), Boulder.
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Schulze, A. & Schwab, M., 1990. Geological Interpretation of the DSS Profile Thumark II. In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Editors), The European Geotraverse: Integrative Studies. European Science Foundation, Strasbourg, 401-404.
- Benek, R. et al., 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics, 266: 379-404.
- Betz, D., Führer, F., Greiner, G. & Plein, E., 1987. Evolution of the Lower Saxony Basin. Tectonophysics, 137: 127-170.
- Bodenhausen, J.W.A. & Ott, W.F., 1981. Habitat of the Rijswijk Oil Province, Onshore, The Netherlands, Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe. Institute of Petroleum, London, 301-309.
- Breitkreuz, C. & Kennedy, A., 1999. Magmatic flare-up at the Carboniferous/ Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. Tectonophysics, 302(3-4): 307-326.
- Brink, H.J., Dürschner, H., Trappe, H., 1992. Some aspects of the late and post-Variscan development of the Northwestern German Basin. Tectonophysics, 207: 65-95.
- Brink, H.J., Franke, D., Hoffmann, N., Horst, W. & Oncken, O., 1990. Structure and Evolution of the North German Basin. In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Editors), The European Geotraverse: Integrative Studies. European Science Foundation, Strasbourg, 195-212.
- Buchanan, P.G., Bishop, D.J. & Hood, D.N., 1996. Development of salt-related structures in the Central North Sea: results from section balancing. In: -G.I. Alsop, I. Davison & D. Blundell (Editors), Salt tectonics. Geological Society, London, 111-128.
- Bulnes, M. & McClay, K.R., 1998. Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin. Marine and Petroleum Geology, 15: 667-687.
- Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R.A., Visser, M.T.M. & van Wees, J.-D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Through: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179-195.
- Davis, D.M. & Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and thrust belts. Tectonophysics, 119: 67-88.
- Deeks, N. & Thomas, S.A., 1995. Basin inversion in a strike-slip regime: the Tornquist Zone, Southern Baltic Sea. In: J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Editors), Basin Inversion. Geological Society Special Publication, London, 319-338.
- Dickinson, G., 1953. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 18: 410-432.

- Eilts, F., Krawczyk, C.M., Lassen, A. & Thybo, H., subm. Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ), SW Baltic Sea. *Tectonophysics*.
- Einsele, G., 1992. Sedimentary basins, evolution, facies and sediment budget. Springer, Berlin, 613 S.
- Erlström, M., Thomas, S.A., Deeks, N. & Sivhed, U., 1997. Structure and tectonic evolution of the Torquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics*, 271: 191-215.
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology with island arcs. *J. Geol.*, 86: 323-334.
- Franke, D., 1990. Submeridionale Transcurrent-Störungen im präpermischen Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. *Z. angew. Geol.*, 36(6): 201-207.
- Franke, D. et al., 1994. Die Ostseebohrung G14 - eine Profilübersicht. *Z. geol. Wiss.*, 22(1-6): 235-240.
- Franke, D. & Hoffmann, N., 1999. Das Elbe-Lineament - bedeutende Geofraktur oder Phantomgebilde? - Teil 1: Die Referenzgebiete. *Z. geol. Wiss.*, 27(3/4): 279-318.
- Franke, D., Hoffmann, N. & Kamps, J., 1989. Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR. *Z. angew. Geol.*, 35(10/11): 289-296.
- Franke, W. & Oncken, O., 1990. Geodynamic Evolution of the North-Central Variscides. In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Editors), *The European Geotraverse: Integrative Studies*. European Science Foundation, Strasbourg, 187-194.
- Gawlick, H.J., Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T. & Böhm, F., 1999. The change from rifting to thrusting in the Northern Calcereous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geol. Rundschau*, 87: 644-657.
- Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 5(2): 153-160.
- Glennie, K.W. & Boegner, P.L.E., 1981. Sole Pit Inversion Tectonics. In: L.V. Illing & G.D. Hobson (Editors), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe; Proceedings of the second conference*. Heyden & Son, London, 110-120.
- Group, D.-B.R., 1999. Deep crustal structure of the Northeast German Basin; new DEKORP-BASIN '96 deep-profiling results. *Geology (Boulder)*, 27(1): 55-58.
- Hardage, B.A., 1987. Seismic stratigraphy. *Handbook of geophysical exploration*, 9. Geophysical press, Bruges, 432 S.
- Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negativ flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(4): 582-600.
- Harff, J. et al., 1990. Modellierung Beckenbildungsprozesse - Norddeutsche Senke, Unveröff. Bericht Potsdam-Freiberg-Greifswald, 107.
- Hoffmann, N., 1990. Zur palaeodynamischen Entwicklung des Praezechsteins in der Nordostdeutschen Senke. In: N.A.d. Geowissenschaften (Editor), *Geologie und Kohlenwasserstoff-Erkundung im Präzechstein der DDR - Nordostdeutsche Senke*. Nieders. Akad. Geowiss. Veroeff., Hannover, 5-18.
- Horst, W., Flueh, E.R. & Börngen, M., 1994. NIZUSE: a deep seismic reflection line in north-eastern Germany. *Geologische Rundschau*, 83: 161-169.
- Hossack, J., 1995. Geometric Rules of Section Balancing for Salt Structures. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts & S. Snelson (Editors), *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG, 29-40.
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. geol. Soc. Lond.*, 136: 705-711.
- Hoth, K., Rusbueldt, J., Zagora, K., Beer, H. & Hartmann, O., 1993. Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990. *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, 2. Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin, 145 S.
- Hoth, P., 1997. Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz - Rügen. *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, 4. Verlag der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin, 139 S.

- Hughes, M. & I., D., 1993. Geometry and growth kinematics of salt pillows in the southern North Sea. *Tectonophysics*, 228: 239-254.
- Jaeger, J.C. & Cook, N.G.W., 1976. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Wiley, New York, 585 S.
- Jenyon, M.K., 1989. Plastic flow and contraflow in superposed Zechstein salt sequences. *J. Petrol. Geol.*, 12(4): 477-486.
- Jordan, F.J. & Schultz, U., 1998. Salzstrukturen in der Seismik. In: L. Dresen, J. Fertig, F.J. Jordan, R. H. & W. Budach (Editors), 18. Mintrop-Seminar. DGMK, Münster, S. 21-68.
- Knape, H., 1963. Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges. *Geologie*, 12: 509.
- Kockel, F., 1998. Salt problems in northwest Germany and the German North Sea sector. *Journal of seismic exploration*, 7: 219-235.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. & Negendank, J.F.W., 2000. Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. *International Journal of earth sciences*.
- Koyi, H., Jenyon, M.K. & Petersen, K., 1993. The effect of basement faulting on diapirism. *J. of Petroleum Geology*, 16(3): 285-312.
- Krawczyk, C.M.S., M.; DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*, 314: 241-253.
- Kuznir, N.J., Marsden, G. & Egan, S.S., 1991. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d' Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: A.M. Roberts, Yielding, G. & Freeman, B. (Editor), *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication, London, 41-60.
- Laubscher, H.P., 1972. Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci.*, 272: 293-304.
- Lindert, W., 1994. Zur Entwicklung des Oberkarbon im Untergrund von Rügen. *Z. geol. Wiss.*, 22(1-6): 241-248.
- Lokhorst, A. (Editor), 1999. *NW European Gas Atlas*. CD-Rom. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Ludwig, A. et al., 1988. Tektonisch-strukturelle Analyse der Störungszonen im Gebiet der Altmark (Störungszonen Altmark) Teil 2, Zentralinstitut für Physik der Erde (Bereich 3), Potsdam.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- Mayer, P., Seifert, M. & Scheibe, R., 1993. Geologisch-geophysikalische Ergebnisse im Schelfbereich der Insel Rügen. In: M. Krauß, P. Bankwitz & J. Harff (Editors), *Rügen - Bornholm*. Gesellschaft für Geowissenschaften, GFZ Potsdam, S. 55-66.
- McCann, T., 1996. Pre-Permian of the north-east German Basin. *Geological Journal*, 31: 159-177.
- McCann, T., 1998a. Lower Palaeozoic evolution of the northeast German Basin/Baltica borderland. *Geol. Mag.*, 135: 129-142.
- McCann, T., 1998b. The Rotliegend of the NE German Basin: background and prospectivity. *Petroleum Geoscience*, 4: 17-27.
- McCann, T., 1999. The tectonosedimentary evolution of the northern margin of the Carboniferous foreland basin of NE Germany. *Tectonophysics*, 313: 119-144.
- McClay, K.R., 1995. The geometry and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In: J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Editors), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, London, 97-118.
- McClay, K.R. & Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: K.R. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, 419-434.
- McKenzie, D., 1978. Some Remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- Meinhold, R. & Reinhardt, H.G., 1967. Halokinese im nordostdeutschen Tiefland. *Deut.Ges. Geol. Wiss., Ber., Reihe A, Geol. Palaeontol.*, A12(3-4): 329-353.
- Menning, M., 1995. Magnetostratigraphie. In: E. Plein (Editor), *Norddeutsches Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, Berlin, 40-45.

- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level - part 6 - stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. AAPG Memoir, 26: 135 - 144.
- Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.-P., Unternehr, P. & Richert, J.-P., 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. Sedimentary Geology, 95: 237-250.
- Neumann, E. & Schön, K., 1975. Bemerkungen zu einer paläotektonischen Analyse am Nordrand des Zechsteinbeckens. Z. geol. Wiss., 3(2): 211-223.
- Nöldeke, W. & Schwab, G., 1976. Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteil der DDR. Zeitschrift für angewandte Geologie, 23(8): 369-379.
- Nunns, A.G., 1991. Structural Restoration of Seismic and Geologic Sections in Extensional Regimes. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75(2): 278-297.
- Oakman, C.D. & Partington, M.A., 1998. Cretaceous. In: K.W. Glennie (Editor), Petroleum geology of the North Sea; basic concepts and recent advances. Blackwell Science Geology & Petroleum Geology, Oxford, 294-349.
- Payton, C.E., 1977. Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, 516 S.
- Pickering, G., Bull, J.M. & Sanderson, D.J., 1996. Scaling of fault displacements and its implications for the estimation of sub-seismic strain. In: P.G. Buchanan and D.A. Nieuwland (Editors), Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling. Geological Society Special Publication, London, 11-26.
- Plein, 1993. Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Nordeutschen Beckens, Geol. Jb., 99-116.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M. & Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. Tectonophysics, 323: 1-38.
- Rabbel, -W. et al., 1995. A high-velocity layer in the lower crust of the North German Basin. Terra Nova, 7(3): 327-337.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York.
- Reinhardt, H.-G., 1993. Darstellung struktureller Zusammenhänge beim Anschluß land- und seeseismischer Meßergebnisse im regionalen reflexionsseismischen Kartenwerk. Z. geol. Wiss., 21(3/4): 319-326.
- Reinhardt, H.G., 1968. Bohrlochseismische Geschwindigkeiten im Nordteil der DDR. Geologie und Geophysik, 12: 67-82.
- Rieke, H., Kossow, D., McCann, T. & C., K., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the northernmost margin of the NE German Basin between uppermost Carboniferous and Late Permian (Rotliegend). Geological Journal, 36: 1-19.
- Röllig, G. & Söllig, A., 1990. GEOLOGISCHE KARTE DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK - Tektonische Karte. Zentrales Geologisches Institut, Berlin.
- Rowan, M.G., 1993. A systematic technique for the sequential restoration of salt structures. Tectonophysics, 228: 331-348.
- Rowan, M.G. & Kligfield, R., 1989. Cross Section Restoration and Balancing as Aid to Seismic Interpretation in Extensional Terranes. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73(8): 955-966.
- Rühberg, N., 1976. Probleme der Zechsteinsalzbewegung. Z. angew. Geol., 22(9): 413-420.
- Sangree, J.B. & Widmier, J.M., 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. Geophysics, 44: 131-160.
- Scheck, M., 1997. Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbeziehung von Krustenmodellen. Scientific Technical Report STR97/10, GeoForsch.Zentr., Potsdam.
- Schmoker, J.W. & Halley, R.B., 1982. Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for south Florida. AAPG Bulletin, 66(12): 2561-2570.

- Schretzenmayr, S., 1993. Bruchkinematik des Haldenslebener und Gardelegener Abbruchs (Scholle von Calförde). *Geol. Jb.*, A131: 219-238.
- Schröder, B., 1987. Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian massif. *Tectonophysics*, 137: 93-100.
- Schultz-Ela, D.D., 1991. Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Marine and Petroleum Geology*, 9(August): 372-388.
- Schwab, G., Benek, R., Jubitz, K.-B. & Teschke, H.-J., 1982. Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. *Z. geol. Wiss.*, 10(3): 397-413.
- Sclater, J.G. & Christie, P.A.F., 1980. Continental Stretching; an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85(B7): 3711-3739.
- Sorensen, K., 1986. Rim syncline volume estimation and salt diapirism. *Nature*, 319: 23 - 27.
- Stewart, S.A. & Coward, M.P., 1995. Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 12(5): 457-475.
- Strohmenger, C., Voigt, E. & Zimdars, J., 1996. Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporites deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany). *Sedimentary Geology*, 102: 33-54.
- Tanner, B. & Meissner, R., 1996. Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: Alternatives and consequences. *Tectonics*, 15(4): 803-812.
- Thomas, D.W. & Coward, M.P., 1995. Late Jurassic-Early Cretaceous inversion of the East Shetland basin, northern North Sea. In: J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Editors), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, London, 275-306.
- Thomas, S.A. & Deeks, N.R., 1994. Seismic evidence for inversion tectonics in the strike-slip regime of the Tornquist zone, Southern Baltic Sea. In: M. Krauß, P. Bankwitz & J. Harff (Editors), *Rügen-Bornholm*. Gesellschaft für Geowissenschaften, GFZ Potsdam, S. 33- 46.
- Thorne, J.A. & Watts, A.B., 1989. Quantitative analysis of North Sea subsidence. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73: 88 - 116.
- Torsvik, T.H., Trench, A., Svensson, I. & Walderhaug, H.J., 1993. Paleogeographic significance of mid-Silurian paleomagnetic results from southern Britain - major revision of the apparent polar wander path for eastern Avalonia. *Geophysical Journal International*, 113: 651-668.
- van Wees, J.D. & Beekman, F., 2000. Lithosphere rheology during intraplate basin extension and inversion: Inferences from automated modeling of four basins in western Europe. *Tectonophysics*, 320: 219-242.
- Vendeville, B.C. & Jackson, M.P.A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 331-353.
- Victor, P., 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und ihre Bedeutung für die Plateaubildung und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S). STR 00/13, GFZ-Potsdam, Potsdam.
- Wachendorf, H., 1986. Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. *Geol. Jb.*, 3-67.
- Walsh, J.J. and Watterson, J., 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10(3): 239-247.
- Woodward, N., Boyer, S. & Suppe, J., 1989. *Balanced Cross Section: An Essential Technique in Geological Research and Exploration*, Short Course in Geology. Am. Geophys. Union, Washington, 132.
- Ziegler, P., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier, Amsterdam, 239 S.
- Ziegler, P.A., 1989. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. In: M.A. Cooper & G.D. Williams (Editors), *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publications, London, 63-85.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S. & van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7-59.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

6 Diskussion

6.1 Die Entwicklung des NEDB im Rahmen der post-variszischen Geodynamik Mittel- und NW- Europas

Die Ergebnisse der seismisch-faziellen und strukturellen Untersuchungen sowie der Abwicklung des regionalen Profils BASIN 9601 erlauben es, ein geologisches Modell für die post-Rotliegende Entwicklung des NEDB innerhalb der post-variszischen geodynamischen Entwicklung Mittel- und NW-Europas zu formulieren. Es lassen sich mehrere Stadien der Beckenentwicklung und verschiedene Deformationsereignisse unterscheiden. Dabei ist die Herausbildung des Strukturstils im NEBD als eine Kombination aus überregional wirksamen plattentektonischen Prozessen und lokalen geologischen Besonderheiten des NEDB zu verstehen. Mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit können die Art der verschiedenen Deformationen im NEDB bestimmt und Aussagen über deren Wirksamkeit getroffen werden. Weiterhin läßt sich die modifizierende Rolle des Zechsteinsalzes bei den Deformationen bewerten.

6.1.1 Perm – Mittlere Trias

Mit der endgültigen Konsolidierung der Varisziden an der Wende Oberkarbon/Unterperm werden die spätorogenen Schersysteme in Mittel- und NW-Europa inaktiv. Der permokarbone Magmatismus erlischt ebenfalls, und eine schnelle thermische Subsidenz steuert die Sedimentation im Vorland der mitteleuropäischen Varisziden während des Perms, was zu einer fortschreitenden Nivellierung des Reliefs auch im Gebiet des heutigen NEDB führte (ZIEGLER 1990, FRANKE & ONCKEN 1990).

Diese schnelle thermisch-induzierte Subsidenz setzte sich im Zechstein fort. Die durchgeführte Profilabwicklung ergab eine Maximalmächtigkeit von 2000 m in den beckenzentralen Gebieten, was bei einer ungefähren Zeitdauer von 7 Ma einer enormen Sedimentationsrate von knapp 300 m/Ma entspricht.

Bereits an der Wende Perm/Trias erfassen extensionale Deformationen erneut weite Teile Mittel- und NW-Europas, die zur Etablierung eines weitverzweigten Riftsystems führen (ZIEGLER 1990). Die Hauptelemente dieses Riftsystems sind das Golf von Biskaya Rift, mit mehreren Verzweigungen, wie dem *Celtic Sea* Rift, der Vikinggraben, der Osloergraben und der Zentralgraben in der Nordsee. In unmittelbarer Nachbarschaft zum NEDB führen Riftaktivitäten ab dem Muschelkalk im NW-deutschen Becken zur Entstehung der mächtigen Grabenstrukturen des Glückstadt Grabens, des Emsland Trogs oder des Horngrabens (BRINK et al. 1992). Alle diese

Strukturen streichen etwa N-S und belegen ein Hauptspannungsfeld mit maximaler E-W Dehnung in West- und Mitteleuropa.

Auch im NEDB ist in der Trias eine E-W Dehnungstektonik beobachtbar, aber in abgeschwächter Form. Im Gebiet des Diapirs Gielow führte E-W gerichtete Extension zur Bildung des etwa N-S streichenden Rheinsberger Trops im Unteren und Mittleren Keuper. Während jedoch im NW-deutschen Becken eine echte Krustendehnung vorliegt, ist die Extension im Nordteil des NEDB auf das Suprasalinar beschränkt. Dies liegt möglicherweise in der größeren Entfernung des NEDB zu den Hauptzentren des permotriassischen *riftings* in Mittel- und NW-Europa begründet. Es könnte aber auch ein Hinweis auf die Existenz einer sehr starren und stabilen Kruste unter den nördlichen Teilen des NEDB sein, deren Homogenität eine Dehnung der Krustenbereiche verhindert. Die Vorstellung einer stabilen Kruste unter dem Nordteil des Beckens wird durch tiefenseismische Untersuchungen von KRAWCZYK et al. (1999) gestützt, die eine Fortsetzung des kratonischen Baltischen Schildes unter dem NEDB postulieren. Voraussetzung für diese *thin-skinned* Deformation ist die Existenz eines mechanisch schwachen Horizontes, durch den das Suprasalinar vollständig vom Subsalinar entkoppelt wird (VENDEVILLE & JACKSON 1992). Im NEDB übernimmt das Zechsteinsalinar die Funktion des Entkopplungshorizontes. Durch die regionale E-W Extension in der Unteren Trias wurden die etwa N-S streichenden Gräben im Suprasalinar erzeugt, wodurch dieses ausgedünnt und mechanisch geschwächt wird. Verbunden mit der Extension im Suprasalinar ist eine Salzmobilisierung. In die, durch Abschiebungen entstandenen, Schwächezonen im Suprasalinar dringt das mobile Salz ein, und bei fortgesetzter Extension kann das Salz seine überlagernden Sedimente durchbrechen.

6.1.2 Obere Trias – Jura

Im Oberen Keuper erlischt die störungsbezogene Deformation im NEDB, und das Becken senkt sich wieder regional ab. Durch die Konzentration der plattentektonischen Prozesse auf das Riftsystem Tethys-Zentralatlantik-Karibik unterliegen die innerkratonischen Bereiche Mittel- und NW-Europas einer regionalen Absenkung, die zu einer Transgression am Beginn des Juras führt. Im NEDB wird diese regionale Absenkung durch die immer noch wirksame, aber nun deutlich abgeschwächte thermische Subsidenz noch zusätzlich verstärkt. Im mittleren Jura entwickelt sich der *North Sea Rift Dome*, der sich über 700 km vom Vikinggraben im Norden bis in die südliche Nordsee erstreckt. In E-W Richtung reicht er über eine Entfernung von über 1000 km von England bis nach Dänemark. Die Entstehung dieser gewaltigen Aufwölbung ist begleitet von intensivem Magmatismus und tiefgreifender Erosion in den zentralen Bereichen dieser Struktur (ZIEGLER 1990).

Aber während sich durch den *North Sea Rift Dome* die Paläogeographie weiter Teile Mittel- und NW-Europas verändert, sind die Auswirkungen auf das NEDB aufgrund seiner großen Entfernung nur gering, und es sind keine bedeutenden tektonischen Aktivitäten erkennbar.

6.1.3 Inversion Wende Oberjura/Unterkreide

An der Wende Jura/Kreide kommt es zu einer fundamentalen Reorganisation der europäischen Plattenkonfiguration. Im Zentralen Atlantik erfolgt eine Periode verstärkten *spreadings*, gleichzeitig beginnen sich der Nordatlantik und der Golf von Biskaya zu öffnen (ZIEGLER 1990, Abb. 46). Außerdem setzt im Oberjura die Bildung des Nordpenninischen Ozeans ein, während im Südpenninischen Ozean bereits kompressive Tektonik im Zusammenhang mit der einsetzenden Subduktion beobachtet werden kann (GAWLICK et al. 1999). Diese globalen Prozesse führen zu einem Ende der vorherrschend E-W gerichteten extensionalen Tektonik, durch die Mitteleuropa im oberen Jura gekennzeichnet war. Statt dessen werden weite Teile der intrakontinentalen Bereiche

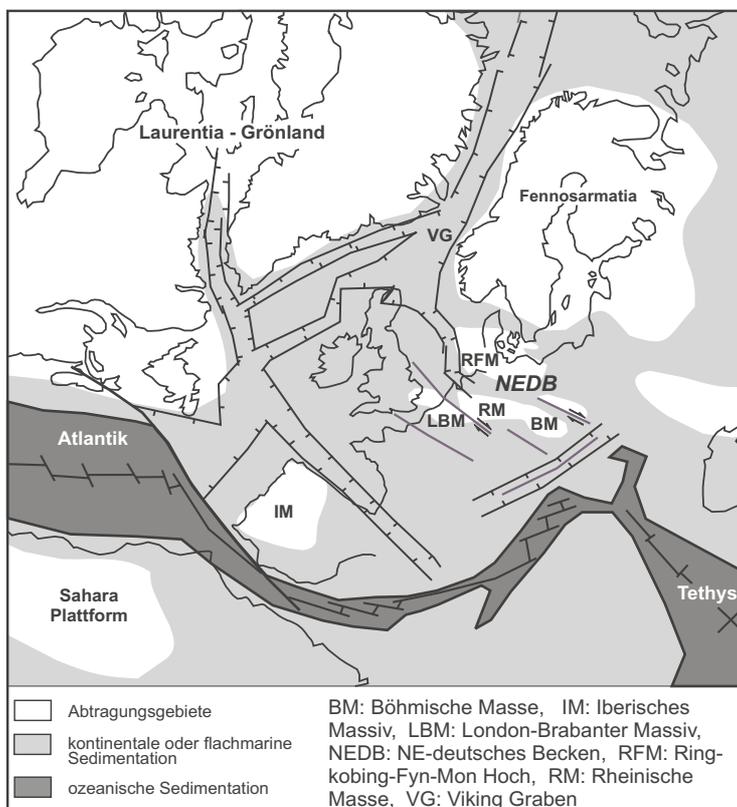


Abb. 46: Paläogeographischer Rahmen an der Wende Jura/Kreide (vereinfacht nach ZIEGLER 1990). Die grundlegende plattentektonische Reorganisation führt zur Aktivierung von Seitenverschiebungen in den intrakontinentalen Bereichen Mittel- und NW-Europas.

Europas mit Beginn der Unterkreide von kompressiver Tektonik erfaßt (OAKMAN & PARTINGTON 1998, ZIEGLER 1990; Abb. 46). Die Deformationen, die mit dieser Änderung des regionalen Stressfeldes einher gehen, werden europaweit häufig als jungkimmerisch bezeichnet und sind generell durch eine N-S gerichtete Einengungskomponente gekennzeichnet (OAKMAN & PARTINGTON 1998). Mit den jungkimmerischen Bewegungen ist die Ausbildung einer europaweiten Diskordanz verbunden. Insgesamt ist das tektonische Bild Mitteleuropas für den

Zeitraum Oberjura/Unterkreide sehr uneinheitlich. Schwache Inversionen unter Beteiligung von Kompression werden im *Southern Celtic Sea* Becken (BULNES & MCCLAY 1998), im *East Shetland* Becken (THOMAS & COWARD 1995), im *Sole Pit* Becken (GLENNIE & BOEGNER 1981; Abb. 2), im West-Niederländischen Becken (BODENHAUSEN & Ott 1981; Abb. 2), oder am Westrand der Bömischen Masse (SCHRÖDER 1987) beobachtet. Daneben existieren im gleichen Zeitraum Gebiete, wie das *Broad Fourteen* Becken (NALPAS et al. 1995) oder in direkter westlicher Nachbarschaft zum NEDB das niedersächsische Becken (BETZ et al. 1987), die durch extensionale oder transtensionale Deformationen und beschleunigte Subsidenz gekennzeichnet sind. Insgesamt weist das Deformationsmuster Mitteleuropas auf ein komplexes System von Seitenverschiebungen, die einen kurzräumigen Wechsel von transtensionalen und transpressionalen Intraplatten-Deformationen erzeugten.

Die Änderung im überregionalen Spannungsfeld führt im NEDB zur beckenweiten Bildung von Antiklinalen und Synklinalen und zur Salzmobilisierung. Die sich neu bildenden Senken und Hebungsgebiete streichen vorwiegend NW-SE, was NÖLDEKE & SCHWAB (1976) als Ausdruck von Reaktivierungen entlang tiefreichender Bruchzonen im Subsalinar ansehen. So lösen nach dieser Vorstellung Deformationen im Subsalinar Salzbewegungen aus, wodurch das Salz in Kissen wandert. In Gebieten, die von Salzabwanderung betroffen sind, entstehen die dazugehörigen länglichen Randsenken. Die Deformation des Suprasalinars wird damit als passiv, also lediglich als Ausdruck der Salzdeformation betrachtet. Das steht jedoch im Widerspruch zu folgenden Beobachtungen:

(1) Außer am äußersten Südrand existieren im NEDB keine bedeutenden Störungen im Subsalinar, und die vorhandenen, kleinen Störungen in den anderen Teilen des NEDB stimmen räumlich nicht mit der Lage der Salzkissen überein (KOSSOW et al. 2000). Es ist außerdem unwahrscheinlich, daß ältere Störungen existierten, die später invertiert wurden. Wie KOYI et al. (1993) zeigten, führen Deformationen des Subsalinars und damit verbundene Salzdeformation zu typischen, asymmetrischen Strukturen im Suprasalar, die im NEDB jedoch nicht beobachtet werden können.

(2) Ein passiver Mechanismus steht weiterhin im Widerspruch zu der beträchtlichen Hebung des gesamten Beckens von fast 1 km an der Wende/Jura Kreide. Zwar ist dieser Zeitraum auch durch eine globale Meeresspiegelabsenkung gekennzeichnet, doch beträgt die Absenkung des globalen Meeresspiegels maximal 100–150 m (HAQ et al. 1987) und ist daher nicht geeignet, die hohen Erosionsbeträge von bis zu 1 km zu erklären. Die Geometrie der Salzstrukturen und die strukturellen Merkmale des Suprasalinars im NEDB weisen auf einen aktiven Mechanismus hin, bei dem die Deformation des Suprasalinars zu einer Mobilisierung des Salzes führt. Kompressive Deformation ist dabei ein grundlegendes Element, welches zum *buckling* des Suprasalinars führt. Durch die Verformung des Suprasalinars wird das Zechsteinsalz mobilisiert und wandert in die Antiklinalkerne. Mit der zunehmenden Migration des Salzes in die Antiklinalkerne wird die Deformation durch Auftriebskräfte ein wichtiger Prozeß bei der Deformation, da Salz nicht nur mechanisch schwach ist, sondern auch eine geringere Dichte besitzt als die überlagernden Sedimente. Gestützt wird die Annahme einer kompressiven Komponente im NEDB bei der

Strukturbildung an der Wende Oberjura/Unterkreide durch die beobachtete Hebung und die damit verbundene Erosion der Sedimente, denn dieses ist ein typisches Merkmal für die Kontraktion von Schichten über einem *detachment* (DAHLSTROM 1990). Daß es sich um eine regionale Hebung handelte und nicht um das lokale Wachsen von einzelnen Strukturen, wird durch die Tatsache belegt, daß die erodierten Sedimente aus dem Untersuchungsgebiet weg transportiert wurden und nicht etwa in den benachbarten Randsenken abgelagert wurden. Wie in Abschnitt 5.6.2 dargelegt, ist eine relativ unbedeutende Verkürzung des gesamten Suprasalinars im NEDB von < 1 km ausreichend, die beobachteten Strukturen zu erzeugen. Die mit der Erosion verbundene Schwächung des Suprasalinars (Abb. 41) ist möglicherweise auch die Ursache, warum während dieser Zeit im Südteil des NEDB eine Reihe von Salzstrukturen ihr Diapirstadium erreichten.

6.1.4 Alb und Oberkreide

Der Albtransgression nachfolgend sind in der Oberkreide nur geringe tektonische Bewegungen im NEDB zu erkennen. Mächtigkeitsschwankungen beruhen hauptsächlich auf fortgesetzter Salzabwanderung unter einigen Randsenken und dem passiven Herabsinken des Suprasalinars in diesen Gebieten (Anlage 2, f).

Die Überflutung des NEDB sowie weiter Teile Mittel- und NW-Europas in der höheren Unterkreide wurde dabei durch einen relativen Meeresspiegelanstieg verursacht, der als Kombination aus zwei Faktoren gesehen wird. Einerseits kommt es durch die zunehmende Konzentration der Deformation innerhalb NW-Europas auf das Artik-Nordatlantik Riftsystem zu einer regionalen Subsidenz der inneren Gebiete Mittel- und NW-Europas (ZIEGLER et al. 1995). Zum anderen erfolgte in der Oberkreide ein globaler Meeresspiegelanstieg (HAQ et al. 1987), der auf die globale Verringerung des Volumens der Ozeane aufgrund der schnellen Öffnung des Südatlantiks und des Indischen Ozeans zurückgeführt wird (ZIEGLER 1990).

Somit ist die Diskordanz an der Albbasis also nicht tektonischer Natur, sondern läßt sich mit einer schnellen Transgression erklären. Wie in anderen Gebieten Mitteleuropas auch, führte der erhöhte Meeresspiegel im NEDB zu Überflutung vieler unterkretazischer Abtragungsgebiete, wodurch sich eine ruhige Sedimentation durchsetzte.

6.1.5 Inversion Wende Oberkreide/Tertiär

Die Dynamik der oberkretazisch/tertiären Beckenentwicklung Mitteleuropas wird maßgeblich von der alpidischen Tektonik bestimmt (ZIEGLER 1995). Die spätkretazische-känozoische Konvergenz zwischen Afrika-Arabia und Europa mit dazwischen liegenden Mikrokontinenten führte zur Kollision und der Entwicklung des Alpen-Karpathen-Orogens (Abb. 47). Als Reaktion auf diese Kollision werden in Mittel- und NW-Europa Krustenblöcke auf ihr Vorland aufgeschoben, und es

bildete sich das typische Leistenschollenmosaik Mitteleuropas heraus. Inversionsstrukturen unter Einbeziehung von Krustenblöcken werden z.B. auch aus dem Gebiet der Tornquist Zone, im Gebiet der südlichen Ostsee (Thomas & Deeks 1994), dem Niedersächsische Becken (BETZ 1987), dem *Broad Fourteen* Becken (NALPAS et al. 1995) oder dem Polnische Becken (DADLEZ et al. 1995) beschrieben.

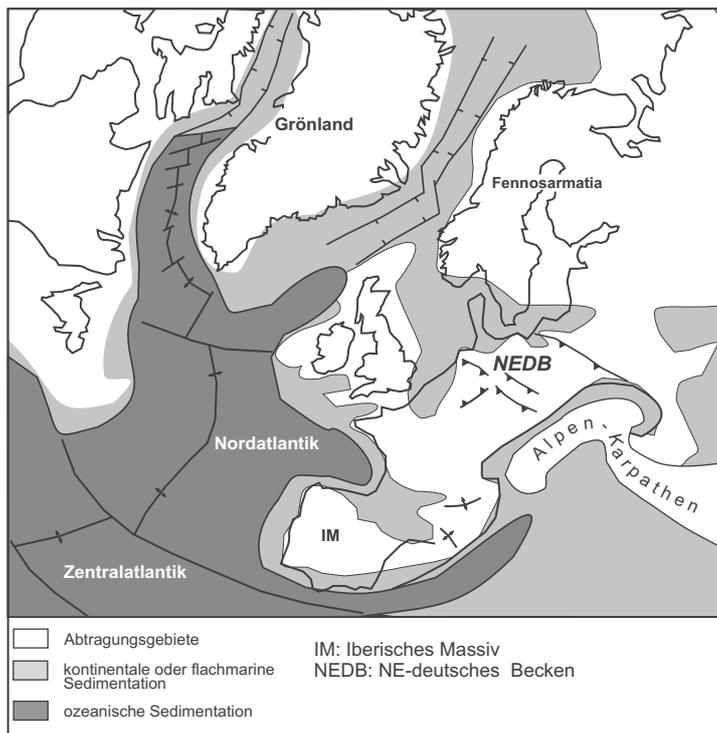


Abb. 47: Paläogeographische Situation an der Wende Kreide/Tertiär. Im Zusammenhang mit der Entwicklung des Alpen-Karpathen-Orogens werden in Mittel- und NW-Europa Krustenblöcke kompressiv aktiviert.

Im NEDB äußert sich die starke kompressive Tektonik durch das steile Aufschieben der Scholle von Calförde entlang des Gardelegener Störungssystems, das Teil eines größeren Störungssystem ist, zu dem weiterhin die Haldenslebener Störung und die Harznordrand Störung gehören. Innerhalb dieses größeren Störungssystems nehmen die Versätze von Süden nach Norden, also vom Harz bis zum Gardelegener Störungssystem ab (DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999). Diese Abnahme der Störungsintensität mit zunehmendem Abstand von der alpinen Deformationsfront wird generell in Mittel- und NW-Europa beobachtet, wobei Inversionsstrukturen bis zu 1500 km entfernt vom Alpen-Orogen bekannt sind (ZIEGLER et al. 1995). Voraussetzung für die Übertragung der Deformation über so große Distanzen ist dabei einerseits eine krustale Kopplung zwischen dem Kollisionsorogen und dessen Vorland, sowie andererseits die Entkopplung am Ort des mechanischen Versagens.

Die mechanische Entkopplung an der Gardelegener Störung erfolgte in der duktilen Unterkruste bei ca. 20 km Tiefe. Da krustale Diskontinuitäten als mechanische Schwächezonen einen wichtigen Einfluß auf die Position von Inversionsstrukturen besitzen, könnten die Gardelegener Störung, die Haldenslebener Störung und die Harznordrandstörung möglicherweise ältere, variszische Strukturen darstellen, die durch die spätkretazische/tertiäre Kompressionstektonik reaktiviert wurden.

Durch die krustale Verkürzung entlang des Gardelegener Störungssystems wird eine etwa N-gerichtete, horizontale Kompression auf die sedimentäre Beckenfüllung des NEDB ausgeübt. Als Reaktion auf die horizontale Einengung bilden sich nördlich des Gardelegener Störungssystems Überschiebungen und Rücküberschiebungen im Suprasalinar heraus (Abb. 27). Mit zunehmendem Abstand vom Gardelegener Störungssystem verringert sich die Intensität der Deformation. Dennoch läßt sich die Auswirkung der Deformation bis an den nördlichen Rand des NEDB verfolgen, wo der N-vergente Grimmener Wall das nördliche Ende der Deformation im Becken darstellt.

Möglich wird die Übertragung der Deformation über ca. 240 km von dem Gebiet der krustalen Verkürzung am Gardelegener Störungssystem bis zum Grimmener Wall durch das Zechsteinsalinar, das als eine mechanisch sehr schwache, sedimentäre Einheit einen sehr wirksamen Abscherhorizont darstellte. Der Grimmener Wall ist darüber hinaus ein deutlicher Beleg dafür, wie die Deformation des Suprasalinars durch die Geometrie und die fazielle Ausbildung der unterlagernden Salzschiefer kontrolliert wird, und wie sich Tektonik und Sedimentation gegenseitig beeinflussen. So steuerten die Beckenrandstörungen im Zechstein die Halitverbreitung. Bei der späteren Inversion an der Wende Kreide/Tertiär beeinflusste nun die Halitverbreitung ihrerseits die Art und die Verbreitung der Deformation des Suprasalinars.

Die Inversion wird von einer Hebung des NEDB von ca. 1 km begleitet. Durch die damit verbundene Erosion werden erneut eine Reihe von Strukturen in ihren Scheitelbereichen entlastet, was zu einem wiederholten gehäuften Durchbrechen von Salzstrukturen führt und eine Reihe von Diapiren im Süden des NEDB entstehen läßt.

6.1.6 Känozoikum

Mit Beginn des Tertiärs endet die kompressive Tektonik in weiten Teilen Mitteleuropas, obwohl im Eozän und Oligozän in den östlichen Teilen des Alpen-Karpathen-Orogens noch bedeutende kompressive Deformationen stattfinden (ZIEGLER 1989). Deshalb muß angenommen werden, daß die krustale Kopplung zwischen dem Orogen und seinem nördlichen Vorland stark reduziert war. In NW-Europa treten dagegen auch noch im Tertiär starke kompressive Deformationen auf, die mit der Schließung des Valais Beckens einher gehen (ZIEGLER 1990).

Das NEDB unterliegt nach der Hebung an der Wende Kreide/Tertiär einer erneuten Subsidenz, wobei die generell nach Westen zunehmenden Mächtigkeiten darauf hinweisen, daß die Subsidenz im NEDB auf die starke Absenkung im Gebiet der Nordsee zurückzuführen ist.

Die Salzbewegung im NEDB setzt sich auch im Tertiär fort und überprägt damit das regionale Subsidenzmuster.

6.2 Das NEDB im Vergleich mit anderen Becken

Generelle Unterschiede in der Entwicklung des NEDB gegenüber anderen Sedimentbecken weltweit ergeben sich aus unterschiedlichen tektonischen Szenarien und Mechanismen der Beckenbildung. So existieren u.a. riftbezogene Becken, wie z.B. entlang des Ostafrikanischen Riftsystems, Becken an passiven Kontinentalrändern, wie entlang der Ostküste Nordamerikas, Vorlandbecken, wie das alpine Molassebecken Süddeutschlands, *forearc* und *backarc* Becken verbunden mit Subduktionszonen und schließlich intrakontinentale Becken, wie das NEDB, die bereits in der generellen Beckenentwicklung große Unterschiede aufweisen (siehe Klassifizierung und Kompilierung von Sedimentbecken in ALLEN & ALLEN 1990).

Mit anderen intrakontinentalen Becken, wie anderen Becken des Südpermisschen Beckensystems, hat das NEDB dagegen viele Gemeinsamkeiten in der generellen Beckenentwicklung. Es existieren aber auch einige bedeutende Unterschiede, die durch das Zusammenspiel einer Reihe von steuernden Faktoren bei der strukturellen Entwicklung intrakontinentaler Becken bedingt sind. Die wichtigsten Faktoren sind die Beschaffenheit der Kruste unter dem Becken, d.h. die Existenz krustaler Diskontinuitäten, die Orientierung prä-existenter Strukturen zum jeweils herrschenden Stressregime und die Mächtigkeiten und die Verteilung von Sedimenten im Becken, vor allem der Anteil an mobilen Evaporiten an der Beckenstratigraphie.

Die Zusammensetzung der Kruste unter einem Becken spielt unter mehreren Aspekten eine wichtige Rolle. So ist eine krustale Kopplung Voraussetzung für die Übertragung von Stress über große Distanzen. Fehlt diese Kopplung, bleiben Gebiete, wie z.B. das Pariser Becken, umgeben von stark invertierten Gebieten, nahezu undeformiert (ZIEGLER et al. 1995). Krustale Diskontinuitäten sind außerdem bei Inversionen die Orte, die bevorzugt reaktiviert werden, und können damit gleichzeitig Hinweise auf die Struktur der Beckenunterlage geben.

Daß im NEDB die krustale Deformation auf den südlichen Beckenrand beschränkt ist, ist vermutlich nicht allein mit dem nach Norden immer weiter zunehmendem Abstand zum Alpen-Orogen zu erklären, sondern möglicherweise ein Hinweis auf eine stabile Kruste unter den zentralen und nördlichen Teilen des Beckens, da alpidisch induzierte Inversionstrukturen auch in größerer Entfernung zum Alpen-Karpathen Orogen bekannt sind. So werden Inversionsstrukturen unter Einbeziehung von Krustenblöcken z.B. aus der Tornquist Zone im Gebiet der südlichen Ostsee (Thomas & Deeks 1994), dem Niedersächsischen Becken (BETZ 1987), dem *Broad Fourteen* Becken (NALPAS et al. 1995) oder dem Polnischen Becken (DADLEZ et al. 1995) beschrieben.

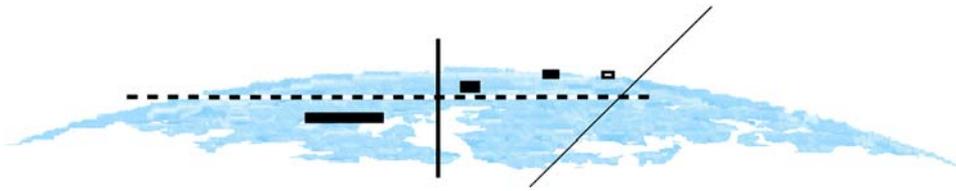
Die krustale Strukturierung ist bereits bei der Anlage eines Beckens entscheidend, da sie die Subsidenz im Becken und damit die Verteilung der Depozentren der Beckensedimente steuert. Die Verteilung der Mächtigkeiten, aber auch der sedimentären Fazies, spielen bei späteren Deformationen in einem Becken eine wichtige Rolle.

Neben der strukturellen Vorzeichnung durch ältere Strukturen in einem Becken, ist deren Orientierung zum jeweils vorherrschenden Stressregime von Bedeutung für die Entwicklung des Deformationsstils in einem Becken. So werden bevorzugt solche Strukturen aktiv, die ungefähr senkrecht zur größten Hauptspannung streichen. Bei abnehmendem Winkel zwischen dem Streichen einer Struktur und der Spannungsrichtung ist mit einem höheren Anteil an Seitenverschiebungskomponente bei der Deformation zu rechnen, was sich in einem anderen Strukturbild äußert. Bei der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär sind es in Mittel- und NW-Europa häufig NW-SE streichende, variszische Strukturen, die reaktiviert werden, wie z.B. am Westrand der Böhmisches Masse (SCHRÖDER 1987). Daher ist auch die Gardelegener Störung möglicherweise eine reaktivierte, variszische Struktur.

Im NEDB fallen Perioden erhöhter Salzaktivität mit Zeiten verstärkter tektonischer Aktivität zusammen. Die Initiierung der Salzbewegung erfolgte außerdem nicht autonom, sondern durch eine äußere tektonische Anregung. Dieser Zusammenhang zwischen regionaler Tektonik und der Auslösung von Salzmigration wird auch im NW-deutschen Becken beobachtet (KOCKEL 1998). Während jedoch im NW-deutschen Becken meist bedeutende Störungen des Subsalinars die Salzbewegung auslösen, ist im NEDB die Deformation des Suprasalinars die Ursache für den Beginn des Salzflusses.

Die mobilen Evaporite sind außerdem Voraussetzung für die Übertragung von Deformationen des Suprasalinars über große Distanzen von mehreren 100 km. Im NEDB erlaubte das Zechsteinsalz die Übertragung der krustalen Verkürzung entlang der Gardelegener Störung über ca. 240 km bis zum Grimmener Wall. Solch große Distanzen sind weltweit nicht ungewöhnlich und sind aus Gebieten wie dem Appalachen Plateau (DAVIS & ENGELDER 1985), dem Schweizer Faltenjura (LAUBSCHER 1972) oder dem Zagros Faltengürtel im Iran (FARHOUDI 1978) bekannt.

Das Salz dient sowohl bei extensionaler wie auch bei kompressiver Deformation als Entkopplungshorizont zwischen Sub- und Suprasalinar. Das kann dazu führen, daß sich völlig verschiedene Strukturstile in diesen beiden tektonischen Leveln entwickeln können. Deshalb kann aus der Analyse des Suprasalinars nur bedingt auf die Struktur des Subsalinars geschlossen werden. Insgesamt zeigt sich, daß die strukturelle Entwicklung in einem Sedimentbecken durch die Kombination verschiedener Steuerungsfaktoren kontrolliert wird. Deren Gewichtung, z.B. aufgrund prä-/existenter Randbedingungen, bestimmt die Entwicklung und damit die individuelle Charakteristik auch einzelner Teilbecken in einem Beckensystem, wie dem NEDB innerhalb des Südpermischen Beckensystems.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

5 Strukturelle Modellierung

5.1 Einleitung

Von besonderem Interesse für das Verständnis der Entwicklung des NEDB ist die Quantifizierung der beckenprägenden geologischen Prozesse, insbesondere die Beckenverkürzung während der beobachteten Phasen der Inversion sowie die Magnitude und Verteilung der damit verbundenen Hebung und Erosion. Dazu müssen lokale Effekte wie Salzlagerungen eliminiert werden, um die beckenweit wirksamen, regionalen Prozesse erkennen, und um mögliche Ursachen für diese Vorgänge bestimmen zu können. Dieses Ziel soll mit der schrittweisen Abwicklung der geologischen Interpretation entlang des reflexionsseismischen Profils BASIN 9601 (Abb. 27) erreicht werden. Durch die Abwicklung sollen alle Effekte, die die Beckengeometrie in einem bestimmten Zeitraum beeinflusst oder kontrolliert haben, rückgängig gemacht werden, um die zeitliche Entwicklung der Strukturen im NEDB rekonstruieren zu können. Weiterhin sollen durch die Profilabwicklung die Beziehungen zwischen verschiedenen stratigraphischen Levels während der Beckenentwicklung und die Rolle von tektonischen Schlüsselementen untersucht werden.

Die wichtigsten Faktoren, die bei der Bilanzierung einbezogen werden müssen, sind dabei Sedimentation, Kompaktion, störungsbedingte Deformation, Salzbewegung, Isostasie, thermische Subsidenz und Eustasie.

Die Modellierung wurde mit der Software *Geosec*TM der Firma *Paradigm Geophysicals* durchgeführt. Mit diesem Programm kann überprüft werden, ob die interpretierten Störungs- und Schichtgeometrien in einen plausiblen undeformierten Zustand überführt werden können. Dazu bietet die Software die Möglichkeit mittels verschiedener Module, Ab- und Aufschiebungen, Faltungen, duktile Deformation, Salzbewegungen sowie die Überlagerung mehrerer Deformationsereignisse zu modellieren.

5.2 Annahmen und Voraussetzungen für die Profilbilanzierung

Während die Abwicklung von geologischen Profilen sowohl in kompressiven als auch in extensionalen Regimen ohne Salzbewegungen seit vielen Jahren routinemäßig durchgeführt wird, wurde erst seit Beginn der neunziger Jahre gezeigt, daß die Technik des Bilanzierens auch für Gebiete mit Salztektonek anwendbar ist (z.B. ROWAN 1993, HOSSACK 1995, BUCHANAN et al. 1996, BULNES & Mc CLAY 1998). Es ist zwar nicht möglich, Salzstrukturen selbst zu bilanzieren, da das mobile Salz leicht aus der Ebene des Profils hinein- und herauswandern kann und damit die Annahme des *plane strain*, also der ausschließlichen Deformation in der Profilebene, verletzt wird. Da sich die über- und unterlagernden Sedimente jedoch überwiegend spröde bis plastisch verhalten

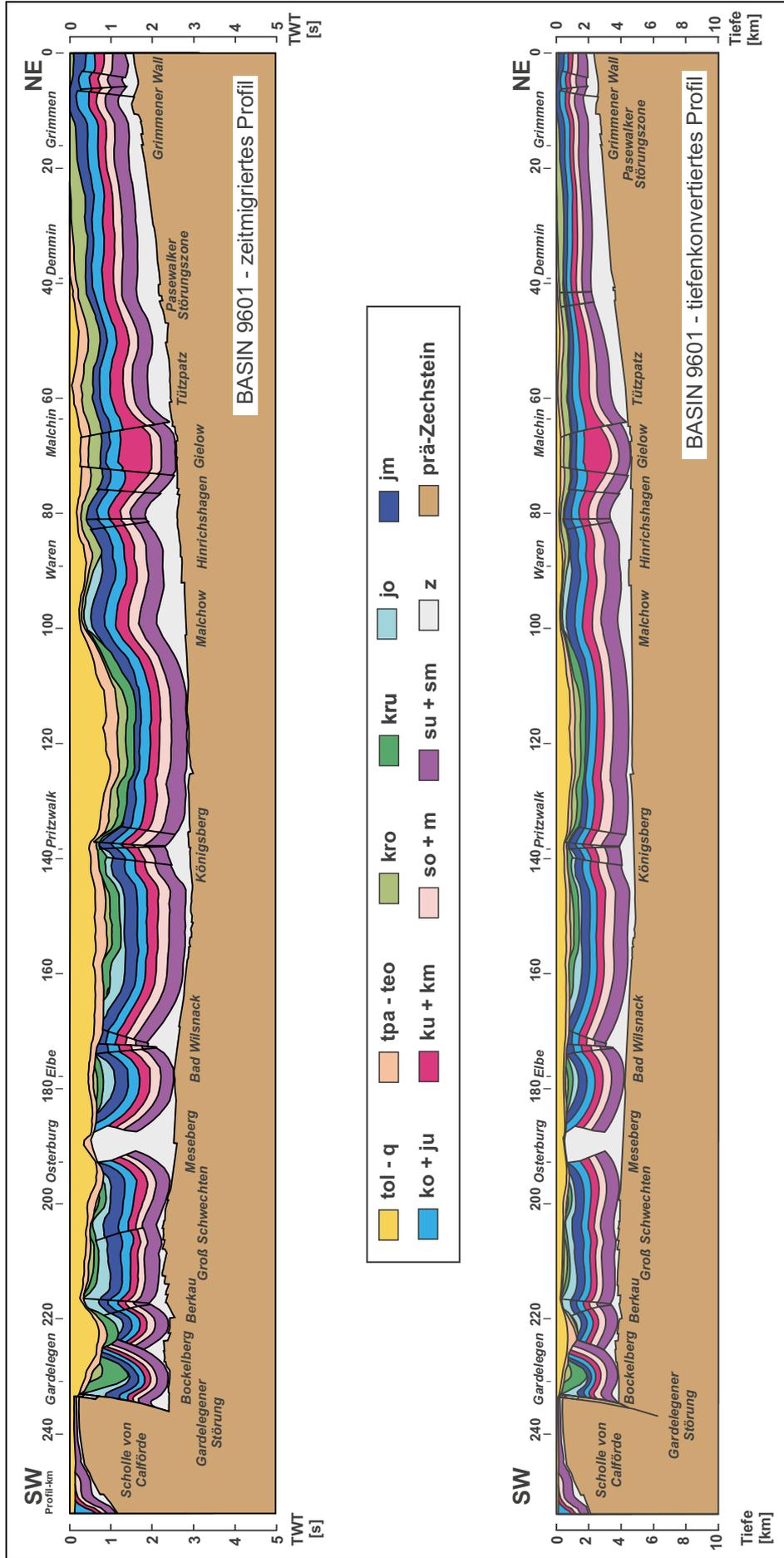


Abb. 27: Geologische Interpretation des Profils BASIN 9601 zwischen der Ostsee im NE und der Scholle von Calförde im SW. Oben: Zeitmigration, Unten: tiefenkonvertiertes Profil.

können diese bilanziert werden. Während der Profilabwicklung kann sich die Fläche, die das Salz im geologischen Profil einnimmt ändern, wobei diese Änderung entsprechend dem Hinein- oder Abwandern der mobilen Evaporite zugeschrieben wird (ROWAN 1993).

Die Bewegung des Salzes ist jedoch nicht völlig unbestimmt. Eine genügend hohe Sedimentationsrate vorausgesetzt, wird der Verlust von Salz durch Abwanderung aus der Profilebene durch Sedimentüberschuß in den Randsenken ausgeglichen. Diese können somit als Verformungsmarker genutzt werden (SØRENSEN 1986).

Eine grundsätzliche Annahme bei jeder Profilbilanzierung besteht darin, daß die Horizonte im zu bilanzierenden Profil Isochronen darstellen. Obwohl dies im strikten Sinne nicht immer wahr sein muß, da die Ablagerung einer Schicht, z.B. bei Transgressionen, diachron verlaufen kann, spielt diese Einschränkung, bei der in dieser Arbeit gewählten, zeitlichen Auflösung eine untergeordnete Rolle.

Voraussetzung für die Profilabwicklung ist, daß das Profil in tiefenkonvertierter Form vorliegt, da nur so wahre Winkel und Längen untersucht werden können (Abb. 27). Die Tiefenumwandlung der seismischen Interpretation erfolgte mit einem Modul in *Geosec*TM, welches zur Tiefenkonversion einen *vertical ray path*-Algorithmus verwendet. Dazu wird in *Geosec*TM jeder geologischen Einheit eine Intervallgeschwindigkeit zugewiesen (Abb. 7). Angaben zur Geschwindigkeitsverteilung im NEDB wurden Arbeiten von REINHARD (1968, 1993,) entnommen und basieren auf 276 Bohrungen in den post-Rotliegend Sedimenten sowie auf 152 Bohrungen, die den prä-Zechstein erreicht haben. Da die Schichtgeschwindigkeiten am Nordrand des NEDB wesentlich geringer sind als in den übrigen Beckenteilen, *Geosec*TM jedoch keine lateral variablen Geschwindigkeiten verarbeiten kann, wurde der Nordteil unabhängig vom restlichen Profil tiefenkonvertiert und hinterher mit diesem zusammengefügt. Mit den vorhandenen Bohrdaten wurde anschließend die Qualität der Tiefenkonversion überprüft und ggf. korrigiert.

Bei der Abwicklung des geologischen Profils durch das NEDB werden die Sedimente als drei unabhängige tektonische Systeme behandelt: (1) Die über dem Salz lagernden Sedimente (Suprasalinär, post-Zechstein) werden durch die (2) mobilen Evaporite (Zechsteinsalinär) von (3) den das Salz unterlagernden Gesteinen (Subsalinär, prä-Zechstein) getrennt. Unter Annahme von *plane strain* werden dann das Suprasalinär und das Subsalinär zurückverlagert, wobei sichergestellt sein muß, daß das geologische Profil für beide tektonischen Niveaus parallel zur Richtung des tektonischen Transportes verläuft. Zwar ist die Annahme von *plane strain* in der Natur kaum verwirklicht, da differentielle Kompaktion; Drucklösung, vor allem aber Deformationen senkrecht zur Profilebene fast immer auftreten (HOSSACK 1979, v. WINTERFELD & ONCKEN 1995). Dennoch wird für fast alle untersuchten Strukturen des Suprasalinärs im NEDB angenommen, daß diese Annahme annähernd erfüllt ist, da sie überwiegend NW-SE streichen und maßgeblich durch NE-gerichtete Kompression geformt wurden (LUDWIG et al. 1988, SCHRETZENMAYR 1993). Nicht gültig ist diese Annahme bei dem keuperzeitlichen Graben innerhalb der Struktur Gielow, der in NNE-Richtung verläuft und somit bei der Profilbilanzierung nicht quantitativ erfaßt werden kann. Die Gardelegener Störung am Südrand des NEDB wird als SE-einfallende Störung mit vorherrschender NE-

gerichteter Überschiebungskinematik interpretiert und die Voraussetzung von *plane strain* als ebenfalls erfüllt betrachtet, obwohl mögliche Horizontalbewegungen entlang dieser Störung schwer abzuschätzen sind. Da jedoch sowohl in den seismischen Daten, als auch in den Mächtigkeitsverteilungen der mesozoischen Sedimente Hinweise auf Seitenverschiebungen fehlen, ist mit weitreichenden lateralen Versätzen an der Gardelegener Störung im Mesozoikum wahrscheinlich nicht zu rechnen.

5.3 Methodik der Profilbilanzierung

Die in dieser Arbeit angewendete Abwicklungstechnik wurde von ROWAN (1993) vorgestellt. Die Abwicklung des Profils beginnt mit der heutigen Beckengeometrie, wobei zunächst der jüngste Horizont entfernt wird. Danach werden alle Faktoren, die die Beckenarchitektur beeinflussten, rückgängig gemacht, was zur Geometrie des Beckens zur Zeit der Ablagerung der nächstälteren Schicht bzw. bei Erosionsereignissen zur Geometrie zu der Zeit der Schaffung des ehemaligen Reliefs führt.

Nachfolgend wird die Prozedur der Profilbilanzierung am Beispiel eines Horizontes beschrieben. Dieses Vorgehen muß dann für alle weiteren Horizonte im Profil wiederholt werden. Weiterhin wird die Ableitung der für die Modellierung notwendigen Parameter erläutert.

5.3.1 Festlegung der Referenzlinien

In einem ersten Schritt muß ein Referenzrahmen, in dem die Abwicklung stattfindet, festgelegt werden (Abb. 28). Als obere Referenzlinie dient die Höhe des heutigen Meeresspiegels, als untere Begrenzung wird eine virtuelle Basislinie festgelegt (ROWAN 1993). Die Basislinie wird dabei so tief plaziert, daß sie von Störungen und differentialer Kompaktion nicht mehr beeinflußt wird. Dadurch wird es möglich, den Effekt der regionalen Subsidenz von denen der Kompaktion und Deformation zu trennen und gesondert in die Profilabwicklung einzubeziehen.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Basislinie etwa 5000 m unterhalb der Zechsteinbasis, also bei 10 km Tiefe, gesetzt (Abb. 28). Zwar ist auch in dieser Tiefe die

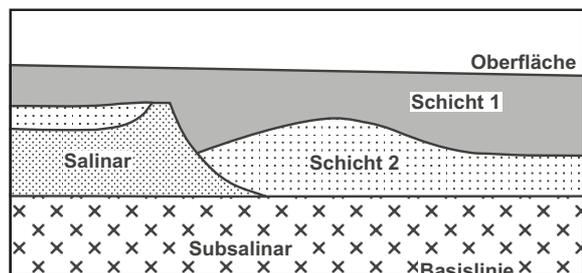


Abb. 28: Schematische Illustration der Abwicklungsmethodik. Am Beginn der Abwicklung wird im tiefenkonvertierten Profil mit der rezenten Beckengeometrie ein Referenzrahmen festlegt.

Kompaktion nicht gleich Null, da der Effekt jedoch vernachlässigbar gering ist, wird die Basislinie in dieser Tiefe praktisch nur noch von der isostatischen und thermischen Anpassung beeinflusst.

5.3.2 Dekompaktion

In Gebieten mit ausschließlich kompressiver Verformung wird die Dekompaktion häufig nicht in die Profilabwicklung einbezogen, da die Deformation meist nach der Kompaktion stattfindet und dadurch nur einen untergeordneten Beitrag zur Gesamtdeformation leistet (HOSSACK 1979). In Gebieten mit extensionaler Deformation ist die Berücksichtigung der Kompaktion jedoch essentiell, da diese häufig gleichzeitig mit oder sogar nach der Verformung abläuft und damit ein wesentliches Element des finiten Strains ist (GIBBS 1983).

Durch den Schritt der Dekompaktion wird versucht, die Änderung der Porosität der Sedimente gegenüber der Versenkungstiefe auszugleichen und so die Mächtigkeitsänderungen von Schichten während der Versenkung vorherzusagen (Abb. 29). Hauptursache für die Änderung der Porosität ist die Ablagerung von jüngerem Material über bereits vorhandene Schichten. Dadurch wird auf die unterlagernden Sedimente ein Druck ausgeübt, der senkrecht wirkt und um so größer wird, je mehr Sediment, und folglich mehr Masse, an der Oberfläche hinzukommt. Lockersedimente reagieren auf diesen Druck mit einer Änderung der Packungsdichte und damit der Porosität, indem die einzelnen Mineralkörner sich in Positionen innerhalb des Sedimentkörpers bewegen, daß das Sediment als Ganzes weniger Volumen beansprucht. Weiterhin kann zur Kompaktion die Deformation von Partikeln durch reine Scherung, z.B. bei Zusammenschub während Faltung, beitragen. Zusätzlich führt bei größerer Versenkung Drucklösung an Mineralkorngrenzen zu einer weiteren Reduzierung des Porenvolumens. Dem Verlust von Porosität entgegen wirkt die Zementation. Schließlich können diagenetische Mineralumbildungen zu Volumenänderungen führen. Einige wenige Sedimente, wie z.B. Riffkalke, sind praktisch nicht kompaktierbar.

Da die mechanische Kompaktion in vielen Fällen durch chemische Prozesse im Zusammenhang mit der Diagenese, durch den lokalen Temperaturverlauf sowie das spezielle Alter der Sedimente modifiziert wird (EINSELE 1992), ist es schwierig, den Porositäts-Teufen-Verlauf, selbst bei lithologisch ähnlichen Gesteinen, mit einfachen, allgemeingültigen Gesetzen zu beschreiben. Deswegen wird die Beziehung zwischen den beiden Größen gewöhnlich empirisch aus Bohrdaten ermittelt. Dabei werden häufig exponentielle Porosität-Teufen-Beziehungen benutzt (z.B. THORNE & WATTS 1989). In *Geosec*TM verfügbar sind die

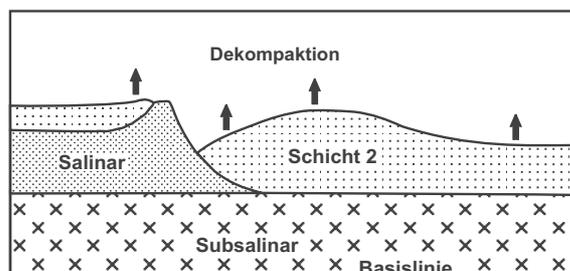


Abb. 29: Entfernen der Schicht 1 führt zur vertikalen Expansion der Schicht 2, während die Basislinie unbeeinflusst bleibt.

Kompaktionskurven von DICKINSON (1953) für Tonsteine mit überhöhten Poreninnendrüken, die von BALDWIN & BUTLER (1985) für Tonsteine, die Kurven von SCLATER & CHRISTIE (1980) für Sandsteine und Sand-/Tonstein Wechsellagerungen sowie die Kompaktionskurve für Kalkstein von SCHMOKER & HALEY (1982). Salz wird als nicht kompaktierbar betrachtet.

Für das Gebiet des NEDB untersuchten HARFF et al. (1990) die Porosität-Teufen-Beziehungen für eine Reihe von Sedimenten und verschiedene Wechsellagerungen. Unter Berücksichtigung dieser Ergebnisse wurde die jeweils passende Kompaktionskurve für jedes stratigraphische Intervall aus den in *Geosec*TM verfügbaren Funktionen ausgewählt.

Bei der Berechnung der Dekompaktion kann mit *Geosec*TM eine differentielle Kompaktion innerhalb einer Schicht, z.B. bedingt durch sedimentäre Fazieswechsel, nicht berücksichtigt werden. Dadurch können an Faziesgrenzen Ungenauigkeiten entstehen.

Bei der Abwicklung wird nun der älteste Horizont aus dem Profil entfernt und die unterlagernden Sequenzen mittels der jeweils gewählten Porositäts-Tiefen-Funktion dekompaniert. Das Profil dehnt sich dadurch vertikal nach oben aus, während die Basislinie von der Kompaktion nicht beeinflußt wird und zunächst noch horizontal in seiner bestehenden Höhe verbleibt (Abb. 29).

5.3.3 Isostatische Anpassung

Im Verlauf der Beckenentwicklung paßt sich die gesamte Kruste isostatisch an die sich ändernde Auflast an. An einem gegebenen Punkt in einem Becken kann sich die vertikale Last durch die Kombination von Sedimentation, Erosion, Wassertiefe, störungsbedingter Deformation und Salz-injektionen bzw. –entzug ändern, was zu regionalen Hebungen oder Absenkungen führen kann.

Normalerweise werden diese isostatischen Anpassungen mit Modellen berechnet, die die finite Festigkeit der Kruste berücksichtigen können, z.B. mit dem *flexural cantilever*-Modell von KUSZNIR et al. (1991). Das Prinzip dieser Modelle funktioniert in vereinfachter Darstellung folgendermaßen: spröde Deformation (einfache Scherung) in der oberen Kruste wird durch duktile Deformation (reine Scherung) in der unteren Kruste ausgeglichen. Diese Deformationen erzeugen ein topographisches Relief, das eine Auflast erzeugt. Die isostatische Anpassung an diese Auflast wird in solchen Modellen mit einer gedämpften harmonischen Schwingung (*flexurally distributed*) beschrieben. So erzeugt eine positive Auflast eine Einsenkung, die breiter ist als die Auflast selbst, während eine negative Auflast, z.B. durch Grabenbildung, Hebung in benachbarten Gebieten zur Folge hat. Außerdem erzeugt das Vorhandensein vieler Störungen unterschiedlicher Größe, Lage und Einfallrichtung eine Überlagerung der lokalen isostatischen Anpassungen. Das bedeutet also, daß der isostatische Ausgleich an einem gegebenen Punkt im Becken nicht nur allein von der vertikalen Auflast abhängig ist, sondern außerdem durch die Verteilung der Auflast in benachbarten Gebieten gesteuert wird. Gleichzeitig wird daraus aber auch ersichtlich, daß die Berücksichtigung der Elastizität der Kruste besonders in solchen Gebieten wichtig ist, in denen die Beckenbasis ein starkes Relief aufweist. So errechneten beispielsweise KUSZNIR et al. (1991) für den Fall einer sehr

starken Topographie der Beckenbasis eine um 50% verstärkte Absenkung mit dem *flexural cantilever*-Modell gegenüber einem Modell mit reinem (lokalen) AIRY-Ausgleich.

Beide Modelle, das *flexural cantilever*-Modell und das einfachere AIRY-Modell führen jedoch zu sehr ähnlichen Ergebnissen in Gebieten mit einer etwa konstanten Sedimentation über große Gebiete und geringem Relief an der Beckenbasis KUSZNIR et al. (1991). Da im größten Teil des NEDB das Relief an der Zechsteinbasis nur sehr gering ist, und auch die Suprasalz Sedimente nur schwach gestört sind, wird in dieser Arbeit die AIRY-Isostasie verwendet, da sie wesentlich unkomplizierter in die Abwicklung mit *Geosec*TM eingefügt werden kann.

Für die Errechnung der isostatischen Anpassung nach AIRY in Gebieten mit Salzbewegungen müssen einige Annahmen getroffen werden, die sich aus folgender Überlegung ergeben: erhöht sich an einem gegebenen Punkt in einem Becken mit Salzbewegung die Auflast, z.B. durch Sedimentation, so ändern sich an diesem Punkt folgende geologische Größen: Die unterlagernden Sedimente kompaktieren, die Salzmächtigkeit ändert sich durch Abwandern der mobilen Evaporite, die Kruste sinkt tiefer ein und die Wassertiefe verringert sich (Abb. 30). Dabei nimmt man nun an, daß Salzbewegung und Sedimentation meist direkt miteinander gekoppelt sind. Dadurch wird Raum, der durch Hebungen des Suprasalinars entsteht, durch nachfließendes Salz eingenommen und Absenkungen mit Sedimenten aufgefüllt, vorausgesetzt die Sedimentationsraten sind ausreichend hoch. Da Salz und schwach verfestigte Sedimente ähnliche Dichten von etwa 2.2 gcm^{-3} besitzen, ist gewährleistet, daß die effektive, resultierende Auflast trotz starker Salzumlagerungen entlang des Profils relativ ausgeglichen bleibt und die Salzbewegung keinen Einfluß auf die Verteilung der Auflast besitzt (ROWAN 1993).

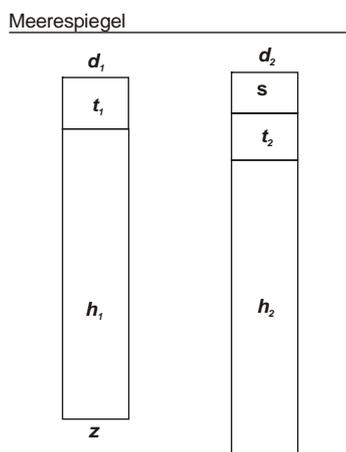


Abb. 30: Modell des isostatischen Ausgleichs nach AIRY mit Sedimentation und Salzbewegung. h_1 : Ausgangsmächtigkeit der Kruste, t_1 : Salzmächtigkeit, d_1 Wassertiefe. Nach dem Hinzufügen der Sedimentmächtigkeit s kompaktiert die Kruste zu h_2 , ändert sich die Salzmächtigkeit zu t_2 , verringert sich die Wassertiefe zu d_2 und sinkt die Kruste um z ab. (nach ROWAN 1993).

Die isostatische Anpassung nach AIRY kann für Abb. 30 wie folgt beschrieben werden:

$$d_1\rho_w + t_1\rho_{slt} + h_1\rho_c + z\rho_m = d_1\rho_2 + s\rho_s + t_2\rho_{slt} + h_2\rho_c \quad (1)$$

mit s – Sedimentmächtigkeit
 d_1, d_2 – Wassertiefe vor und nach der Sedimentation
 t_1, t_2 – ursprüngliche und veränderte Salzmächtigkeit
 h_1, h_2 – Krustenmächtigkeit vor und nach der Kompaktion
 z – Absenkung der Kruste
 $\rho_w, \rho_s, \rho_{slt}$ – Dichte von Wasser, Sediment und Salz
 ρ_m – Dichte des Mantels
 $\rho c_1, \rho c_2$ – Dichte der Kruste vor und nach der Kompaktion

Die verschiedenen Mächtigkeiten können weiterhin zu Gleichung (2) angeordnet werden.

$$z = (h_2 - h_1) + (d_2 - d_1) + (t_2 - t_1) + s \quad (2)$$

Vereinfachend wird angenommen, daß die durchschnittliche Dichte der Kruste vor und nach Ablagerung neuer Sedimente konstant bleibt. Dies erscheint gerechtfertigt, da die Mächtigkeit der jüngsten Sedimente im Vergleich zur Gesamtmächtigkeit der Kruste sehr gering ist und sich die Krustendichte durch die zusätzliche Kompaktion praktisch nicht verändert. Deshalb wird die durchschnittliche Dichte von h_1 der Dichte von $(h_2 + s)$ gleichgesetzt.

In diesem Fall wird die AIRY-Gleichung (1) zu Gleichung (3):

$$d_1\rho_w + t_1\rho_{slt} + h_1\rho c_1 + z\rho_m = d_1\rho_2 + s\rho_s + t_2\rho_{slt} + (h_2 + s)\rho c_1 \quad (3)$$

Nach dem Einsetzen von Gleichung (2) in Gleichung (3) und einer Umformung erhält man Gleichung (4):

$$z = [s - (h_1 - h_2)] \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} - (t_1 - t_2) \frac{\rho_{slt} - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \quad (4)$$

Bekannt in dieser Gleichung sind folgende Werte:

Dichte (Standardwert) [gcm⁻³]

<i>Mantel</i>	3,3
<i>Kruste</i>	2,8
<i>Sediment</i>	2,2
<i>Wasser</i>	1,0

Ebenfalls bekannt sind die Mächtigkeit der obersten Schicht (s), die Mächtigkeit der Salzschrift zu Beginn der Abwicklung (t_2) und die vertikale Ausdehnung nach der Dekompaktion ($h_2 - h_1$), da diese Werte direkt im geologischen Profil gemessen werden können. Dagegen nicht bekannt ist die Salzmächtigkeit vor der Ablagerung einer neuen Schicht (t_1), aber deren Ermittlung ist ja gerade auch ein Teilziel der Bilanzierung. Das Problem der unbekanntenen Salzmächtigkeit (t_1) kann umgangen werden, wenn man Gebiete ohne Salzbewegungen für das jeweils betrachtete Zeitintervall ermitteln kann, z.B. an Beckenrändern oder in Gebieten mit bereits vollständig abgewandertem Salz. Für diese Gebiete gilt dann $t_2 - t_1 = 0$, wodurch aus Gleichung (4) Gleichung (5) wird:

$$z = [s - (h_1 - h_2)] \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \quad (5)$$

Man mißt also die Sedimentmächtigkeit (s) und vertikale Ausdehnung ($h_2 - h_1$) im Profil in Gebieten ohne Salzdeformation in dem gerade betrachteten Zeitintervall. Mit Gleichung (5) errechnet man daraus den Wert für den isostatischen Ausgleich an diesem Punkt. Um die Verteilung der isostatischen Anpassung über das gesamte Profil zu erhalten, interpoliert man zwischen möglichst vielen solcher 1-D Werte. Dementsprechend steigt die Basislinie vertikal nach oben (Abb. 31).

5.3.4 Thermische Subsidenz

Neben der isostatischen Anpassung durch variierende Auflast kann die thermische Subsidenz einen markanten Beitrag zur Gesamtsubsidenz leisten (MCKENZIE 1978). Die thermische Subsidenz wird induziert durch die mechanische Extension der lithosphärischen Kruste, was von der Aufwölbung der wärmeren Asthenosphäre begleitet wird. Die nachfolgende, thermische Re-

equilibrierung führt zu einer raschen Absenkung des Sedimentbeckens an der Oberfläche, die sich mit zunehmender Abkühlung abschwächt. Die Berücksichtigung des Effektes der thermischen Subsidenz ist daher besonders wichtig, wenn sich das jeweils abzuwickelnde Zeitintervall in einem Zeitraum von 0 bis 150 Ma nach der initialen Phase der Beckenbildung befindet. Danach ist der Effekt vernachlässigbar gering. Für die

Bestimmung der thermisch induzierten Subsidenz nach MCKENZIE (1978) muß der *stretching factor* β und das Alter der mechanischen Extension bekannt sein. Auf der Basis von thermischen Sub-

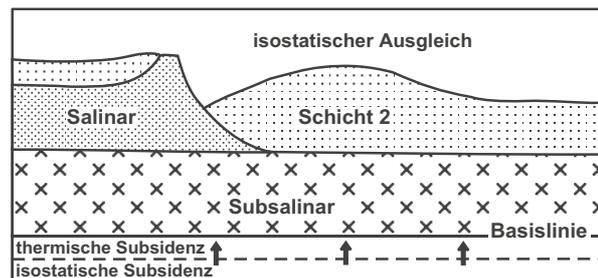


Abb. 31: Anstieg der Basislinie nach der isostatischen Anpassung und der Eliminierung der thermisch induzierten Subsidenz.

sidenzkurven von MCKENZIE (1978) kann dann für jedes Zeitintervall die Magnitude der thermischen Subsidenz bestimmt werden, um deren Wert die Referenzlinie vertikal ansteigt (Abb. 31). Für das NEDB wird mit einer *stretching factor* β von ca. 1.15-1.25 gerechnet (VAN WEES et. al. 2000).

5.3.5 Strukturelle Abwicklung (Rückdeformation)

Wurden die Effekte der Kompaktion und der Isostasie sowie der thermischen Subsidenz eliminiert, wird in einem nächsten Schritt die störungsbedingte Deformation rückgängig gemacht (Abb. 32). Dazu müssen (1) ein Zielhorizont, zu dem der gewünschte Horizont zurückverlagert wird, definiert werden und (2) ein geeigneter Algorithmus zur Retrodeformation sowohl für das Suprasalinar als auch für das Subsalinar gewählt werden.

Zu (1): Der Zielhorizont (*target horizon*, *restoration template*, *reference horizon*) ist die Linie zu dem der jeweils jüngste Horizont im zu bilanzierenden Profil, in einem vorher festzulegenden Modus, zurückverlagert wird. Alle darunterliegenden Horizonte des Suprasalinars werden im selben Modus mittransferiert.

Zur Festlegung der Höhe des Zielhorizontes innerhalb des abzuwickelnden Profils verwenden einige Autoren das Konzept der Regionalen Höhe (*regional elevation*, *regional line*), die die prädeformative Topographie darstellt, z.B. den ehemaligen Meeresboden (HOSSACK 1995, BUCHANAN et al. 1996). Um die Geometrie dieser Paläotopographie ermitteln zu können, müssen Gebiete mit aktiver Deformation von Gebieten ungestörter Sedimentation unterschieden werden. In Gebieten mit aktiver Deformation ist es schwierig oder unmöglich, das ehemalige topographische Relief vor der Deformation zu bestimmen, da häufig nicht sicher entschieden werden kann, ob sich ein Relief durch das Absinken von Schichten infolge Salzentzugs oder durch aktive Hebung des benachbarten Gebietes herausgebildet hat.

Hinweise auf die Lage der Regionalen Höhe erhält man jedoch, wenn man das topographische Relief von Gebieten ohne Deformation zum Zeitpunkt des jeweiligen Abwicklungsschrittes in die deformierten Beckenbe-

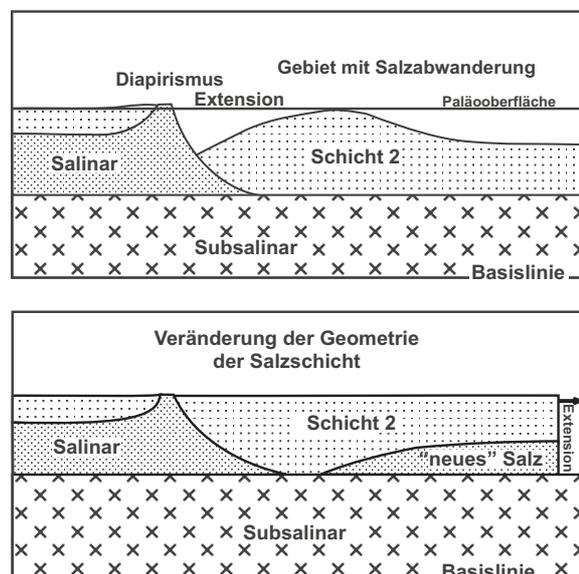


Abb. 32: Oben: Konstruktion des Zielhorizontes. Unten: Rückdeformation des Suprasalinars zum Zielhorizont führt zu einer neuen Geometrie des Salzhorizontes.

reiche projiziert (ROWAN 1993, HOSSACK 1995). Ist der Horizont, der zur Zielgeometrie transferiert werden soll außerdem von starker Erosion betroffen, müssen die abgetragenen Schichten vorher rekonstruiert werden. Dazu eignen sich seismisch-stratigraphische Methoden, mit deren Hilfe man in günstigen Fällen die Mächtigkeit erodierter Schichten abschätzen und Aussagen über die Kontinuität einer sedimentären Sequenz treffen kann. Daneben können Bohrdaten genutzt werden, um die sedimentäre Faziesverteilung zu ermitteln, mit deren Hilfe die Paläogeographie abgeschätzt werden kann. Je nach regionalen Verhältnissen kann der so ermittelte Zielhorizont eine horizontale oder geneigte oder unregelmäßig geformte Linie im zu bilanzierenden Profil sein.

Zu (2): Das Ergebnis einer Profilbilanzierung hängt in großem Maße davon ab, wie genau der Algorithmus der Rückdeformation die bestehende Verformung imitiert. In Abhängigkeit vom tektonischen Regime, dem Deformationsstil und den vorhandenen Lithologien werden verschiedene Algorithmen verwendet. Zur Wahl der jeweils besten Methode zur Rückverformung ist deshalb das Wissen über den Deformationsstil im zu untersuchenden Gebiet nötig. Die wichtigsten Techniken für die strukturelle Abwicklung in sedimentären Becken sind:

5.3.5.1 Vertikale/geneigte einfache Scherung

Die Technik der vertikalen/geneigten Scherung ist die am häufigsten angewendete Methode für die strukturelle Abwicklung in Gebieten mit extensionaler Deformation, wobei dafür verschiedene Algorithmen entwickelt wurden (z.B. ROWAN & KLIGFIELD 1989, SCHULTZ-ELA 1991, NUNNS 1991). Daneben ist die vertikale/geneigte einfache Scherung auch geeignet, viele Prozesse im Zusammenhang mit Salzbewegungen (z.B. Salzkissenbildung, passiver Diapirismus) zu modellieren, da die Abwanderung von Salz im wesentlichen lediglich zu einer Änderung der Höhe des Suprasalinars führt und daher mit einer vertikalen Scherung behandelt werden kann.

In *Geosec*TM wird die vertikale/geneigte Scherung realisiert, indem durch den zurückzuverlagernden Horizont ein virtuelles Scherflächensystem gelegt wird, entlang dessen der Horizont zu einer, vom Benutzer vorgegebenen, Zielgeometrie transferiert wird. Der Scherwinkel und der Abstand der virtuellen Scherflächen sind dabei frei wählbar.

5.3.5.2 Biegegleitung (*flexural slip*)

In kompressiven Regimen wird die Biegegleitung (*flexural slip*) als der dominante Deformationsprozess angesehen (RAMSAY 1967), wobei die Verformung durch rutschen/scheren parallel zur Schichtung erfolgt. Diese Art der Deformation kann in Sedimentbecken während Inversionsphasen oder durch aktiven Diapirismus auftreten (HOSSACK 1995, BUCHANAN et al. 1996). Um diesen Deformationsprozess zu simulieren, ist es in *Geosec*TM möglich einen beliebigen Horizont zu einer

beliebigen Zielgeometrie zu transferieren, wobei die Schichtlängen bei der Rückdeformation beibehalten werden. Die Verwendung des *flexural slip* Algorithmus bei der Rückverformung impliziert dabei eine parallele Faltengeometrie, also ohne falteninterne Deformation, die z.B. zu Verdickungen in den Scharnieren führt.

Trotz einiger Unwägbarkeiten bei der Wahl des besten Algorithmus zur Rückdeformation erweisen sich bilanzierte Profile als recht robust, da völlig unkorrekte Methoden sehr schnell zu unplausiblen geologischen Geometrien führen. Die Verwendung ähnlicher Algorithmen (z.B. vertikale Scherung gegenüber geneigter Scherung) führt lediglich zu Unterschieden im Detail, die großräumigen Geometrien sind sich jedoch recht ähnlich (HOSSACK 1995, BUCHANAN et al. 1996, ROWAN 1993). Bei der Abwicklung muß für jede einzelne Struktur im Profil die geeignete Methode zur Rückverformung in dem gerade betrachteten Zeitintervall festgelegt und die Strukturen gegebenenfalls einzeln bilanziert werden.

5.4 Geometrische Entwicklung des NEDB im post-Rotliegend

Mit der in Abschnitt 5.3 beschriebenen Methode wurde das geologische Profil entlang der BASIN'9601 Trasse schrittweise rückwärts in der Zeit abgewickelt, d.h. ausgehend von der heutigen Geometrie fortlaufend bis zum Ende des Zechsteins. Für das Verständnis der zeitlichen Beckenentwicklung ist es jedoch zweckmäßiger, wenn man die Betrachtung mit dem Zechstein beginnt und sich bis zum heutigen Zustand vorwärts arbeitet. Insgesamt wurden die 9 Zeitschritte Ende Zechstein (a), Ende Muschelkalk (b), Ende Mittelkeuper (c), Ende Oberjura (d), Beginn Unterkreide (Geometrie nach der jurassisch/unterkretazischen Inversion, e), Albtransgression (f), Ende Oberkreide (g), Transgression Tertiär (Geometrie nach der oberkretazischen Inversion, h) rekonstruiert und zusammen mit der rezenten Geometrie (i) in Anlage 2 dargestellt.

5.4.1. Ende Zechstein (~251 Ma)

Die Rekonstruktion der Beckengeometrie des NEDB zum Ende des Zechsteins zeigt eine Sediment-Sequenz mit einer kontinuierlichen Mächtigkeitzunahme zum Beckenzentrum hin, wo ein Maximum der mobilen Zechstein-Evaporite von ca. 1850 m erreicht wird (Anlage 2, a). Am nördlichen Beckenrand beträgt die Mächtigkeit ca. 650 m, am Südrand, im Gebiet der heutigen Gardelager Störung, ca. 1050 m. Das gleichförmige Sedimentationsmuster und die hohen Mächtigkeiten spiegeln eine regionale und schnelle Subsidenz während dieses Zeitraumes im gesamten NEDB wider.

Das rekonstruierte Paläo-Einfallen der Basis Zechstein beträgt an der Nordflanke ca. $0,5^\circ$ und an der Südflanke ca. $0,4^\circ$ und ist damit an beiden Beckenflanken um $0,5^\circ$ flacher als das rezente Ein-

fallen. Die Zechsteinbasis besitzt keine bedeutende Topographie. Ein möglicherweise im Rotliegenden vorhandenes Relief war mit dem Fluten des Beckens zu Beginn des Zechsteins vollständig nivelliert.

5.4.2 Ende Muschelkalk (~231 Ma)

Die Abwicklung des Profils zum Top Muschelkalk zeigt eine fortgesetzte, regionale und relativ rasche Absenkung im gesamten NEDB während des Buntsandsteins und des Muschelkalks an (Anlage 2, b). Die gesamte Sedimentabfolge ist weiterhin ohne bedeutende Mächtigkeitsschwankungen entwickelt, wobei die Lage des Ablagerungszentrums mit der der Zechsteinperiode übereinstimmt. Die Geometrie des Zechsteinsalinars im NEDB bleibt nahezu unverändert.

5.4.3 Ende Mittelkeuper (~ 218 Ma)

Die Rekonstruktion der Beckengeometrie zu Beginn der Ablagerung des Oberkeupers dokumentiert eine weiter andauernde, regionale Subsidenz in den beckenzentralen und den südlichen Teilen des NEDB (Anlage 2, c).

Im Gebiet der Struktur Gielow (Profil-km 65-75) zeigt sich im Profil eine etwa 15 km breite Mulde mit Mächtigkeiten von bis zu 2000 m, während die Mächtigkeiten in den benachbarten Gebieten dagegen nur ca. 1000 m betragen. Die Struktur Gielow ist Teil des etwa N-S streichenden Rheinsberger Troges, der sich über dem Rheinsberger Tiefenbruch entwickelte (Anlage 1). Die genaue Ursache für die Bildung dieser Grabenstruktur ist nicht sicher feststellbar, da in den seismischen Linien weder Grabenrandstörungen erkennbar sind, noch Strukturen an der Basis auftreten. Möglicherweise ist jedoch eine auf das Suprasalinar beschränkte Extension (*thin-skinned*) die Ursache, bei der die Dehnung auf viele kleine Störungen verteilt ist, die unterhalb der seismischen Auflösung liegen. Da das Profil diese Struktur in einem sehr spitzen Winkel überstreicht, können keine quantitativen Angaben zu den Extensionsbeträgen gemacht werden.

Mit der verstärkten Ablagerung von Sedimenten in der Muldenstruktur ist eine Mobilisierung des Zechsteinsalzes verbunden, die zu einer entsprechenden Verringerung der Salzmächtigkeit unter dieser Mulde führt. Das in Richtung der Muldenflanken abgewanderte Salz sammelt sich in zwei schwachen Aufwölbungen des Suprasalinars in unmittelbarer Umgebung der Mulde. Im übrigen Teil des NEDB bleibt das Salz zu diesem Zeitraum noch immobil.

Am nördlichen Profilende, im Gebiet des heutigen Grimmener Walls, führt extensionale Deformation zur Entwicklung eines kleineren Grabensystems mit schwach erhöhten Sedimentmächtigkeiten.

5.4.4 *Ende Oberjura (~145 Ma)*

Bei der Abwicklung zum Top Oberjura handelt es sich um die Rekonstruktion des Zustandes vor der Deformation an der Wende Oberjura/Unterkreide, d.h. die durch Hebung und Erosion entfernten Schichten wurden wiederhergestellt (Anlage 2, d).

Die Rekonstruktion zeigt eine kontinuierliche Sedimentation im unteren und mittleren Jura im gesamten NEDB. Die Struktur Gielow (Profil-km 65-75) sinkt durch fortgesetzte Salzabwanderung weiter ab, und vom Oberjura an ist der größte Teil des mobilen Zechsteinsalinars in die Antiklinalen an den Flanken der Struktur abgewandert. Als Folge befindet sich die Buntsandsteinbasis nahe der Zechsteinbasis (Anlage 2, c), wodurch aufgrund eingeschränkter Mobilität der verbliebenen Salze die weitere Absenkung in diesem Gebiet möglicherweise behindert wurde. Das dürfte ein wesentlicher Grund sein, warum ab dem Oberjura dieses Gebiet nicht mehr in die Sedimentation einbezogen, sondern stattdessen zu einem Abtragungsgebiet wird. Diese Rekonstruktion wird durch lithofazielle Untersuchungen von BACH (1975) gestützt.

In den beckenzentralen und südlichen Bereichen des NEDB erfolgte die Sedimentation der oberjurassischen Ablagerungen dagegen in einem topographisch relativ ungegliederten Becken mit maximalen Mächtigkeiten von ca. 1500 m im südlichen Teil des untersuchten Profils. In diesen Bereichen zeigt die Zechsteinsequenz keine Anzeichen für Salzaktivität. Störungsaktivität im prä-Zechstein ist ebenfalls nicht nachweisbar.

5.4.5 *Beginn Unterkreide (~144 Ma)*

Mit Beginn der Unterkreide hat sich die Geometrie des Suprasalinars weiter Beckenbereiche verändert. In der post-Zechstein Sequenz kommt es zu einer annähernd gleichzeitigen Ausbildung von 6 Antiklinalen mit einer durchschnittlichen Wellenlänge von 20 km zwischen dem Süden des Profils und der Struktur Gielow (Anlage 2, e). Die Amplituden dieser Antiklinalen betragen im Profil ca. 300-400 m. Verbunden mit der Antiklinalbildung wird im gesamten mittleren und südlichen Beckenbereich das Zechsteinsalz mobilisiert, das in die Kerne der Antiklinalen wandert und dort Salzkissen formt. Nördlich der Struktur Gielow ist die Salzakkumulation in einer weitgespannten Antiklinale erkennbar (Anlage 2, e). Die Deformation im NEDB Jura/Kreide wird begleitet von einer Hebung des gesamten NEDB. Als Folge kommt es zu tiefreichender Erosion, wobei besonders die Scheitel der Antiklinalen betroffen sind, wo ober- und mitteljurassische Sedimente abgetragen werden. In den Synklinalen dagegen bleibt der Oberjura dagegen weitestgehend erhalten, da sich die Mulden gegenüber ihrem prä-deformativen Zustand durch Salzabwanderung sogar noch absenken können.

Die Hebung und die damit verbundene Erosion ist dabei am stärksten im Süden und im zentralen Teil des Profils, wo mehrere 100 m Sedimente von den Antiklinalen entfernt worden sind (Anlage

2, e). Im Norden des Profils ist nur eine schwache Hebung zu erkennen. Weder im Supra- noch im Subsalinar sind größere Störungssysteme erkennbar entwickelt.

5.4.6 *Albtransgression (~105 Ma)*

Nach Hebung und Erosion an der Wende Jura/Kreide wird das NEDB wieder Sedimentationsgebiet (Anlage 2, f). Die bereits vorhandenen Randsenken zwischen Kilometer 180 und dem südlichen Profildende senken sich geringfügig weiter ab und werden mit vorwiegend terrestrischen Sedimenten aufgefüllt. Diese Absenkung geht einher mit einer Salzabwanderung unter den Mulden.

Bedeutend größere Unterkreide-Mächtigkeiten werden in sich neu bildenden Senken erreicht, deren Mächtigkeitsmaxima bis zu 1000 m erreichen können. Sie befinden im Profil BASIN 9601 jeweils nördlich des Gardelegener Störungssystems, der Struktur Bad Wilsnack und Königsberg (Anlage 2). Die enormen Mächtigkeiten werden dabei genau in den Gebieten akkumuliert, die im Zuge der vorangegangenen Hebung am weitesten herausgehoben und dadurch am tiefsten erodiert worden sind (Anlage 2, e).

Diese Unterkreide-Senken stellen Kollapsstrukturen dar, wie sie z.B. auch in der südlichen Nordsee vorkommen (STEWART & COWARD 1995). Sie entstehen durch Aufwölbung des Suprasalinars über das Erosionsniveau (Abb. 33a). Dabei

wird durch die erosionsbedingte Entlastung das Suprasalinar mechanisch geschwächt, und es

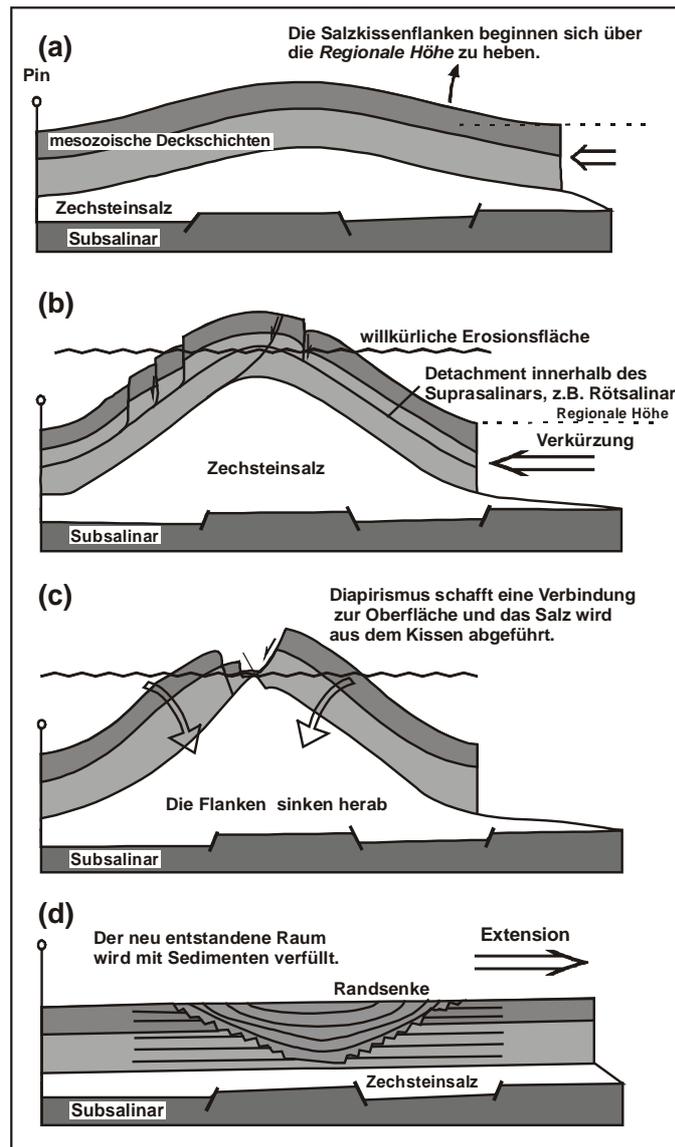


Abb. 33: Entstehung von „Randsenken in horizontalen Schichten“ nach (STEWART & COWARD 1995)

kommt zum Durchbruch des Salzes (Abb. 33b). Das nun am Meeresboden frei liegende Salz wird vom Meerwasser gelöst und dadurch aus der Salzstruktur abgeführt. Ab einer bestimmten Menge weggelösten Salzes brechen die Flanken der Salzstruktur zusammen (Abb. 33c) und durch den vorher erodierten Scheitelbereich entsteht eine Senke (Abb. 33d).

Für die o.g. Randsenken, können die diapirischen Durchbrüche, durch die das Salz aus den ehemaligen Antiklinalen weggeführt wurde, rekonstruiert werden. Sie befinden sich außerhalb der Ebene des untersuchten Profils BASIN 9601. Für die Randsenke nördlich von Königsberg (Kilometer 100-140, Anlage 2) wurde das Salz über den Diapir Wredenhagen (Anlage 1) abgeführt, der sich etwa 2 km östlich von Profil-km 120 befindet und sein Diapirstadium in der Unterkreide erreichte (RÖLLIG & SÖLLIG 1989). Für die Randsenke nördlich von Bad Wilsnack (Profil-km 140-170, Anlage 2) kommen der Diapir Werle im NW oder der Diapir Netzeband im SE (Anlage 1) als Abwanderungsgebiet für das Salz aus dem ehemaligen Kissen in Frage. Beide erreichten ihr Diapirstadium im Oberjura (RÖLLIG & SÖLLIG 1989).

5.4.7 *Ende Oberkreide (~66 Ma)*

Anlage 2, Bild g zeigt die Geometrie des NEDB am Ende der Oberkreide. Da im Zeitraum Alb bis Ende Oberkreide beckenweit nur geringe Deformationen stattfanden, ändert sich an der Großgeometrie des NEDB nur relativ wenig gegenüber dem Ende der Unterkreide. Die Oberkreidesequenz ist mit einer Mächtigkeit von 500-600 m recht gleichmäßig im gesamten Becken ausgebildet. Etwas erhöhte Mächtigkeiten treten in den unterkretazisch angelegten Kollapssenken (Abb. 29) auf, wo fortgesetzte Salzabwanderung beständig neuen Akkumulationsraum schafft und zum fortgesetzten Absinken des Suprasalinars führt, z.B. zwischen Profil-km 100 und 140 (Anlage 2, g). Generell ist das Becken während des Zeitraums der Oberkreide jedoch durch tektonische Ruhe gekennzeichnet. Die beckenweit beobachtbare Diskordanz zwischen Unter- und Oberkreide einschließlich Alb steht daher wahrscheinlich eher mit einem globalen Meeresspiegelanstieg in Verbindung.

5.5.8 *Transgression Känozoikum (~65 Ma)*

Die Abwicklung des Profils bis zur Basis Tertiär führt zu der Geometrie, wie sie bestand als das Eozän über die oberkretazisch deformierten Schichten transgredierte, wobei die Deformation dabei an der Wende Oberkreide/Tertiär stattfand und zu wesentlichen Veränderungen im NEDB führte (Anlage 2, h). Besonders starke Deformationen sind entlang der Gardelegener Störung erkennbar, wo sich der prä-Zechstein ca. 3,5 km entlang einer steil nach Süden einfallenden Störung aufschob. Durch die starke Heraushebung der Scholle von Calförde werden die mesozoischen Sedimente bis zum Buntsandstein abgetragen. Durch das nordgerichtete Aufschieben wird eine starke laterale Kompression auf die nördliche Beckenfüllung ausgeübt, was zu einer starken Deformation im un-

mittelbaren Vorland der Störung und zur Ausbildung einer Überschiebung im Suprasalinar an der Struktur Bockelberg (Profil-km 225), mit einer Verkürzung von ca. 5,5 km, führt. Weiter nördlich kommt es an der Struktur Altmersleben (Profil-km 215) zu einem Aufpressen des Antiklinalkerns. Unter diesen beiden Strukturen wird der prä-Zechstein in Bruchschollen zerlegt, die einen Versatz von bis zu mehreren 100 m aufweisen können. Dagegen bleibt im restlichen Becken das prä-Zechstein weitestgehend ungestört.

In den beckenzentralen Bereichen werden die bereits vorhandenen Antiklinalen durch die Kompression enger zusammengeschoben und heben sich über das Erosionsniveau, wodurch die Scheitelbereiche der Antiklinalen erosiv gekappt werden. Durch die erosive Entlastung durchbricht der Diapir Meseberg (Profil-km 190) die überlagernden Sedimente und erreicht sein Diapistadium.

Die Deformationen an der Wende Oberkreide/Tertiär führen zu einer erneuten starken Salzmobilisierung im gesamten Becken. Die Zechstein-Evaporite wandern wieder verstärkt in die Kerne der Antiklinalen, wodurch sich die Amplituden der Salzstrukturen erhöhen.

Am Nordrand wölbt sich der Grimmener Wall ca. 500 m auf und wird schwach nach Norden auf den Beckenrand aufgeschoben.

5.5.9 *Rezent*

Die heutige Beckengeometrie ist in Anlage 2, i dargestellt. Die Großgeometrie ähnelt der zu Beginn des Tertiärs. Das Tertiär überdeckt diskordant aber relativ ungestört alle älteren Schichten im Becken, was auf fehlende bedeutende Deformation während dieser Periode hinweist. Generell nimmt die Mächtigkeit der tertiären Schichten zum Beckenzentrum hin zu.

Allerdings existieren einige lokale Subbecken mit z.T. erheblich erhöhten Sedimentmächtigkeiten. Ein ausgeprägtes Maximum befindet sich südlich von Pritzwalk mit mehr als 1000 m abgelagerten Sedimenten, gegenüber ca. 400 m mächtigen Ablagerungen in der Nachbarschaft. Ein beträchtlicher Teil dieser Sedimentakkumulation ist auf Salzzug unter diesem Subbecken zurückzuführen und weist damit daraufhin, daß Salzbewegungen bis in die Gegenwart stattfinden. Ein weiteres Ablagerungszentrum entwickelte sich während des Tertiärs nördlich der Struktur Bockelberg mit einem Mächtigkeitszentrum ca. 10 km nördlich der Gardelegener Störung. Dieses Subbecken befindet sich unmittelbar vor der Front einer Überschiebung, an der sich anhand der seismischen Daten jedoch keine tertiären Bewegungen nachweisen lassen.

Eine schwache Deformation während des Tertiärs ist an der Struktur Gielow erkennbar, wo die Abwanderung von Salz unter den Grabenrändern zum Herableiten der Grabenflanken führte.

Das Einfallen der Zechsteinbasis an der Nord- und Südflanke hat sich auf 1° versteilt. Der tiefste Punkt der Zechsteinbasis befindet sich im Profil BASIN 9601 in der Nähe von Pritzwalk in einer Tiefe von ca. 5000 m.

Zwischen einzelnen Antiklinalstrukturen, in deren Kernen sich die Diapire und Salzkissen befinden, ist das Zechsteinsalz nahezu vollständig abgewandert, so daß die post-Zechsteinsedimente heute fast direkt über der Zechsteinbasis lagern.

5.5 Überprüfung der Profilbilanzierung

Die Abwicklung des Profils endet mit der rekonstruierten Mächtigkeit der mobilen Zechstein-Evaporite. Diese resultierende, primäre Salzmächtigkeit ist in vielen Fällen nur schwer überprüfbar, da es neben einigen faziellen Hinweisen an den Beckenrändern sowie geometrischen Plausibilitätsmerkmalen schwierig ist, weitere Kriterien zu finden, mit deren Hilfe die Korrektheit der ermittelten primären Zechsteinmächtigkeit abgeschätzt werden kann.

Wenn es aber gelingt, die primäre Salzmächtigkeit auf einem anderen Wege zu ermitteln, besteht für die Abwicklung des Profils BASIN 9601 ein zusätzlicher Zwang, da eine bekannte Zielgeometrie erreicht werden muß. Dieser zusätzliche Zwang schränkt die Anzahl möglicher Lösungen drastisch ein und erhöht damit die Wahrscheinlichkeit einer korrekten Profilbilanzierung. Eine Rekonstruktion der primären Zechsteinmächtigkeit für den Nordteil des NEDB, die nicht auf der Profilbilanzierung beruht, wurde von KOSSOW et al. (2000) durchgeführt.

5.5.1 Methodik zur Bestimmung der primären Zechsteinmächtigkeit

Salzbewegungen führen zu Veränderungen in der Verteilung der Salzmächtigkeiten. In Gebieten, wo die Salzakkumulation überwiegend in Salzkissen stattfindet, bleibt das Gesamtvolumen des Salzes jedoch ungefähr erhalten. Wenn es gelingt, das Salz an seinen ursprünglichen Ort zurückzubringen, erhält man die primäre Mächtigkeitsverteilung der Salzsicht. Im NEDB ist für solch eine Analyse das Gebiet nördlich der Linie Schwerin-Müritz (Abb. 1) geeignet, da ab dort fast keine Diapire mehr auftreten, bzw. die beiden Ausnahmen Gielow und Möckow vernachlässigbar kleine Strukturen darstellen. Weitere Annahmen bei der Rekonstruktion der primären Zechsteinmächtigkeit im NEDB sind:

- (a) Ausschließlich Zechsteinsalz war mobil, und die in einigen Teilen des Beckens unterlagernden Rotliegendesalze waren an der Kissenbildung nicht beteiligt. Diese Annahme wird durch die Auswertung der seismischen Daten gerechtfertigt. Im Untersuchungsgebiet ist die Basis Zechstein nur sehr gering deformiert, so daß die basalen Karbonate als eine sehr effektive Versiegelung gewirkt haben sollten.

- (b) Salzverlust durch Subrosionsvorgänge ist vernachlässigbar gering. Da die Deformation des Suprasalinars im Nordteil des NEDB sehr moderat ist und Störungen generell nur geringe Versätze aufweisen, wird diese Annahme als gerechtfertigt angesehen.
- (c) Die Salzkissen wurden alle etwa gleichzeitig gebildet bzw. es existieren keine sich überlappenden Randsenken. Dies kann aus den seismischen Daten abgeleitet werden, denn alle untersuchten Salzstrukturen nördlich der oben genannten Linie beginnen an der Wende Jura/Kreide aufzusteigen.

Vierunddreißig Salzkissen im Nordteil des NEDB wurden ausgesucht und wie folgt analysiert (siehe dazu auch Kossow et al. 2000):

1. In einem ersten Schritt werden die Positionen der Salzkissen im Becken bestimmt. Dazu wurden Computergrids mit einer Auflösung von 4 x 4 km genutzt (Scheck 1997). Diese Auflösung ist ausreichend, um fast alle Salzstrukturen im untersuchten Gebiet zu erfassen.
2. Um das Einzugsgebiet eines Salzkissens zu spezifizieren, wurde das Einfallen in den die Kissen umgebenden Mulden untersucht und alle Punkte mit dem Einfallen 0° miteinander verbunden. Von diesen Linien wird angenommen, daß sie die Grenzen repräsentieren, von denen Salz radial in die Kissen abgewandert ist.
3. Für jedes Kissen wird innerhalb seiner Grenzen das Salzvolumen zwischen Basis und Oberkante Zechstein berechnet.
4. Nach dem Dividieren des Volumens durch die Fläche eines jeden Salzkissens ergibt sich die durchschnittliche, primäre Zechsteinmächtigkeit in diesem Gebiet.
5. Die Interpolation zwischen den erhaltenen Werten führt zur Karte der primären Zechsteinmächtigkeit im NEDB (Abb. 34).

5.5.2. Verteilung der Primärmächtigkeit des Zechsteins im NEDB

Die Isopachenkarte der primären Zechsteinmächtigkeit im Nordteil des NEDB zeigt eine generelle Mächtigkeitszunahme von NE nach SW (Abb. 34). Die höchste Mächtigkeit von 1800 m wird im untersuchten Gebiet südöstlich der Müritz erreicht.

Das durchschnittliche Gefälle der nördlichen Flanke des Zechsteinbeckens beträgt $0,03^\circ$, was plausibel für ein Gebiet mit Evaporitsedimentation erscheint. Der NW-SE verlaufende nördliche Rand des Zechsteinbeckens befindet sich im Gebiet von Nordrügen, allerdings ist die Ablagerung der mobilen Salze auf das Gebiet südlich des Grimmener Walls beschränkt.

Im NW des untersuchten Gebietes, südlich von Rügen, ist ein NE-streichendes, längliches Subbecken mit leicht erhöhten Mächtigkeiten zu erkennen. Eine ähnliche, allerdings schwächer entwi-

kelte Struktur ist östlich der Müritz zu erkennen (Abb. 34). Da die Ermittlung der primären Zechsteinmächtigkeit die Zechsteinabfolge lediglich als Ganzes berücksichtigt, kann nicht entschieden werden, zu welcher Serie innerhalb der Zechsteinsequenz diese erhöhten Mächtigkeiten korrespondieren.

Gebiete mit Diapirismus sind durch geringere errechnete Salzmächtigkeiten charakterisiert. So liegt beim Diapir Wesenberg der errechnete Wert von 1050 m primärer Zechsteinmächtigkeit um 45% unter der aus der Isopachenkarte zu erwartenden Mächtigkeits von 1700-1800 m (Abb. 34). Das fehlende Salz ist wahrscheinlich durch Lösungsvorgänge entfernt worden, als der Diapir an die Oberfläche aufstieg oder mit Grundwasser in Kontakt kam.

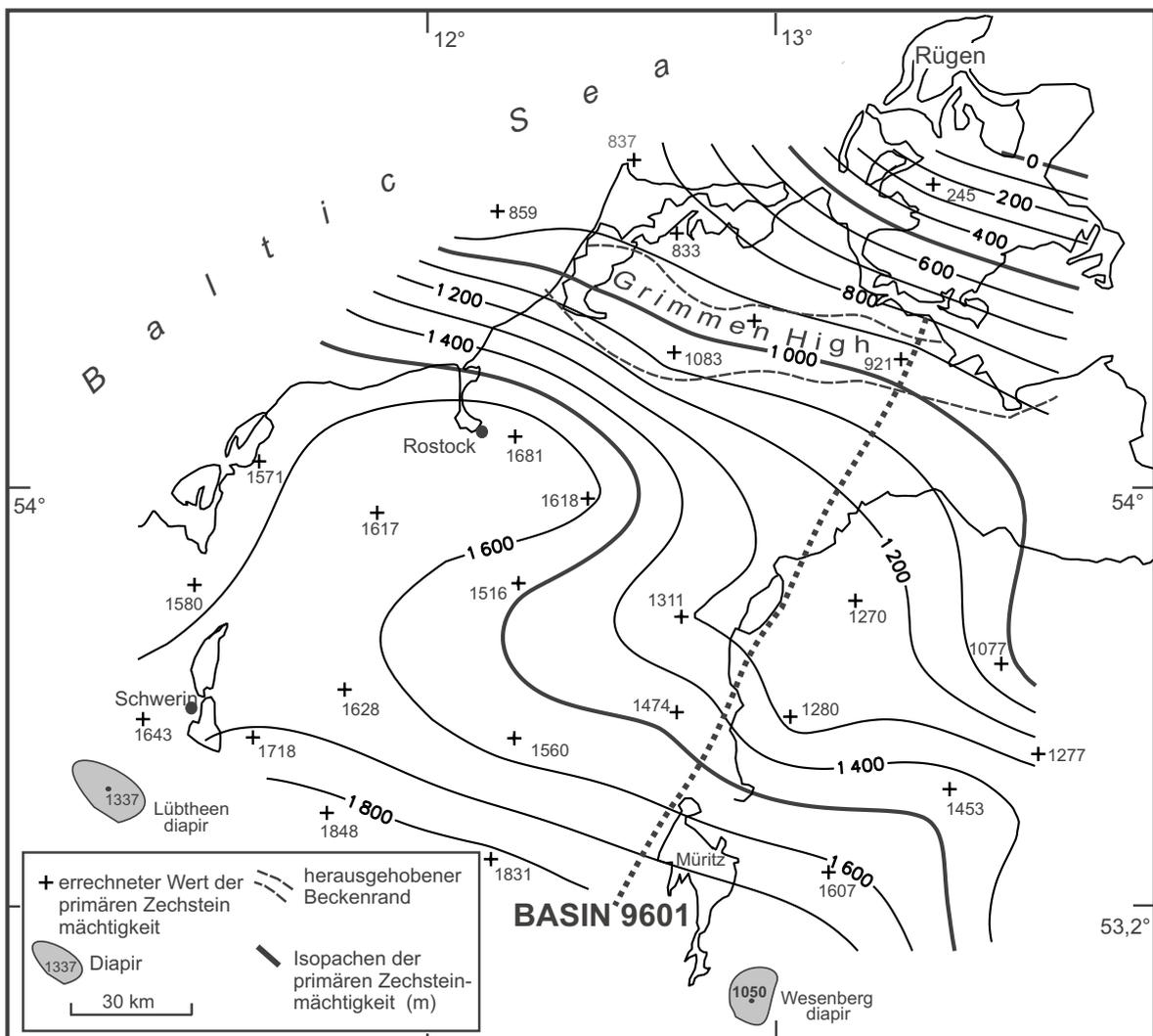


Abb. 34: Errechnete Primärmächtigkeits der Zechsteinabfolge im Nordteil des NEDB.

5.5.3 Vergleich der ermittelten primären Zechsteinmächtigkeiten

Während die Analyse der Salzkissen auf Bohrdaten beruht und damit die primäre Mächtigkeit der gesamten Zechstein Sequenz ermittelt wird (Abschnitt 5.5.2), endet die Abwicklung des geologischen Profils durch das NEDB mit der Rekonstruktion des mobilen Anteils dieser Formation (Abschnitt 5.4.1). Zwischen beiden Mächtigkeiten besteht eine Differenz von 250-300 m, wobei die aus Bohrungsdaten ermittelte Mächtigkeit höher ist. Dieser Unterschied erklärt sich aus der Tatsache, daß sich unterhalb der Reflexion „Basis Zechstein“ noch Karbonate, Sulfate und klastische Sedimente befinden, die seismisch von den unterlagernden Ablagerungen des Rotliegenden nicht zu trennen sind (REINHARDT 1993).

In Abbildung 35 sind die beiden Zechsteinmächtigkeiten entlang des Profils BASIN 9601 dargestellt. Am nördlichsten Beckenrand und in den beckenzentralen Bereichen ist die Primärmächtigkeit der aus Bohrdaten rekonstruierten Mächtigkeit erwartungsgemäß höher. Im Bereich zwischen Profilkilometer 50-80 trifft dies jedoch nicht zu. Die Ursache dafür steht im Zusammenhang mit der Grabenstruktur Gielow, wo eine horizontale Salzeinpressung in den mesozoischen Schichten vermutet wird (vgl. Abb. 19). Diese wurde bei der Rekonstruktion der primären Zechsteinmächtigkeiten wahrscheinlich nicht vollständig erfaßt, was zu einer zu geringen primären Mächtigkeit in diesem Gebiet geführt hat.

Generell wird die Übereinstimmung der Ergebnisse der beiden Modellierungen jedoch als befriedigend und somit die Ergebnisse der Profilbilanzierung als plausibel betrachtet.

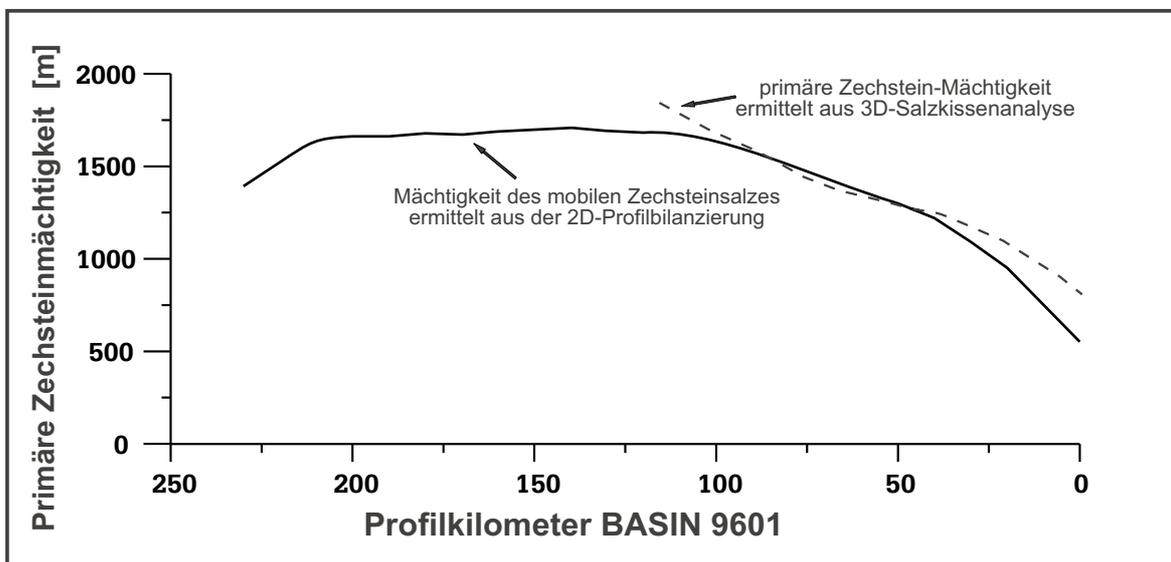


Abb. 35: Vergleich der errechneten primären Zechsteinmächtigkeiten im NEDB entlang des Profils BASIN 9601.

5.6 Die Geometrie der Gardelegener Störung in großer Tiefe

Die Gardelegener Störung als Teil eines bedeutenden Überschiebungssystems, zu dem weiterhin die Haldenslebener und die Harznordrand Störungen gehören, besitzt für die Strukturbildung im NEDB an der Wende Kreide/Tertiär eine entscheidende Bedeutung. Durch das Aufschieben der Scholle von Calförde entlang der Gardelegener Störung wurde eine enorme Kompression auf die Sedimente des NEDB ausgeübt, wodurch diese gefaltet und zum Teil überschoben wurden.

Zwar kann die Geometrie der Gardelegener Störung mit den vorhandenen Daten bis etwa 3,5 km Tiefe sicher bestimmt werden (Abschnitt 4.2.14), ihr Verlauf in größeren Tiefen ist jedoch unsicher, da Reflexionen von der Störung nicht eindeutig identifiziert und statt dessen mehrere breite Bänder erhöhter Reflektivität im Profil BASIN 9601 beobachtet werden können (Abb. 36).

Daher soll mit der nachfolgenden Modellierung die Geometrie dieser Störung in größerer Tiefe untersucht und damit geklärt werden, ob die im oberflächennahen Bereich sehr steile Störung in größerer Tiefe in ein flacheres *detachment* einbiegt oder sich steil in die Tiefe bis zur Moho fortsetzt. Zur Modellierung wurde die Software *2DMove* (Midland Valley Corp.) verwendet, mit der Längen- und Flächenbilanzierung sowohl rückwärts als auch vorwärts modelliert werden können.

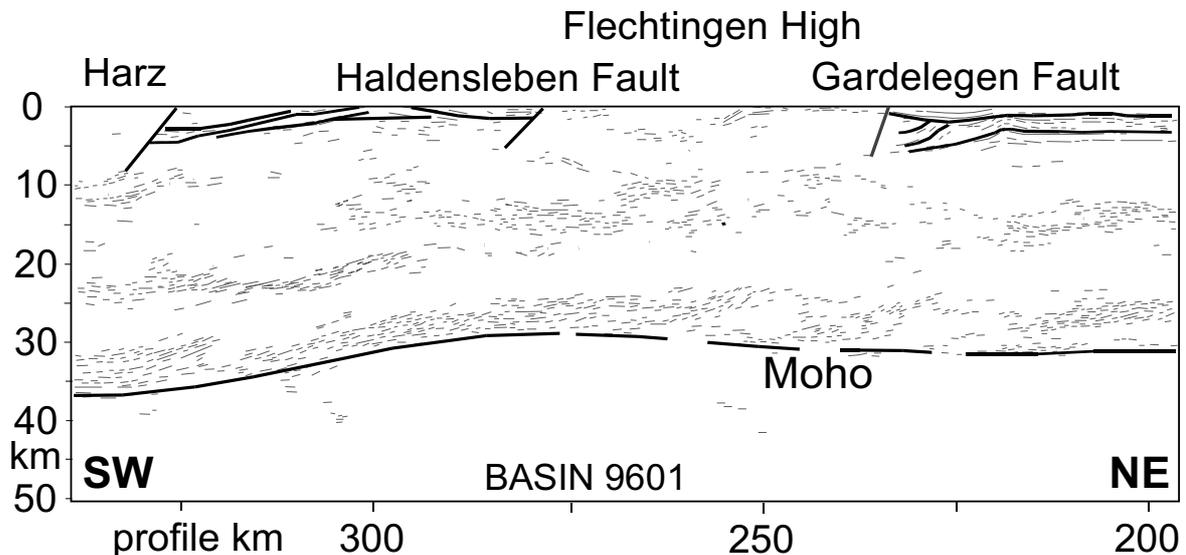


Abb. 36: Line drawing des südlichen Teils des seismischen Profils BASIN 9601 (nach KRAWCZYK et al. 1999). Markiert sind die Ausbisse der drei großen Überschiebungen. Im zentralen Teil des Bildes sind mehrere Bänder erhöhter Reflektivität ausgebildet.

Möglich wird die Bestimmung der Geometrie von Überschiebungsbahnen in großen Tiefen, weil eine Beziehung zwischen (1) der Geometrie der Überschiebungsbahn, (2) der Geometrie des Hangendblocks einer Überschiebung, (3) der horizontalen Verkürzung und damit der Heraushebung des Hangendblocks und (4) des Schermodus/Scherwinkels besteht.

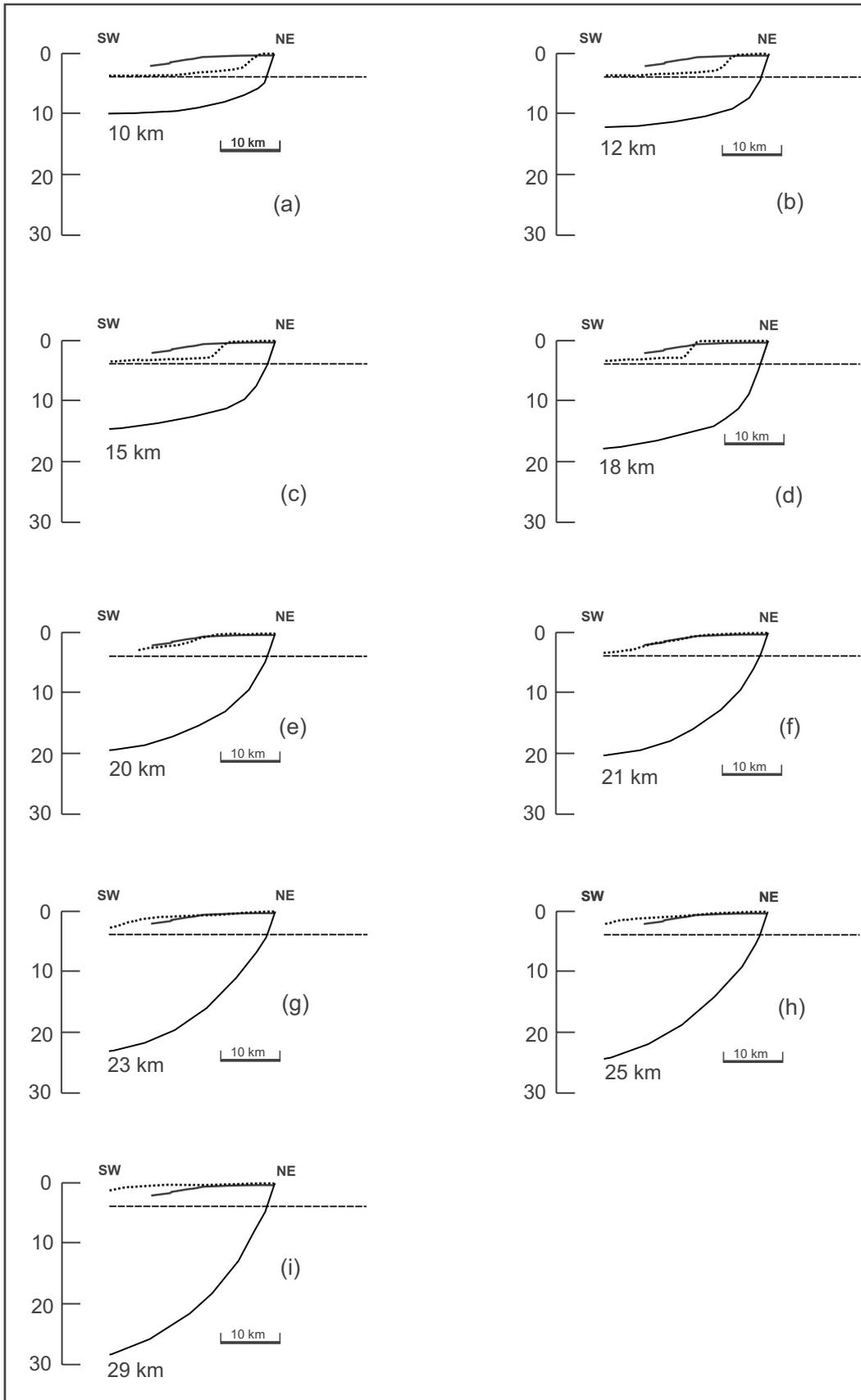


Abb. 37: Vergleich von modellierter (gepunktete Linie) und beobachteter (durchgezogene Linie) Hangendblockgeometrie und Hebung der Scholle von Calfré für unterschiedliche Tiefenlagen der Gardellegener Störung. Die beste Übereinstimmung wird erreicht, wenn die Gardellegener Störung eine Abschertiefe 20-21 km erreicht (Profile e und f).

Zu (1): Die Bestimmung der Geometrie und der Tiefenlage der Gardelegener Störung ist das Ziel dieser Untersuchung.

Zu (2): Die Geometrie des Hangendblocks einer Überschiebung gibt Hinweise auf die generelle Form der Störungsbahn. Im Arbeitsgebiet ist die Geometrie des Hangendblocks der Gardelegener Störung, repräsentiert durch die Scholle von Calförde, gut aus der Reflexionsseismik bestimmbar. Demnach ist erkennbar, daß die Scholle von Calförde an der Front der Überschiebung am weitesten herausgehoben ist und die Hebung nach Süden immer geringer wird (Abb. 27). Außerdem ist das südwärts gerichtete Einfallen nicht gleichmäßig. Während die Zechsteinbasis zwischen Profil-km 234 und 244 sehr flach mit ca. $0,5^\circ$ nach Süden einfällt, versteilt sich das Einfallen weiter südlich auf ca. 6° (Abb. 26).

Untersuchungen von VICTOR (2000) an einem Überschiebungssystem in den Zentralanden haben ergeben, daß eine Hangendblockgeometrie mit einem zunächst flachen und dann steiler werdenden Einfallen ein charakteristisches Merkmal listrischer Überschiebungen ist, die im oberflächennahen Bereich ein sehr steiles Einfallen besitzen, das sich mit zunehmender Tiefe der Horizontalen annähert. Bei Überschiebungen entlang planarer Störungen oder bei Überschiebungen mit einer *ramp-flat-ramp* Geometrie ist demnach nicht zu erwarten, eine Hangendblockgeometrie wie die der Scholle von Calförde modellieren zu können. Deswegen ist bei der Gardelegener Störung von einer listrischen, nach Süden einfallenden Geometrie auszugehen.

Zu (3): Die Heraushebung der Scholle von Calförde kann aus der Reflexionsseismik ermittelt werden und beträgt maximal 3,5 km, gemessen an der Basis Zechstein. Die horizontale Verkürzung bleibt zunächst unbekannt und soll aus der nachfolgenden Modellierung bestimmt werden.

Zu (4): *2D Move* stellt zur Simulation von Deformationen im Hangendblock von Ab- und Aufschiebungen zwei kinematische Algorithmen zur Verfügung. Der *inclined shear* Algorithmus modelliert die Deformation flächenerhaltend, indem durch den Hangendblock ein virtuelles Scherflächensystem gelegt wird, das vom Benutzer beliebig geneigt werden kann. Dieser Algorithmus ist daher besonders geeignet, wenn der Hangendblock penetrativ deformiert wurde. Mit dem *fault parallel flow* Algorithmus dagegen lassen sich Strukturen modellieren, bei denen die Deformation vorwiegend parallel zur Störungsfläche erfolgt. Auch dieser Algorithmus arbeitet flächenerhaltend. Da in den seismischen Daten keine Auf- oder Abschiebungen im Hangendblock der Gardelegener Störung beobachtet werden können, eine penetrative Deformation also nicht nachweisbar ist, wurde die Modellierung mit dem *fault parallel flow* Algorithmus durchgeführt.

Ausgehend von einer undeformierten Geometrie des prä-Zechstein zwischen Profil-km 234 bis 265 (Abb. 37; gestrichelte Linien) wurde durch systematisches Testen verschiedener Kombinationen der oben genannten Parameter entlang der Gardelegener Störung die Geometrie dieser Störung in der Tiefe iterativ ermittelt. Dazu wurde angenommen, daß sich die Harznordrand, die Haldensleberner und die Gardelegener Störung wie ein nordwärts propagierendes Überschiebungssystem verhalten haben und die Gardelegener Störung die jüngste dieser drei

Überschiebungen ist. Bei der Modellierung wurden nacheinander listrische, nach Süden einfallende *detachments* in unterschiedlichen Tiefen angenommen und die Parameter horizontale Verkür-

zung und Scherwinkel so lange verändert, bis die bestmögliche Übereinstimmung der modellierten mit der beobachteten Geometrie des Hangendblockes und dem Hebungsbeitrag erzielt wurde.

Begonnen wurde mit einem *detachment*, das 10 km Tiefe erreicht (Abb. 37a). Zwar kann mit dieser Störungsgeometrie und einer horizontalen Verkürzung von 4 km die Hebung direkt an der Front der Überschiebung erklärt werden, jedoch weicht die Geometrie des modellierten Hangendblocks (gepunktete Linie) beträchtlich von der beobachteten Geometrie der Scholle von Calförde ab (durchgezogene Linie). Gleiches gilt für die *detachment*-Tiefen von 12, 15 und 18 km (Abb. 37 b, c, d), wobei sich modellierte und tatsächliche Hangendblockgeometrien zunehmend annähern.

Die beste Übereinstimmung wird erreicht, wenn die Gardelegener Störung eine *detachment*-Tiefe von 20 bis 21 km erreicht (Abb. 37, e, f). Verlegt man das *detachment* in noch größere Tiefen, weichen modellierte und tatsächliche Hangendblockgeometrie wieder zunehmend voneinander ab (Abb. 37, g, h, i). Daher wird die Störungsgeometrie in Abb. 37, f als die plausibelste Geometrie für die Gardelegener Störung in größerer Tiefe betrachtet. Sie ist durch folgende Kombination der o.g. Parameter gekennzeichnet: (1) listrische Geometrie der Überschiebungsbahn, (2) Hangendblockgeometrie, wie aus der Reflexionsseismik abgeleitet, (3) horizontale Verkürzung 4 km und Heraushebung um 3,5 km sowie einen (4) Scherwinkel von Null.

Vergleicht man die in der Modellierung ermittelte Störungsgeometrie mit den reflexionsseismischen Daten von BASIN 9601, so stellt man fest, daß sich die modellierte Störungsgeometrie (Abb. 38, gestrichelte Linie) direkt unterhalb eines prägnanten südwärts geneigten Reflexionsbandes befindet, was somit möglicherweise Ausdruck eines stark gescherten Bereichs sein könnte.

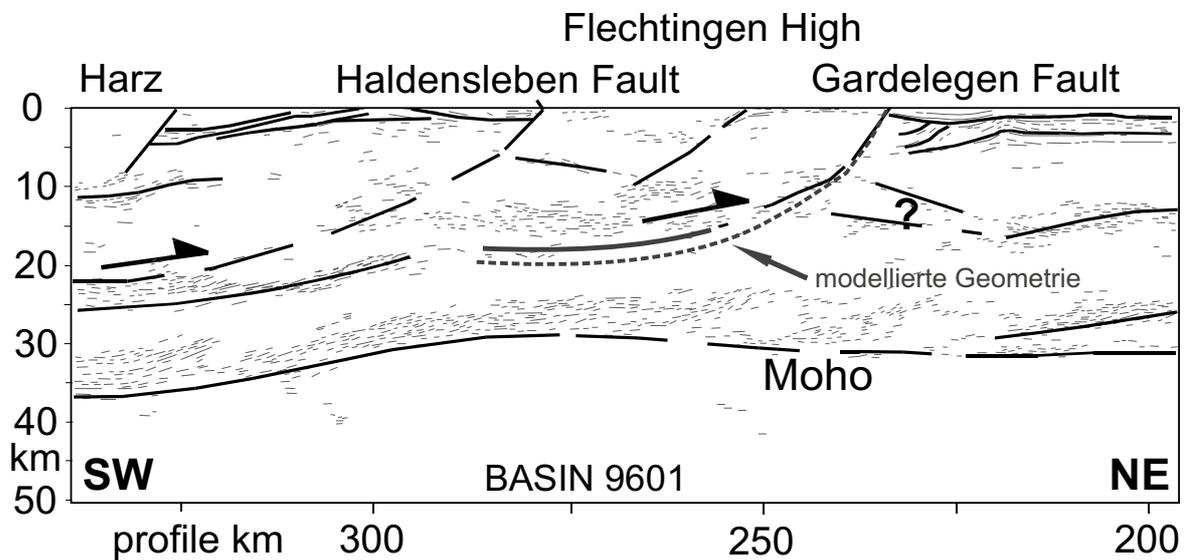


Abb. 38: Interpretierter, südlicher Teil des Profils BASIN 9601 (nach KRAWCZYK et al. 1999). Die in der vorliegenden Arbeit modellierte Störungsgeometrie der Gardelegener Störung (gestrichelte Linie) bestätigt im wesentlichen die seismische Interpretation (durchgezogene Linien).

Die Lage Störungsgeometrie, wie sie in der vorliegenden Arbeit ermittelt wurde, deckt sich im wesentlichen mit der Störungsgeometrie, die KRAWCZYK et al. (1999) aus den seismischen Daten abgeleitet haben.

5.7 Quantifizierung der beckenprägenden Prozesse

Neben der Untersuchung der geometrischen Beckenentwicklung bietet die Bilanzierung eines geologischen Profils die Möglichkeit, die Raten einiger geologischer Prozesse zu bestimmen, deren Kenntnis hilfreich für das Verständnis der kontrollierenden Faktoren bei der Entwicklung des NEDB sein kann.

5.7.1 Subsidenz

Subsidenzkurven können grundsätzlich sowohl aus Bilanzierungen als auch, wie meist üblich, aus Bohrungsdaten abgeleitet werden, die eine bessere zeitliche Auflösung besitzen als die auf seismischen Daten beruhenden Subsidenzkurven. Der Vorteil der auf Seismik beruhenden Subsidenzkurven ist aber, daß durch die Bilanzierung die Subsidenz nach Beginn der Salzbewegung im Becken besser erfaßt werden kann, da sich die Sedimentmächtigkeiten in den Randsenken von Salzstrukturen aus zwei Anteilen zusammensetzen: dem Anteil, der dem abgewanderten Salz entspricht und keine zusätzliche Auflast erzeugt, und dem Anteil der Hintergrundsedimentation, der zu einer weiteren Absenkung des Beckens führt (Abschnitt 5.3.3). Mit Hilfe von Bohrungsdaten allein sind diese beiden Anteile nicht zu trennen und führen damit u.U. zu stark überschätzten regionalen Subsidenzwerten in Gebieten mit Randsenkensedimentation.

Die in der vorliegenden Arbeit errechnete Gesamtsubsidenz des tieferen Untergrundes im Gebiet des Beckenzentrums beträgt seit dem Ende des Zechsteins ca. 2850 m (Abb. 39). Am Südrand des NEDB sind es ca. 1800 m und am nördlichen Ende des Profils ca. 1150 m Gesamtsubsidenz. Ursache für die post-permische Subsidenz ist fast ausschließlich die Auflast durch die Sedimente sowie die thermische Subsidenz. Tektonisch induzierte Subsidenzspiele für die post-Rotliegend Gesamtsubsidenz im NEDB dagegen nur eine geringe Rolle, da stärkere extensionale Deformation im NEDB fehlt (KRAWCZYK et al. 1999).

Die Rate der Subsidenz ist während des untersuchten Zeitraums nicht konstant (Abb. 39). Eine besonders schnelle Subsidenz ist in der Trias erkennbar, als im Beckenzentrum fast 2000 m Sedimente abgelagert wurden. Mit Beginn des Juras schwächt sich die Absenkung des gesamten Beckens bis zum heutigen Zeitpunkt, an dem praktisch keine Subsidenz mehr stattfindet, immer weiter ab (Abb. 39). Die gebietsweise hohen Sedimentakkumulationen in der Kreide und im Känozoikum sind an Salzbewegungen gekoppelt und tragen damit kaum zur Gesamtsubsidenz bei. Die Form der Subsidenzkurven sind an den Beckenrändern und im Beckenzentrum gleich, was auf einen beckenweit einheitlich wirkenden Subsidenzmechanismus für das gesamte NEDB schließen läßt.

Mit der vorliegenden Profilbilanzierung kann nicht die gesamte Subsidenzgeschichte des NEDB erfaßt werden, da die seismischen Daten das Zeitintervall der initialen Beckenbildung im Permo-karbon nicht auflösen können (Abschnitt 3.3.1). Während dieser initialen Phase war die Subsidenz

nach SCHECK (1997) und v. WEES et al. (2000) sogar noch wesentlich schneller als im Zechstein und in der Trias und ist zu etwa einem Drittel tektonisch induziert (SCHECK 1997).

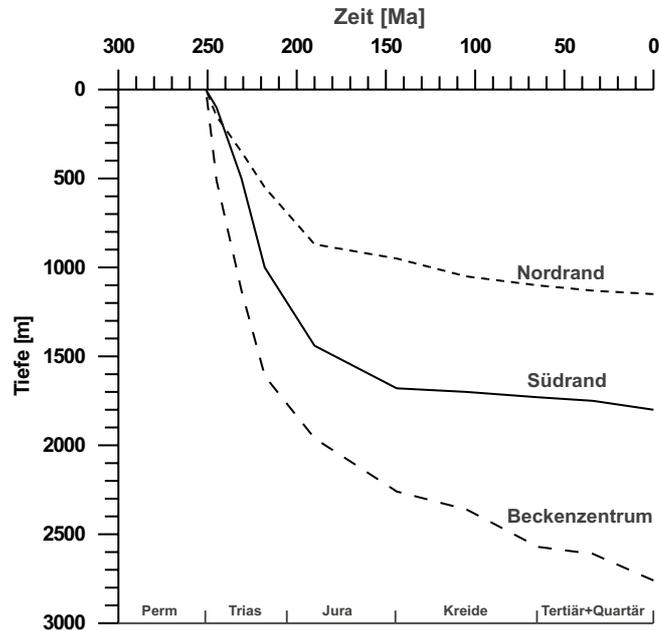


Abb. 39: Aus der Profilbilanzierung errechnete Gesamtsubsidenz des NEDB seit dem Ende des Zechstein.

5.7.2 Hebung und Erosion

Mit den in der Bilanzierung gewonnenen Daten können auch Aussagen zur Magnitude und Verteilung der Erosion während der inversionsbedingten Hebungen getroffen werden. Da das untersuchte Profil BASIN 9601 nicht bei allen Strukturen den Scheitelbereich der Antiklinalen überdeckt, stellen die aus der Abwicklung abgeleiteten Werte zunächst nur Minimalangaben dar (Abb. 40, gestrichelte Linie). Um den Maximalwert an jeder Antiklinale zu ermitteln, wurde die Lage des Scheitels für jede Struktur auf der Karte rekonstruiert und der aus dem Profil abgegriffene Wert auf den Scheitel projiziert (Abb. 40, durchgezogene Linie).

5.7.2.1 Hebung und Erosion an der Wende Kreide/Tertiär

Die mit der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär verbundene Erosion ist in Abb. 40 dargestellt. Die Erosionsbeträge sind am Südrand des Beckens mit ca. 900 m Abtragung mesozoischer Sedimente am höchsten und nehmen nach Norden relativ kontinuierlich auf ca. 200 m im Bereich nörd-

lich der Struktur Gielow ab. Am äußersten Nordrand des NEDB, im Gebiet des Grimmener Walls, steigen die Erosionsbeträge noch einmal auf ca. 500 m an (Abb. 40).

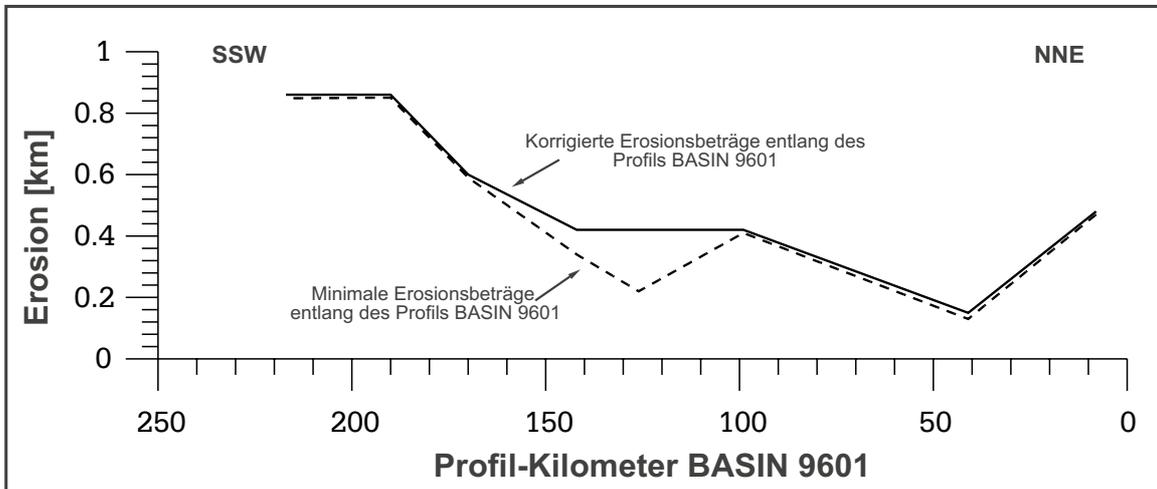


Abb. 40: Verteilung und Magnitude der Erosion entlang des Profils BASIN 9601 bedingt durch die Hebung an der Wende Kreide/Tertiär.

Das Muster der Erosion ist proportional zur Intensität der Deformation. Gebiete mit starker Deformation der post-Zechstein Sedimente im Süden des NEDB korrespondieren mit den höchsten Erosionsbeträgen. Nach Norden nehmen sowohl die Deformationstärke als auch die Erosionsbeträge ab. Der erneute Anstieg der Erosion am äußersten Nordrand des Becken spiegelt das Aufschieben des Suprasalinars auf den Beckenrand im Bereich des Grimmener Walls wider.

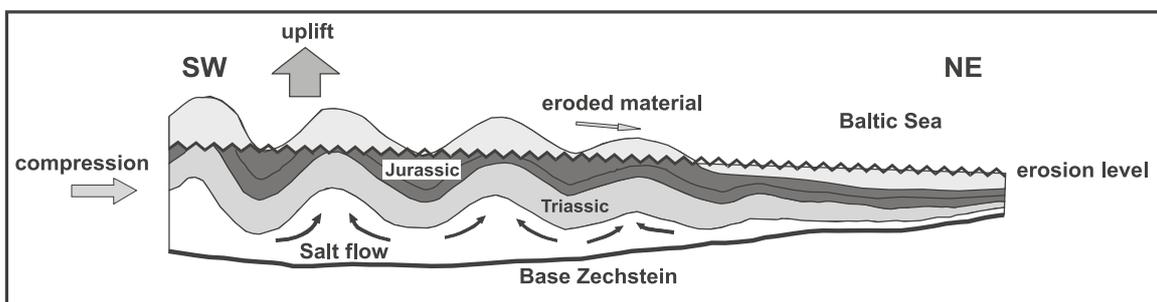


Abb. 41: Hebung und Erosion im NEDB verursacht durch die Verkürzung der post-Zechstein Sedimente. Voraussetzung für die Hebung ist die Existenz eines basalen Abscherhorizontes, den im NEDB die Zechstein-Salze bilden (nach KOSSOW et al. 2000).

Aufgrund dieses direkten Zusammenhangs zwischen Deformation und Erosion, und weil es keine Hinweise auf Ereignisse im Mantel zu dieser Zeit gibt, wird die Hebung als Ergebnis der Verkürzung der post-Zechstein Sedimente betrachtet, wobei das Zechsteinsalz als Entkoppelungshorizont zwischen dem Sub- und dem Suprasalinar agierte (Abb. 41).

5.7.2.2 Hebung und Erosion an der Wende Jura/Kreide

Abb. 42 zeigt die Erosionsbeträge für die Inversion an der Wende Jura/Kreide. Die Beträge stellen die Mächtigkeiten zwischen dem stratigraphisch tiefsten Horizont, der an einem gemessenen Punkt von Hebung und Erosion erfaßt wurde, und dem rekonstruierten Top Oberkreide dar. Die höchsten Werte für die Abtragung werden in den beckenzentralen Gebieten und am Südrand des Beckens erreicht. Der Maximalwert wurde dabei im Beckenzentrum zwischen den heutigen Strukturen Hinrichshagen und Malchow mit ca. 800 m ermittelt. Am Südrand sind ca. 600 m erodiert worden.

Generell sind die Erosionsbeträge im NEDB an der Wende Jura/Kreide etwas geringer als die bei der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär. Die höchsten Erosionsbeträge werden im Beckenzentrum erreicht. Eine klare Muster zwischen der Intensität der Deformation und Erosionsbeträgen wie an der Wende Kreide/Tertiär ist bei der Inversion an der Wende Jura/Kreide nicht zu erkennen. Dies weist darauf hin, daß ein anderer Deformationsmechanismus bei dieser Inversion aktiv war. Allein aus der geringen Verkürzung können die beobachteten Hebungsbeträge nicht erklärt werden, deshalb ist möglicherweise mit Ereignisse in der tieferen Kruste oder im Mantel zu rechnen.

Wie bei der Hebung an der Wende Kreide/Tertiär wurden die erodierten Sedimente nicht in der Nachbarschaft der Antiklinalen wieder abgelagert, sondern aus dem System entfernt, was eine großräumige regionale Hebung belegt.

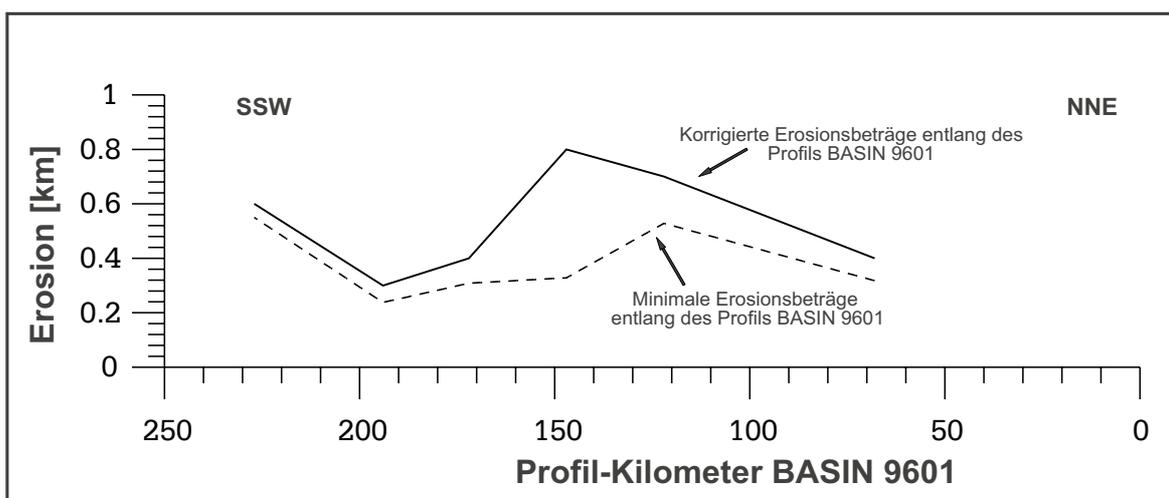


Abb. 42: Verteilung und Magnitude der Erosion, bedingt durch die Hebung an der Wende Jura/Kreide.

5.7.3 Beckenverkürzung während der Inversionsphasen

Im Laufe der Bilanzierung ändert sich die Gesamtlänge des Profils als Ausdruck extensionaler oder einengender Deformation. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit können keine Aussagen über die Extensionsbeträge bei der initialen Anlage des NEDB getroffen werden, da in den seismischen Daten keine Störungssysteme abgebildet sind, die abwickelbar wären. Gut erfaßbar mit den verwendeten seismischen Daten sind jedoch die mesozoischen Deformationen, womit auch Abschätzungen über die Verkürzung der Sedimente im NEDB getroffen werden können.

Zwei inversionsbedingte Deformationen können im Rahmen der zeitlichen Auflösung dieser Arbeit für das NEDB unterschieden werden. Eine ältere, schwache Inversion fand an der Wende Jura/Kreide, eine jüngere an der Wende Kreide/Tertiär statt. Beide sind durch beckenweite Winkel-diskordanzen belegt (Abschnitt 4.3.3).

5.7.3.1 Verkürzung an der Wende Kreide/Tertiär

Die Inversion an der Wende Kreide/Tertiär trägt im gesamten Becken einen kompressiven Charakter, wie die Überschiebung und Aufschiebungen am Südrand des Beckens sowie das Aufschieben des Grimmener Walls am Nordrand belegen (Anlage 2, i).

Will man die Verkürzung der Sedimente der Beckenfüllung ermitteln, ist zu berücksichtigen, daß die Zielgeometrie bei diesem Abwicklungsschritt nicht horizontal ist, da ein Teil der Strukturen bereits vor der Deformation als Aufwölbung existierte und sich während der Verformung lediglich die Wellenlängen der Antiklinalen verringerten. Hinweise auf die prä-deformative Geometrie geben die Erosionsdiskordanzen, die im Zusammenhang mit den inversionsbedingten Hebungen des NEDB stehen. Unter der Voraussetzung, daß die Diskordanzen als ursprünglich horizontal lagernd angesehen werden, zeigt z.B. die Diskordanz an der Basis Tertiär an, daß die Flanken der Antiklinalen nach der oberkretazischen Deformation etwa einen Einfallswinkel von 15° besaßen, was etwa dem heutigen Einfallen entspricht (z. B. Abb. 23). Aus der Analyse der Diskordanz an der Basis Unterkreide läßt sich ableiten, daß die Flanken der an der Wende Jura/Kreide neu formierten Antiklinalen durchschnittlich einen Einfallswinkel von 5° besaßen. Das Einfallen der Antiklinalflanken vor der oberkretazischen Deformation muß also durchschnittlich einen Wert zwischen 5° und 15° besessen haben. Für den Betrag der Gesamtverkürzung spielt das Einfallen der Antiklinalflanken im NEDB allerdings keine entscheidende Rolle, da nur bei Antiklinalen mit sehr großen Amplituden bei gleichzeitig geringen Wellenlängen große Längenänderungen gegenüber horizontal lagernden Schichten auftreten.

Wickelt man die Strukturen der Deformation an der Wende Kreide/Tertiär mit dem *flexural slip* Algorithmus ab (Abschnitt 5.3.5), so ergibt sich für das gesamte Profil eine Verkürzung der post-Zechstein Sedimente von 8,5 km, und die Gesamtlänge des untersuchten Profils ändert sich von 253 auf 261,5 Kilometer. Der überwiegende Teil der Verkürzung der post-Zechstein Sedimente,

nämlich fast 5,5 km oder ca. 70% der Gesamtverkürzung von ca. 8,5 km, wird durch die Überschiebung in den mesozoischen Sedimenten der Struktur Bockelberg realisiert (Abb. 25, Anlage 2, i).

Im Gegensatz zu den post-Zechstein Sedimenten, bei denen die Intensität der Deformation von Süden nach Norden graduell abnimmt, ist die Deformation der prä-Zechstein Gesteine auf das Gardelegener Störungssystem am äußersten Südrand des Beckens konzentriert. In den übrigen Beckenbereichen fehlen bedeutende Deformationen (Abschnitt 4.3.1). So ist nördlich des Gardelegener Störungssystems bis zum Nordrand des NEDB entlang des gesamten untersuchten Profils <1 km Verkürzung in den prä-Zechstein Gesteinen akkumuliert. Das bedeutet, daß unter Annahme einer Gesamtverkürzung von 8,5 km der post-Zechstein Sedimente, damit also insgesamt ca. 7,5 km Verkürzung des prä-Zechsteins im Gardelegener Störungssystem akkumuliert sein müssen. Nach den Ergebnissen der Modellierung in Abschnitt 5.6 ergibt die Abwicklung aller Störungsflächen entlang der listrischen Störungsgeometrie eine Gesamtverkürzung von ca. 8 km für das Gardelegener Störungssystem, was als eine gute Übereinstimmung mit dem Verkürzungswert der post-Zechstein Sedimente betrachtet wird.

Nicht berücksichtigt bei der bisherigen Bestimmung der Beckenverkürzung durch strukturelle Rückverformung ist die subseismische Verformung, also die Deformation, die entlang von Störungsflächen realisiert wird, die unterhalb der seismischen Auflösung liegen. Sie können bei der seismischen Interpretation nicht erkannt und deshalb bei der Konstruktion der geologischen Profils nicht einbezogen werden. Bei der Abwicklung des geologischen Profils führt dies zu einer Unterschätzung des Verkürzungsbetrages. Daneben kann subseismische Verformung aber auch durch Porositätsänderung der Sedimente bei extensionaler und kompressiver Verformung verursacht sein. So ist bei der Bildung von Antiklinalen geringen bis moderaten Amplituden die resultierende Verformung immer noch unterhalb der Festigkeit selbst unverfestigter Sedimente, so daß sich Störungen nicht notwendigerweise entwickeln müssen. Beispielsweise führt die Aufwölbung einer Antiklinale mit 10 km Wellenlänge um 500 m zu einer durchschnittlichen Extension der Schichtlängen von 0,07%, was deutlich unterhalb des Verformungslimits für die meisten Sedimente liegt (JAEGER & COOK 1976). Bei den im NEDB beobachteten Wellenlängen von ca. 20 km ist die Verformung sogar noch geringer.

Eine genaue Bestimmung der subseismischen Verformung, die durch Störungen verursacht werden setzt voraus, daß in einem Gebiet Störungen mit unterschiedlicher Ausdehnung und Versatz kartiert werden können. Da eine Beziehung zwischen der Häufigkeit von Störungen und dem Versatz entlang der Störungen besteht, kann durch Extrapolation aus dem kartierbaren in den subseismischen Bereich die Verformung unterhalb der seismischen Auflösung abgeschätzt werden (WALSH & WATTERSON 1988). Die subseismische Verformung im Arbeitsgebiet kann mit dieser Methode allerdings nicht bestimmt werden, da die Sedimente des NEDB durch einen ausgeprägten Mangel an Störungen in der Seismik gekennzeichnet sind (Abschnitt 4.3.3).

Publizierte Werte subseismischer Verformung aus Gebieten mit extensionaler Verformung reichen von ca. 1-10% der Gesamtdeformation (z.B. PICKERING et al. 1996). Überträgt man die publizierten Werte auf das untersuchte Profil, so bedeutet 1% subseismische Verformung, daß bei einer Profillänge von ca. 235 km - von der Gardelegener Störung bis zum NE Ende des Profils - ca. 2,35 km zusätzliche Verkürzung entlang kleiner Störungen akkumuliert sind, die mit den seismischen Daten nicht erkannt werden können. Unter der Annahme von 10% subseismischer Verformung ergibt sich eine zusätzliche Verkürzung von ca. 23,5 km, was fast dem Dreifachen des in der strukturellen Abwicklung ermittelten Wertes von 8,5 km Verkürzung entsprechen würde.

Eine Möglichkeit, eine Abschätzung der subseismischen Verformung und damit über die tatsächliche Verkürzung im Arbeitsgebiet zu erhalten, erreicht man mit Hilfe der ermittelten Erosionsbeträge (Abschnitt 5.7.3.1). Unter der Voraussetzung, daß die Hebung an der Wende Kreide/Tertiär ausschließlich durch die Verkürzung der Sedimente verursacht ist, kann über die akkurate Bestimmung der Erosionsbeträge auch die Verkürzung der post-Zechstein Sedimente ermittelt werden (Abb. 43). Durch Vergleich des so gewonnenen Verkürzungsbetrages mit dem Betrag, der bei der strukturellen Abwicklung erhalten wurde, ist auch eine Abschätzung der subseismischen Verformung möglich.

Um die Verkürzung der post-Zechstein Sedimente mit Hilfe der Erosion zu ermitteln, wird im Profil der Flächeninhalt A_2 bestimmt (Abb. 43). Dabei ist zu beachten, daß die Erosionsbeträge in Abb. 40 nur für die Antiklinalen gültig sind. Zwischen zwei Meßpunkten ist die Erosion dagegen Null, da im Bereich der Synklinalen nicht erodiert wird. Deswegen wurde der Erosionsbetrag zwischen zwei benachbarten Antiklinalen auf Null gesetzt (Abb. 44). Insgesamt wurde mit dieser Methode ein Wert von ca. 53 km² Sedimente ermittelt, die aus dem Profil erodiert worden sind. Verteilt man diese Fläche in die zu erwartende Geometrie der undeformierten Sedimente, so ergibt sich eine Verkürzung (s) an der Wende Kreide/Tertiär von 14-15 km für die post-Zechstein Sedimente im NEDB. Der Betrag von 14-15 km stellt jedoch ein Maximalwert für die

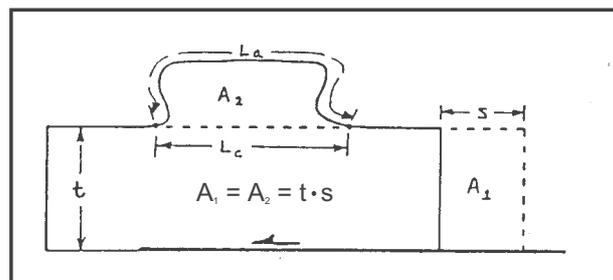


Abb. 43: Zusammenhang zwischen der Verkürzung s eines Sedimentstapels über einem *detachment*, der Hebung und möglichen Erosion (nach WOODWARD et al. 1989).

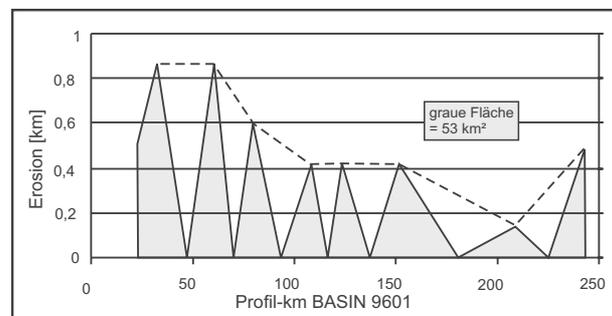


Abb. 44: Betrag der erodierten Sedimente während der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär. Die gestrichelte Linie entspricht der Verteilung der Erosion aus Abb. 41.

Beckenverkürzung dar, da nicht nur die Kontraktion der Sedimente, sondern auch die isostatische Entlastung durch die Erosion zur Hebung der Sedimente beigetragen hat.

Der wahre Wert für die Verkürzung des NEDB an der Wende Kreide/Tertiär liegt zwischen den beiden Extremwerten 8 km (strukturelle Abwicklung) und 15 km (aus der Erosionsverteilung) und beträgt im Mittel etwa 10-12 km, was einer subseismischen Verformung von 1-2% entsprechen würde.

5.7.3.2 Verkürzung an der Wende Jura/Kreide

Eine erste Deformation im NEDB ist verbunden mit der Inversion des Beckens an der Wende Jura/Kreide, was zur Entstehung einer Reihe von Antiklinalen und zur Hebung des NEDB und zu bedeutender Erosion führte. Wegen der nur moderaten Deformation, und damit fehlender Verformungsindikatoren, ist der genaue Deformationsmechanismus schwierig zu erkennen, jedoch deuten das Fehlen von Störungen im Subsalinar, das etwa gleichzeitige Entstehen der Strukturen und Hebung des Beckens auf eine kompressive Komponente bei der Bildung der Antiklinalen hin.

Wickelt man die Antiklinalen mit dem *flexural slip* Modus ab, so ergibt sich zunächst eine relativ unbedeutende Verkürzung von ~ 1 km.

Wie bei der Abwicklung der Verkürzung der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär handelt es sich wegen der zu erwartenden subseismischen Verformung bei diesem Verkürzungsbetrag jedoch nur um eine Minimalangabe. Nimmt man 1-2% subseismische Verformung an, so erhöht sich der Wert der Verkürzung der Sedimente an der Wende Jura/Kreide möglicherweise auf bis ca. 6 km.

5.7.4 Salzaktivität

Aus der durchgeführten Bilanzierung Aussagen über die Salzbewegung im NEDB zu treffen ist wegen der komplexen dreidimensionalen Wanderwege des Salzes zwar nur bedingt, aber im Rahmen allgemeiner Aussagen möglich. Insgesamt verringerte sich während des untersuchten Zeitintervalls vom Beginn Buntsandstein bis heute die Fläche, die das Salz im Profil zwischen Top und Basis Zechstein einnimmt, um ca. 45 % (Anlage 2). Diese Veränderung kann dabei einerseits das Herauswandern der mobilen Evaporite aus der Profilebene darstellen, sie könnte aber durch Auflösung und Abführung des Salzes an Salzdurchbrüchen erklärt werden. Die Größenordnung von 45% Salzverlust verteilt über das gesamte Profil stimmt auch mit dem ermittelten Salzverlust für den einzelnen Diapir Wesenberg überein (Abschn. 5.4.2).

Die Rate der Veränderung der Profilfläche der Zechstein Formation ist nicht konstant (Abb. 45). Nach einer konstanten im Buntsandstein und Muschelkalk (258-231 Ma) erfolgt eine schnellere Verringerung der Salzfläche im Unteren und Mittleren Keuper (230-218 Ma), was zeitlich mit der

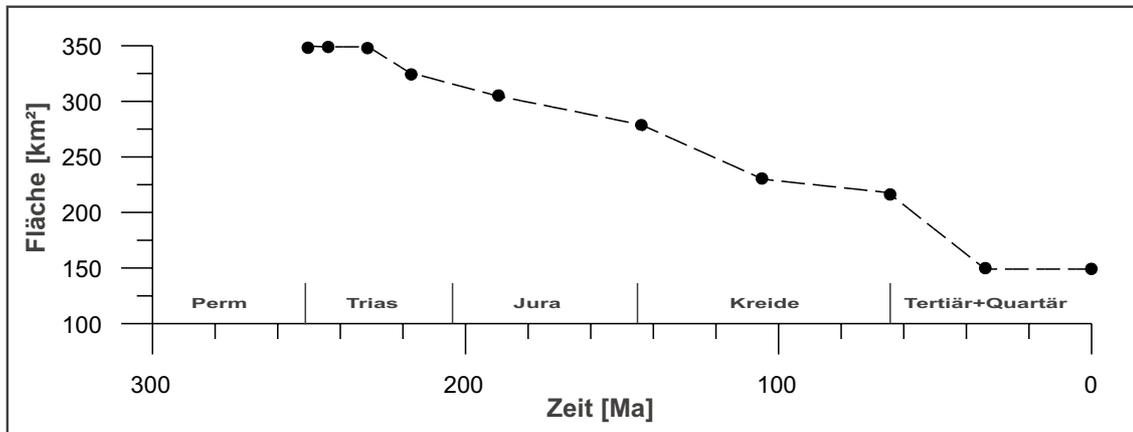
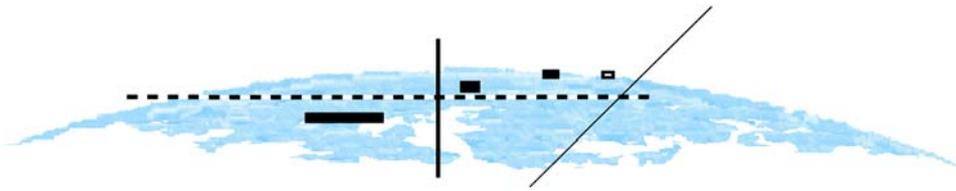


Abb. 45: Veränderung des Flächeninhaltes der Zechstein Formation im Verlauf der Bilanzierung. Insgesamt wurden ca. 45 % des Salzes aus der Profilebene entfernt.

Bildung der Grabenstruktur Gielow zusammenfällt und dazu geführt haben könnte, daß Salz entlang von extensionalen Störungssystemen verstärkt abgeführt wurde.

Nach einer etwa kontinuierlichen Abnahme im weiteren Mesozoikum erscheint eine Periode erhöhten Salzverlustes in der Profilebene mit Beginn der Kreide, also der Inversion an der Wende Jura/Kreide folgend. Nach einer erneuten verlangsamten Änderung der Verringerung der Salzfläche beschleunigt sich diese wieder mit Beginn des Känozoikums (Abb. 45). Diese Beschleunigung fällt mit dem Durchbruch vieler Salzstrukturen im NEDB zusammen, was zur schnellen Weglösung von Salz aus den Salzstrukturen und damit aus dem Profil geführt haben könnte.

Erhöhte Perioden von Salzaktivität im NEDB scheinen also mit Perioden verstärkter regionaler Tektonik in Zusammenhang zu stehen. In Perioden geringer regionaler tektonischer Aktivität dagegen scheint der Salzzug unter den Randsenken der dominante Prozeß zu sein, der die Geometrie der Salzstrukturen beeinflußt. Dabei verstärken sich die erhöhte Sedimentation und die Salzabwanderung gegenseitig, was zu einem passiven *downbuilding* des Suprasalinars führt.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

4 Tektonische Analyse der post-Rotliegend Strukturen

4.1 Vorbemerkungen

Die Charakterisierung einzelner geologischer Strukturen entlang des seismischen Profils BASIN 9601 ist wichtige Voraussetzung für die spätere geologische Modellierung, da mit der Identifizierung des strukturellen Stils im NEDB die Mechanismen der meso- und känozoischen Deformationen abgeleitet werden können. Deren Kenntnis ist Voraussetzung für die Wahl der geeigneten Algorithmen zur Rückdeformation während der Profilabwicklung. Weiterhin sollen durch die Untersuchung der wichtigsten Einzelstrukturen entlang des DEKORP-Profiles BASIN 9601 lokale Phänomene, wie z.B. Randsenkenbildung durch Salzlagerungen, erkannt werden, um diese von regional wirksamen Prozessen trennen zu können. Darüber hinaus soll durch die tektonische Analyse besser verstanden werden, welche Bedeutung regionaltektonische Elemente, wie die Gardelegener Störung am Südrand des Beckens für die Strukturbildung in der sedimentären Beckenfüllung besaßen.

Die Analyse beginnt am nordöstlichen Anfang des Profils DEKORP-BASIN 9601, der sich etwa am äußersten Nordrand des NEDB befindet (Anlage 1). Danach werden sukzessive alle weiteren Strukturen bis zum rezenten Südrand des Beckens, also bis zur Gardelegener Störung, untersucht. Die verwendeten Namen der untersuchten Strukturen wurden der GEOLOGISCHEN KARTE DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK – Tektonische Karte 1: 500 000 (SÖLLIG & RÖLLIG 1990) entnommen. Sämtliche Strukturen sind im geologischen Profil in Anlage 2 enthalten. Von den wichtigsten Strukturen, an denen der Strukturstil im Becken exemplarisch deutlich wird, werden in diesem Kapitel Detailabbildungen eingefügt.

Die geographische Position der analysierten Strukturen im Becken ist in Anlage 1 dargestellt. Am Ende des Kapitels werden die räumlichen Beziehungen zwischen dem Subsalinar, dem Zechsteinsalinar und dem Suprasalinar betrachtet sowie die strukturellen und zeitlichen Gemeinsamkeiten und Unterschiede in Teilbereichen des Beckens zusammengefaßt.

Folgende Abkürzungen für die stratigraphischen Einheiten werden in den Abbildungen verwendet:

q	Quartär	jo	Oberer Jura	so	Oberer Buntsandstein
t	Tertiär	jm	Mittlerer Jura	sm	Mittlerer Buntsandstein
tol	Oligozän	ju	Unterer Jura	su	Unterer Buntsandstein

teo	Eozän	ko	Oberer Keuper	z	Zechstein
tpa	Paleozän	km	Mittlerer Keuper	ro	Oberrotliegend
kro	Oberkreide	ku	Unterer Keuper		
kru	Unterkreide	mu	Muschelkalk		

4.2 Die strukturelle Charakteristik der Einzelstrukturen

4.2.1 Grimmener Wall

Lage: Profil-km 0-20

Aufbau: Der Grimmener Wall ist eine Antiklinalstruktur, die parallel zum NW-SE streichenden nördlichen Beckenrand verläuft. Diese Antiklinale ist durchschnittlich 20 bis 30 km breit und gegenüber ihrer Umgebung um bis zu 500 m herausgehoben (Abb. 16).

Im Kern der Antiklinale werden liassische Sedimente direkt von känozoischen Ablagerungen überlagert. Die südliche Flanke fällt mit ca. 8° in Richtung SW ein. Die NE-Flanke ist etwas steiler, was zu einer schwachen N-Vergenz führt.

Eine schwach ausgebildete *harpoon*-Struktur (BADLEY et al. 1989; Abb. 17), die sich aus der Hebung eines syn-extensionalen Sedimentkeils entwickelte, ist in der Sequenz des Unteren und Mittleren Keupers an der südlichen Überschiebung ausgebildet (Abb. 16). Sie liefert einen Hinweis für die kompressionale Überprägung ehemaliger extensionaler Strukturen (BALLY 1984, BADLEY et al. 1989, McCLAY & BUCHANAN 1992; McCLAY 1995). Die interne Deformationsgeometrie der Antiklinale ähnelt zudem einer *flower structure* (HARDING 1985), weshalb eine Seitenverschiebungskomponente bei der Deformation nicht auszuschließen ist. Allerdings weisen McCLAY & BUCHANAN (1992) auch darauf hin, daß sogenannte *pseudo flower*-Strukturen auch bei reiner *dip-slip*-Invertierung von Abschiebungssystemen entstehen können (Abb. 17). Mit den vorhandenen Daten läßt sich die Frage nicht eindeutig beantworten.

Während in den Sedimenten des Suprasalinars Einengungsstrukturen vorherrschen, zeigt die Zechsteinbasis Extension. Mehrere beckenwärts einfallende Abschiebungen sind unterhalb des Grimmener Walls an der Zechsteinbasis ausgebildet. Der größte Versatz beträgt 400 bis 500 m (Abb. 16).

Trotz der Aufwölbung des Suprasalinars weist der Zechstein keine Salzakkumulation auf und die rezente Mächtigkeit dürfte etwa der primären Mächtigkeit entsprechen. Die geringe Mobilität des Zechsteins in diesem Gebiet ist dabei die Folge der Verzahnung der halitreichen Beckenfazies

südlich des Grimmener Walls mit ihren Beckenrand-Äquivalenten im Norden und dem dadurch drastisch reduzierten Anteil an mobilen Salzen (NEUMANN & SCHÖN 1975).

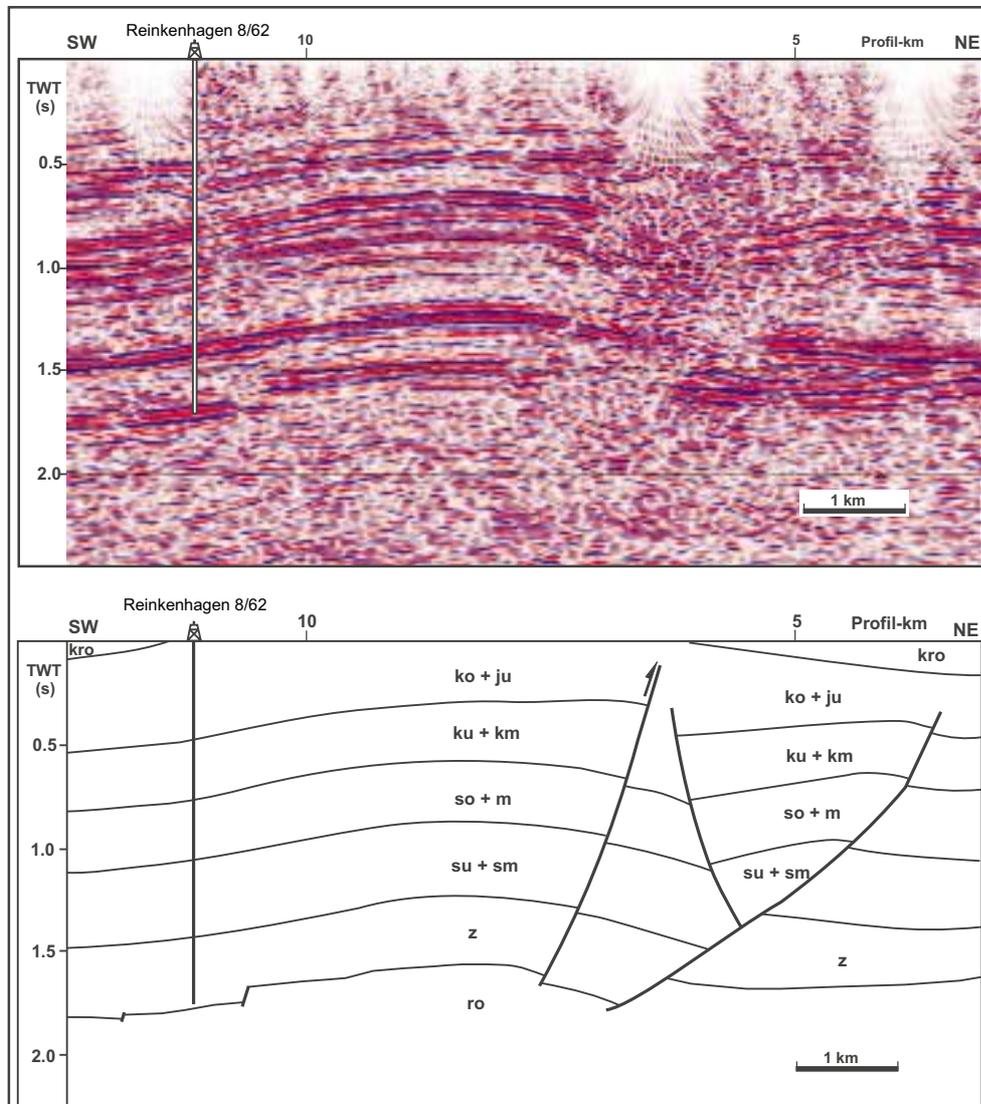


Abb. 16: Zeitmigrierte seismische Sektion und geologische Interpretation im Gebiet des Grimmener Walls. Eine schwach entwickelte *harpoon*-Struktur an der südwestlichen Aufschubung in der Einheit des Unteren und Mittleren Keupers belegt eine syn-sedimentäre Extension während des Keupers und die spätere Inversion am Ende der Oberkreide. Die Aufwölbung des Grimmener Walls ist dabei das Ergebnis des zunehmenden basalen Widerstands gegen die nordwärts gerichtete Deformation des Suprasalinars am Übergang von der Zechstein-Halit Beckenfazies im Süden zu den immobilien Beckenrand-Äquivalenten im Norden. An der Zechsteinbasis liegt Extension vor, da die im Zechstein aktiven Abschiebungen nicht vollständig invertiert worden sind.

Die Geometrie des Grimmener Walls weist ihn als *drag-related* aus, wie sie an den Rändern von Becken beobachtet werden, die kompressiv deformiert wurden, und bei denen Evaporite als

Ablösungshorizonte dienten (DAVIS & ENGELDER 1985). Dabei wird durch den abnehmenden Anteil mobiler Salze in der Zechsteinformation im Gebiet des Grimmener Walls die nordwärts gerichtete Deformation des Suprasalinars durch die plötzlich auftretende, starke basale Reibung behindert. Dieser Widerstand führte zur Hebung und zur teilweisen Überschiebung des Suprasalinars auf den Beckenrand. Vergleichbare Beispiele sind die *Hewlett fault zone* in der südlichen Nordsee (STEWART & COWARD 1995) oder die *Burning Spring anticline* im Zentralen Appalachen Plateau (DAVIS & ENGELDER 1985).

Durch Konzentration der Deformation auf das Suprasalinar wurden die ehemaligen Beckenrandstörungen an der Zechsteinbasis nur unvollständig invertiert und zeigen rezent Extension.

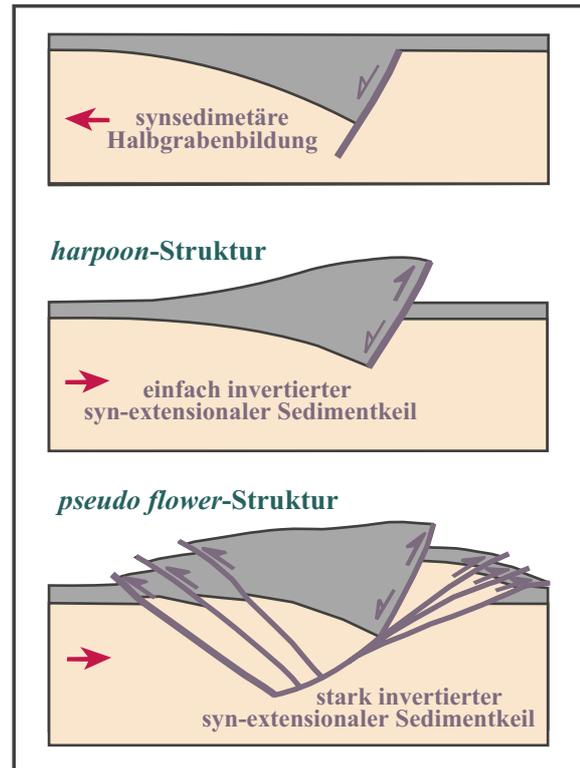


Abb. 17: Entstehung von *harpoon*- und *pseudo flower*-Strukturen nach McCLAY & BUCHANAN (1992).

Zeitliche Entwicklung: Die relativ konstanten Mächtigkeiten des Buntsandsteins und des Muschelkalkes weisen auf eine regionale und relativ gleichmäßige Absenkung im Gebiet des Grimmener Walls während dieses Zeitraumes hin. Für den Zeitraum des Unteren und Mittleren Keupers belegen sowohl die seismischen Daten dieser Arbeit (Abb. 16), als auch die in Bohrungen nachgewiesenen, stark schwankenden Mächtigkeiten, die Herausbildung eines Grabensystems (NEUMANN & SCHÖN 1975).

Ab dem Jura erfolgte eine weitere regionale Subsidenz. Hinweise für die Entwicklung während des Oberjuras und der Unterkreide liefern wiederum Bohrdaten (NEUMANN & SCHÖN 1975). Demnach ist dieser Zeitraum durch eine verstärkte Hebung des Grimmener Walls gekennzeichnet. Oberkretazische Sedimente nördlich und südlich dieser Struktur belegen eine erneute Sedimentation während dieser Zeit. Vermutlich an der Wende Kreide/Tertiär wird der Grimmener Wall schließlich herausgehoben und im Scheitelbereich bis in den Lias erodiert.

4.2.2 Pasewalker Störungszone

Lage: Profil-km 43-46

Aufbau: Die NW-SE streichende Pasewalker Störungszone (FRANKE et al. 1990, Anlage 1) besitzt eine Breite von ca. 3 km. Die Deformation innerhalb der Störungszone ist generell moderat. An Einzelstörungen sind die mesozoischen und känozoischen Schichten ca. 50-100 m durch Abschiebungen versetzt (Abb. 18).

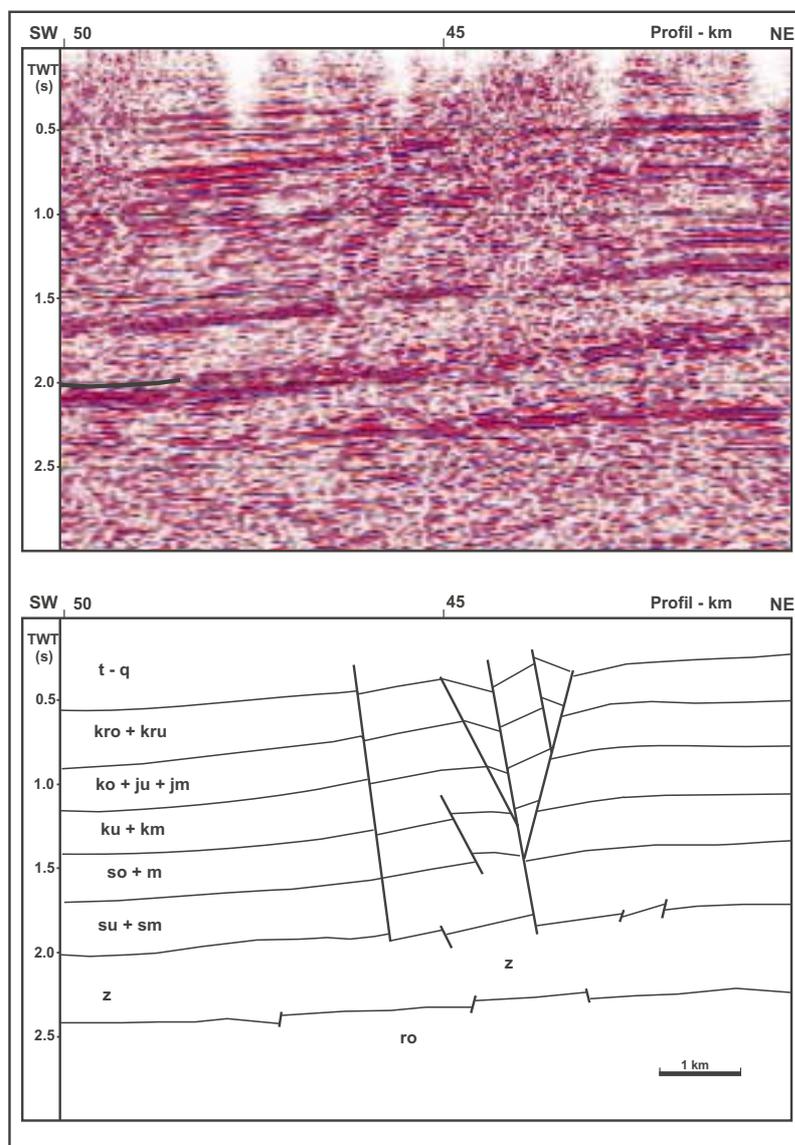


Abb. 18: Migration und Interpretation im Gebiet der Pasewalker Störungszone. Während das Suprasalinar moderat deformiert ist, treten an der Zechsteinbasis nur geringe Versätze auf. Die Ähnlichkeit mit einer *flower structure* weist auf eine Seitenverschiebungskomponente bei der Deformation.

Zum Liegenden werden die Versatzbeträge geringer. Das sehr steile Einfallen der Störungen mit ca. 60-70° und die generelle Ähnlichkeit mit einer *flower structure* könnte ein Hinweis auf eine Seitenverschiebungskomponente während der Deformation sein.

Die Zechsteinsequenz besitzt eine Mächtigkeit von 900-1000 m, die in Form eines Salzkissens geringer Amplitude vorliegt.

An der Zechsteinbasis unterhalb der Pasewalker Störungszone existieren einige Störungen mit geringen Versatzbeträgen, die sich aber nicht sicher mit den post-Zechstein Störungen korrelieren lassen.

In Bohrungen nachgewiesene, sehr geringmächtige Unterkreide von ca. 10 m lagert mit einer Schichtlücke auf Mitteljura. Darüber lagern jeweils durch Schichtlücken getrennt Oberkreide und die känozoischen Bildungen.

Zeitliche Entwicklung: Die Mächtigkeitsverteilung der triassischen und jurassischen Schichten weist auf eine regionale Absenkung während dieses Zeitraumes hin. Ab dem Oberjura war die Region bereits Abtragungsgebiet (BACH 1975). Geringmächtiger Sedimentation in der Unterkreide folgt schwache Hebung in der höheren Unterkreide und erneute Sedimentation der Oberkreide. Erneute Hebung mit anschließender Transgression findet am Beginn des Tertiärs statt.

Der Hauptanteil der Deformation ist post-Paleozän, wie der Versatz der Oligozänbasis und möglicherweise sogar noch jüngerer Schichten anzeigt.

4.2.3 Tützpatz

Lage: Profil-km 50-65

Aufbau: Das Suprasalinar bildet eine weitgespannte Antiklinale geringer Amplitude, deren Längsachse WNW-ESE streicht (Anlage 1). Relativ konstant mächtige Trias und Jura wird von in Bohrungen nachgewiesener, geringmächtiger Unterkreide diskordant überlagert. Darüber lagert ebenfalls diskordant Oberkreide, gefolgt von wiederum diskordant auflagerndem Tertiär.

Im Kern der Antiklinale befindet sich ein Salzkissen mit einer maximalen Salzmächtigkeit von ca. 1300 m. In Richtung der südlich gelegenen Struktur Gielow ist das Zechsteinsalz dagegen vollständig abgewandert, so daß die Basis des Buntsandsteins heute direkt auf den immobilen Evaporiten der Zechsteinbasis lagert.

Die Zechsteinbasis fällt kontinuierlich ohne bedeutende Versätze nach Süden, in Richtung Beckenzentrum, ein.

Zeitliche Entwicklung: Eine allmähliche Absenkung ohne Anzeichen für bedeutende tektonische Aktivität findet während der Trias und dem Jura statt. Der Beginn der Aufwölbung der Struktur Tützpatz ist nicht exakt datierbar. Wie bei der Pasewalker Störungszone ist sehr geringmächtige Unterkreide, mit einer Schichtlücke über Mitteljura lagernd, in Bohrungen nachgewiesen (Hoth et al. 1993). Daher ist die in den seismischen Daten erkennbare Winkeldiskordanz aber wahrscheinlich der Basis Unterkreide zuzuordnen, was eine Erosion an der Wende Jura/Kreide bedeuten würde. Mit der Alb-Transgression wird das Gebiet wieder Sedimentationsgebiet. Die Bildung einer kleinen Randsenke während der Oberkreide nördlich der Struktur Tützpatz belegt fortgesetztes Wachstum der Struktur und weitere Salzabwanderung in das südlich gelegene Salzkissen während dieser Zeit. Eine schwache Hebung erfolgte an der Grenze Oberkreide/Tertiär, was zu einer mit geringfügiger Abtragung der Schichten im Scheitelbereich führte. In der benachbarten Randsenke wird dagegen weiter kontinuierlich sedimentiert. Eine fortgesetzte Salzmobilität im Tertiär wird durch leicht überhöhte Mächtigkeiten in der Randsenke angezeigt.

4.2.4 Gielow

Lage: Profil-km 65-75

Aufbau: Die Struktur Gielow ist Teil der NW-SE streichenden Rostock-Gramzow Störungszone (Anlage 1). Wesentliches Element im untersuchten Profil ist eine ca. 10 km breite, etwa symmetrische Mulde (Abb. 19). Im seismischen Intervall zwischen Top Muschelkalk und Transgression Dolomitkeuper-Serie treten erhöhte Sedimentmächtigkeiten von mehreren hundert Metern im Vergleich zu benachbarten Gebieten auf (Abb. 19). Zu den Rändern dieser NNE-streichenden Mulde nimmt die Mächtigkeit kontinuierlich ab, ohne daß auf den untersuchten Profilen bedeutende Grabenrand-Störungen erkennbar wären. Wie weiter nördlich, sind sehr geringmächtige Ablagerungen der Unterkreide aus Bohrungen bekannt. Sie lagern hier über oberem Mitteljura. Darüber folgt relativ ungestörte Oberkreide und Tertiär.

Die Aufwölbung der Schichten und die seismische Transparenz im zentralen Bereich der Struktur Gielow deuten auf einen Salzkörper im internen Teil dieser Mulde unterhalb des Reflektors der Dolomitkeuper-Serie. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine laterale Intrusion von Zechsteinsalz, das von der benachbarten diapirischen Struktur stammt (Anlage 1). Durch die Abwanderung des Salzes unter der Gielower Mulde sanken die post-Zechstein Sedimente auf die Basis Zechstein herab. Die Basis Zechstein weist eine relativ ungestörte Lagerung auf.

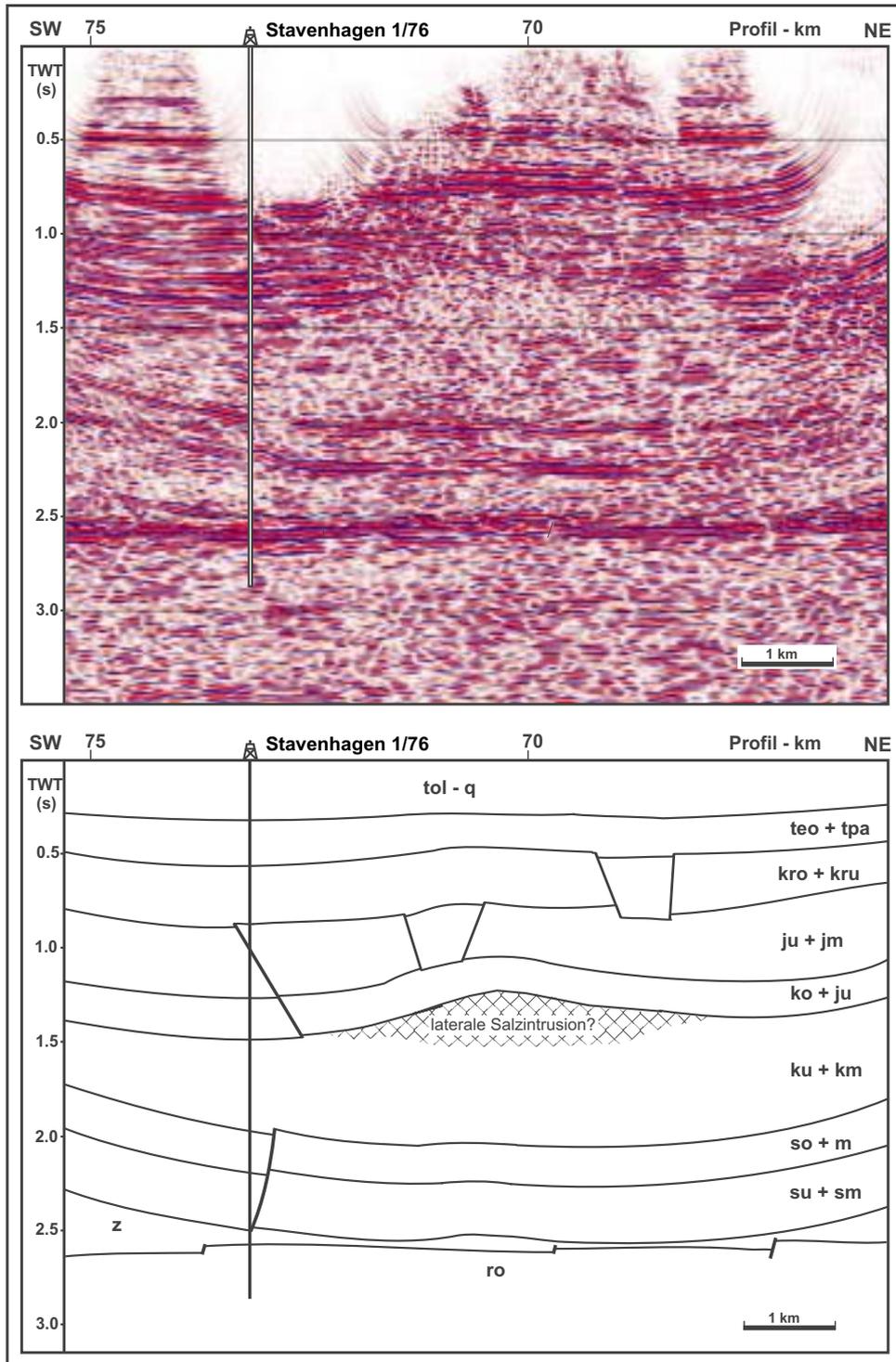


Abb. 19: Migrierte seismische Sektion und geologische Interpretation der Struktur Gielow. Die starke Mächtigkeitszunahme der Sequenz des Unteren und Mittleren Keupers steht im Zusammenhang mit der Herausbildung des N-S streichenden Rheinsberger Troges parallel zum Rheinsberger Tiefenbruch. Im zentralen Teil wird eine laterale Intrusion von Zechstein-Salz vermutet, die zu einer Aufwölbung der darüberlagernden Schichten geführt hat. Das starke „Hochziehen“ der Reflexionen im oberen Laufzeitbereich rechts der Bohrung und am rechten Bildrand ist durch die Migration verursacht und nicht real.

Zeitliche Entwicklung: Parallele Reflexionen im Buntsandstein und Muschelkalk belegen eine relativ ruhige, von regionaler Subsidenz gesteuerte Sedimentation. Beginnende Muldenbildung findet im Zeitraum Unterer und Mittlerer Keuper statt. Die parallelen Reflektoren des Jura weisen darauf hin, daß während dieser Zeit die Grabenbildung beendet war. Einer Hebung und Erosion an der Wende Oberjura/Unterkreide folgte eine geringe Sedimentation in der Unterkreide. Nach einer Transgression im Alb unterliegt das Gebiet an der Wende Kreide/Tertiär erneut einer Hebung und Erosion. Neben verstärkten Salzbewegungen im Keuper, die die erhöhten Sedimentmächtigkeiten kompensierten, kommt es zu weiterem Salzzug unterhalb der Mulde in der Oberkreide und im Tertiär.

4.2.5 Hinrichshagen

Lage: Profil-km 75-90

Aufbau: Das Profil BASIN 9601 verläuft über die östliche Flanke der Struktur Hinrichshagen, die mit ihrer Längsachse etwa NW-SE streicht (Anlage 1). Es handelt sich um eine schwach N-vergente Antiklinale mit geringer interner Deformation.

Im Kern der Antiklinale befindet sich ein Salzkissen, das eine Amplitude von ca. 1800-1900 m aufweist. Nördlich und südlich dieser Struktur ist das Salz vollständig abgewandert, so daß die post-Zechstein Sedimente wieder direkt auf der Zechsteinbasis lagern, die keine bedeutenden Störungen aufweist.

Trias und Jura sind im Gegensatz zur benachbarten Struktur Gielow ohne Mächtigkeitsschwankungen ausgebildet. Etwa 45 m mächtige Unterkreide, die in einer Bohrung an der nördlichen Flanke nachgewiesen wurde, lagert mit schwacher Diskordanz darüber. Darüber folgen, relativ ungestört, die Ablagerungen der Oberkreide und des Känozoikums. Bedeutende Abtragung an der Wende Jura/Kreide bzw. Kreide/Tertiär sind nicht erkennbar. Eine Randsenke mit leicht überhöhten Mächtigkeiten belegt Salzabwanderung während der Oberkreide und des Tertiärs.

Zeitliche Entwicklung: Weiträumige Subsidenz erfaßte das Gebiet der Struktur Hinrichshagen in der Trias und im Jura. Die Schichtlücke zwischen Mitteljura und Unterkreide deutet möglicherweise auf eine schwache Aufwölbung und geringe Erosion an der Wende Jura/Kreide. Erneute regionale Absenkung erfolgte während der Oberkreide, gefolgt von Hebung und Erosion an der Wende Kreide/Tertiär.

4.2.6 Malchow

Lage: Profil-km 90-105

Aufbau: Die Struktur Malchow ist eine Antiklinale, deren Längsachse NW-SE streicht (Anlage 1). Die Antiklinale ist asymmetrisch mit einer etwa 5° einfallenden Südflanke und einer etwas steileren und kürzeren Nordflanke (Abb. 20). Während südlich der Struktur Malchow der mobile Anteil der Zechstein-Formation vollständig abgewandert ist, befinden sich unter der nördlichen Flanke im Profil noch etwa 900-1000 m Zechstein-Salze.

Das Salzkissen im Kern der Antiklinale besitzt im Profil etwa eine Breite von 18 km mit einer Amplitude von ca. 1400 m.

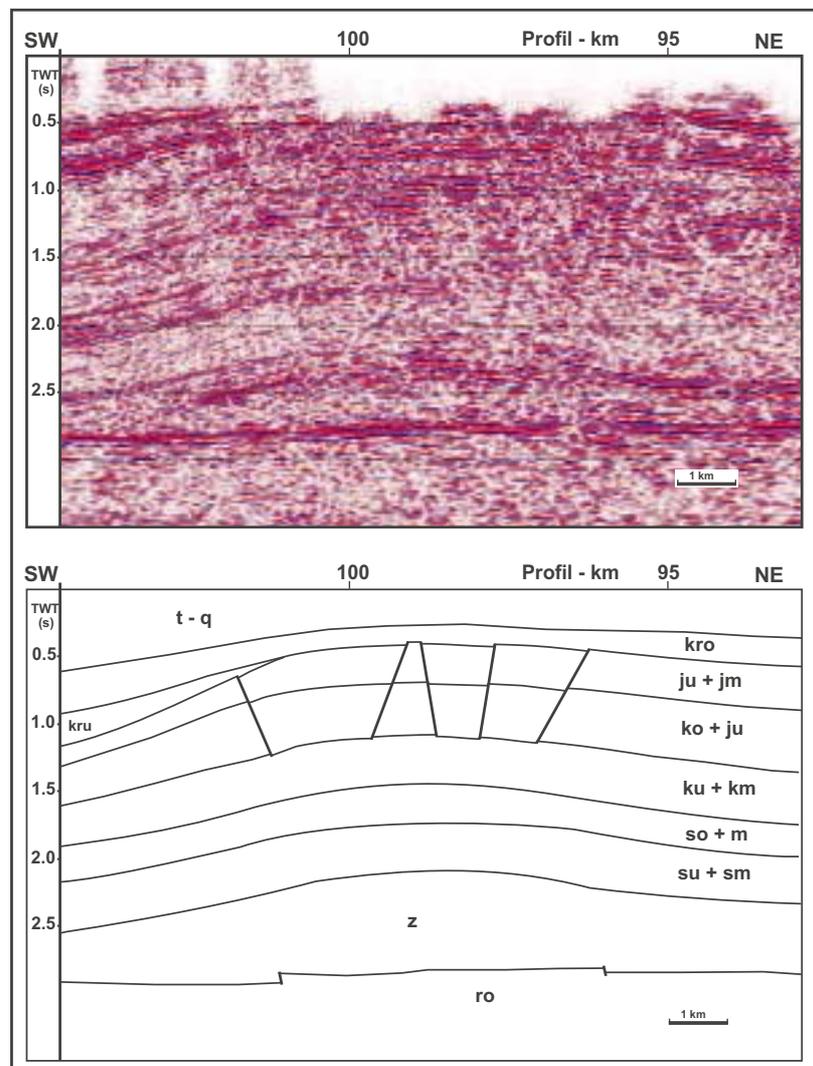


Abb. 20: Struktur Malchow (Migration und Interpretation). Über nahezu ungestört lagernder Zechsteinbasis befindet sich die Antiklinale Malchow, in deren Kern sich ein Salzkissen mit einer Amplitude von ca. 1400 m befindet.

Unterhalb der Antiklinale ist die Zechsteinbasis ungestört und fällt etwa 1° in Richtung Beckenzentrum ein.

Die Ablagerungen der Trias und des Jura weisen konstante Mächtigkeiten auf. Darüber lagert mit schwach ausgeprägter Diskordanz Unter- und Oberkreide, sowie mit einer Schichtlücke relativ ungestörtes Tertiär.

Zeitliche Entwicklung: Regionale Subsidenz erfolgte während des Buntsandsteins und des Muschelkalkes. Die Mächtigkeitszunahme im Unteren und Mittleren Keuper steht mit der Bildung der Struktur Gielow in Zusammenhang. Die fortgesetzte, abgeschwächte Absenkung im Jura wird unterbrochen von Hebung und Erosion an der Wende Oberjura/Unterkreide. Der Transgression im Alb folgt erneute schwache Hebung und Erosion an der Wende Kreide/Tertiär.

4.2.7 Königsberg

Lage: Profil-km 135-145

Aufbau: Das untersuchte Profil verläuft auf dem westlichen Rand der NW-SE streichenden Salzkissenstruktur Königsberg (Anlage 1).

In der Reflexionsseismik erscheint die Struktur als eine N-vergente Antiklinale mit einer Wellenlänge von ca. 15 km. Die steilere Nordflanke besitzt ein Einfallen von ca. $25-30^\circ$, die südliche Flanke fällt mit ca. 15° ein (Abb. 21).

Das Salzkissen im Kern der Antiklinale besitzt wie die Suprasalz-Sedimente eine asymmetrische N-vergente Form mit einer Amplitude von ca. 2000 m.

Die Zechsteinbasis ist im gesamten Bereich der Struktur Königsberg sehr gering deformiert.

Trias und Jura zeigen konstante Mächtigkeiten. Unter- und Oberkreide sind nur noch in Resten in kleinen Gräben und Halbgräben im Scheitelbereich der Antiklinale erhalten geblieben. Das Känozoikum lagert über dem erosiv gekappten Scheitel diskordant über den mesozoischen Schichten.

An der Nordflanke der Struktur Königsberg ist eine Randsenke mit mächtigen Unter- und Oberkreidesedimenten entwickelt. Unter der Randsenke ist das ehemals vorhandene Zechsteinsalz nahezu vollständig abgewandert, so daß die Buntsandsteinbasis auf einer Breite von ca. 15 km auf den immobilen Evaporiten nahe der Zechsteinbasis lagert (Abb. 21). An der Basis der Unterkreide treten in der Seismik markante *reflection truncations* auf (schwarze Pfeile in Abb. 21), die eine diskordante Lagerung der Unterkreide über den jurassischen Schichten belegen.

Durch die *reflection truncations* wird deutlich, daß im Gebiet des heutigen Muldenzentrums an der Wende Jura/Kreide tiefgreifender erodiert wurde als an den Muldenrändern, im Bereich der heutigen Antiklinale Königsberg.

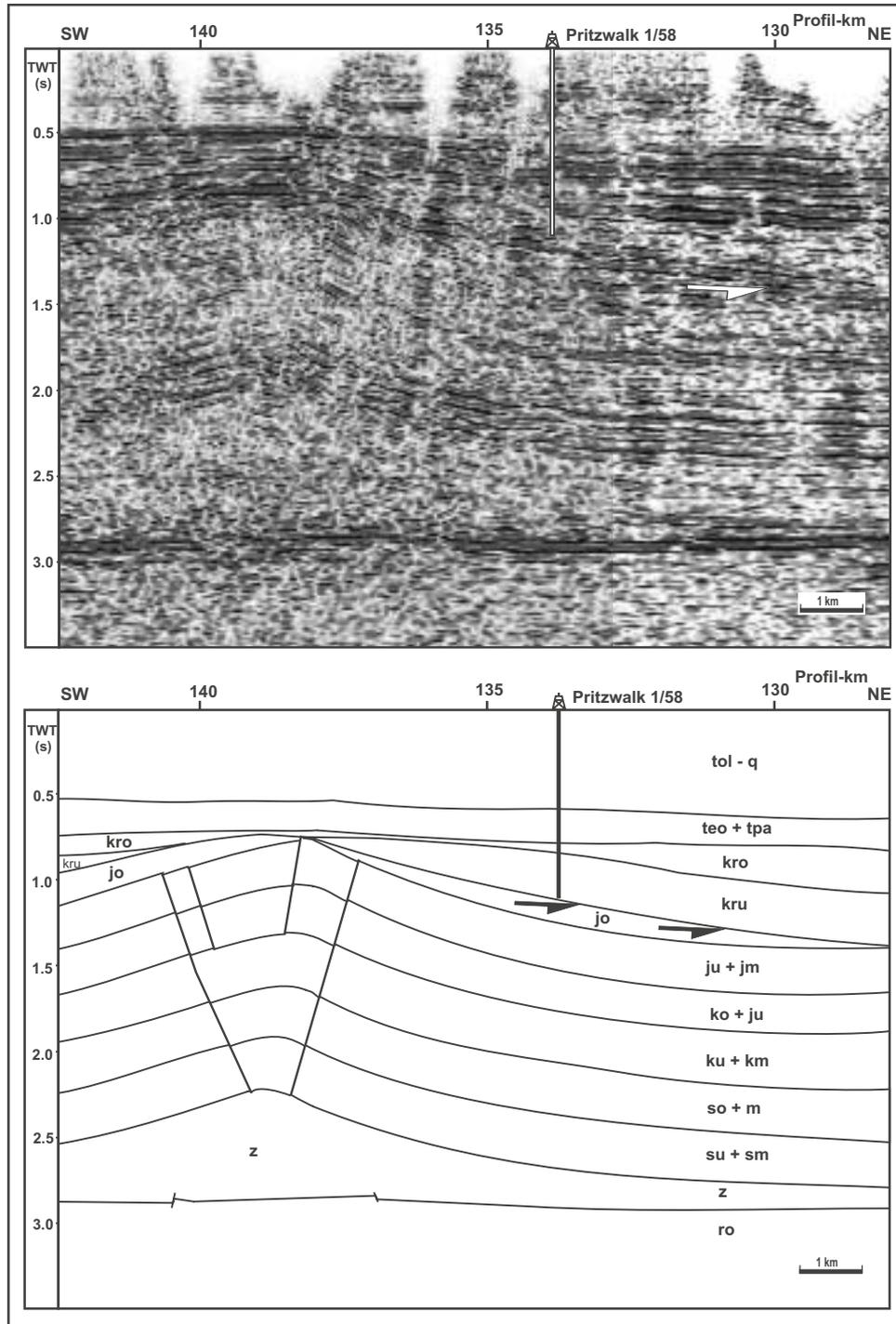


Abb. 21: Migrierte seismische Sektion mit der Struktur Königsberg. Die schwach nordvergente Antiklinale wird im Norden von einer mächtigen Randsenke begleitet. *Reflection truncations* (schwarze Pfeile) belegen eine prä-kretazische Erosion, die im zentralen Bereich der Randsenken (rechter Bildrand) am stärksten war.

Das hat zur Folge, daß die jurassischen Sedimente an den Rändern der kretazischen Randsenke heute mächtiger und stratigraphisch vollständiger vorhanden sind. Der Erosionsbetrag ist im zentralen Bereich der Randsenke ca. 400 m höher als an den Muldenrändern.

Zeitliche Entwicklung: Regionale Subsidenz findet ohne bedeutende tektonische Aktivität in der Trias und im Jura im Bereich der heutigen Antiklinale Königsberg statt. Die Grabenbildung im Scheitelbereich der Struktur Königsberg weist auf eine beginnende Aufwölbung dieser Struktur mit Beginn der Unterkreide. Fortgesetztes Wachstum der Antiklinale in der Unter- und Oberkreide wird begleitet von Salzabwanderung aus dem Gebiet der Randsenke, wo eine kontinuierliche Sedimentation während dieser Zeit stattfand. Erneute Hebung und Erosion im Scheitel der heutigen Antiklinale an der Wende Kreide/Tertiär. Regionale Subsidenz erfaßt das gesamte Gebiet im Tertiär.

4.2.8 Bad Wilsnack

Lage: Profil-km 170-174

Aufbau: Das Profil BASIN 9601 quert die NW-SE streichende Struktur Bad Wilsnack unmittelbar westlich vom Salzdurchbruch des Diapirs Bad Wilsnack, der sich unmittelbar nördlich der Elbe befindet (Anlage 1).

Im reflexionsseismischen Profil handelt es sich um eine schwach S-vergente Antiklinale mit einer Breite von ca. 15 km. Der Nordflügel fällt mit etwa 15-20°, die Südflanke mit etwa 20-25° ein (Abb. 22).

Im Kern der Antiklinale befindet sich ein keilförmiges Zechsteinsalzkissen mit einer Amplitude von 1400-1500 m. Nördlich und südlich ist das Zechsteinsalz vollständig abgewandert, so daß die post-permischen Sedimente direkt auf der Basis Zechstein lagern.

Die Basis Zechstein lagert über große Distanzen ungestört bzw. zeigt nur geringe Versätze. Direkt unterhalb des Salzkissens verhindern Geschwindigkeitsverzerrungen im seismischen Profil die genaue Analyse der Lagerungsverhältnisse.

Der interne Bereich der Antiklinale ist gestört und weist eine Vielzahl kleiner Gräben und Halbgräben auf, die vermutlich durch die Dehnung im Scheitelbereich während der Aufwölbung entstanden sind. An den Flanken der Antiklinale sind eine Reihe von Störungen mit Versätzen meist um die 100 m entwickelt, die auf die mesozoische Schichtenfolge beschränkt sind und sich nicht in die tertiären Schichten verfolgen lassen. Eine räumliche Übereinstimmung zwischen subsalinen und suprasalinen Störungen ist nicht erkennbar.

Das Tertiär lagert mit einer erosiven Diskordanz über den verstellten, mesozoischen Schichten und fällt leicht nach Norden ein. Durch die prä-tertiäre Aufwölbung und Erosion lagern im Scheitel der Antiklinale mitteljurassische Sedimente unter Tertiär. Nördlich der Struktur Bad Wilsnack, bei Profil-km 146, erreicht die Basis Zechstein mit ca. 4850 m ihren tiefsten Punkt entlang des Profils BASIN 9601.

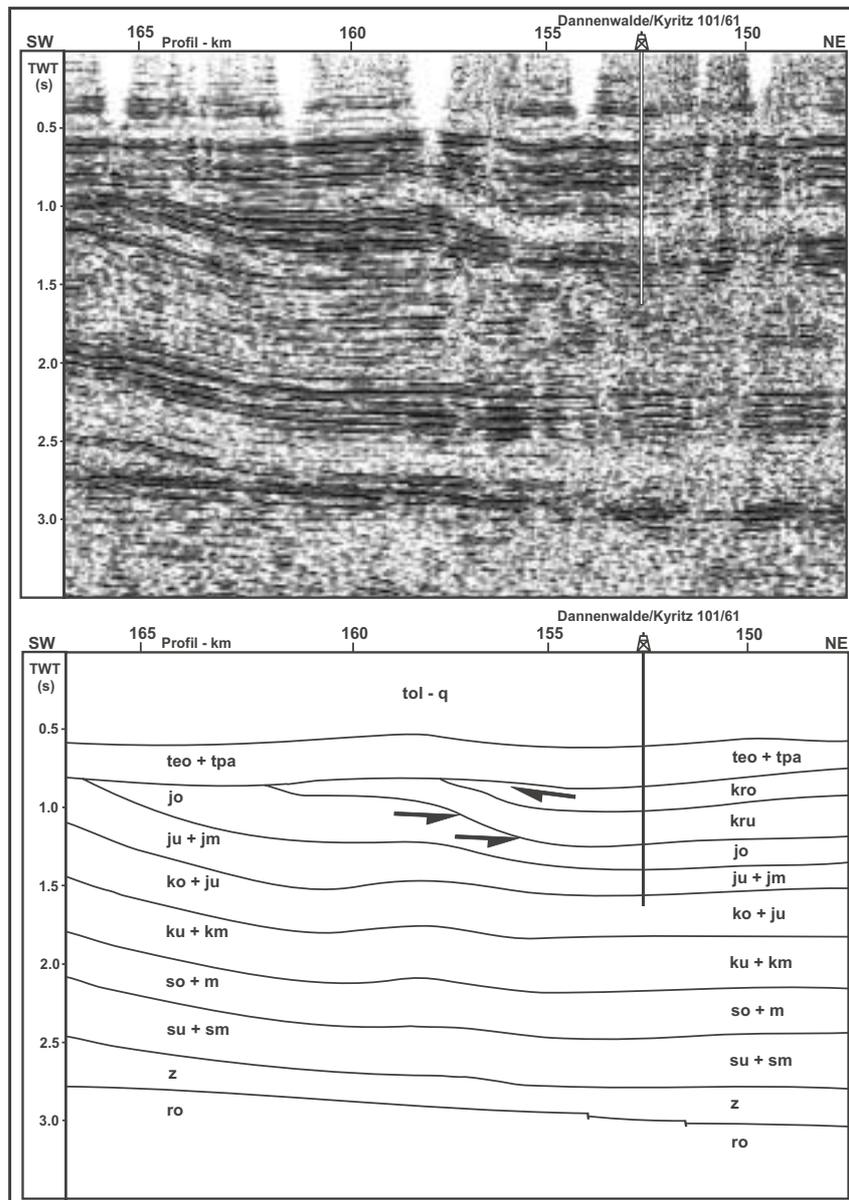


Abb. 22: Migriertes seismisches Profil und geologische Interpretation aus dem Gebiet nördlich der Antiklinalstruktur Bad Wilsnack. Wie nördlich der Struktur Königsberg tritt hier das Phänomen der „Randsenken in horizontalen Schichten“ auf. Die tieferegreifende Erosion unter der kretazischen Randsenke im Vergleich zu den Gebieten unter den Senkenrändern weist darauf hin, daß sich im Bereich nördlich des Profil-km 160 der Scheitel einer oberjurassischen Antiklinale befand, die in der Unterkreide kollabierte.

Die Lagerungsverhältnisse hier ähneln stark den Verhältnissen nördlich der Struktur Königsberg. Durch die Abwanderung des Zechsteinsalzes nördlich der Antiklinale Bad Wilsnack lagert die Buntsandsteinbasis direkt auf den immobilen Evaporiten der Zechsteinbasis (Abb. 22). Trias und Jura lagern annähernd horizontal und sind generell gering gestört. An der Basis der Unterkreide treten wiederum deutliche *reflection truncations* auf, die eine Winkeldiskordanz zwischen den jurassischen und unterkretazischen Schichten anzeigen. Wie im Gebiet nördlich der Struktur Königsberg wurde im Gebiet des heutigen Muldenzentrums stärker erodiert als an den Muldenrändern. Der Erosionsbetrag ist wie bei der Struktur Königsberg im zentralen Bereich ca. 400 m höher.

Zeitliche Entwicklung: Regionale Absenkung fand in der Trias und dem Jura sowohl im Bereich der heutigen Struktur Bad Wilsnack als auch nördlich davon im Gebiet der heutigen Mulde statt. An der Wende Jura/Kreide begannen erste Aufwölbungen an der Struktur Bad Wilsnack und ebenfalls Aufwölbungen im Bereich der heutigen Mulde nördlich davon. Ähnlich den Verhältnissen nördlich von Königsberg brach die im Gebiet des heutigen Muldenzentrums entstandene Antiklinale an der Wende Jura/Kreide in sich zusammen und wurde ab der Unterkreide zu einer Senke mit kontinuierlicher Sedimentation. Die Struktur Bad Wilsnack blieb dagegen als Antiklinale erhalten und setzte ihr Wachstum fort. Eine Hebung an der Wende Kreide/Tertiär führt zu Erosion im Scheitel der Antiklinale Bad Wilsnack. Nach der Transgression im Känozoikum wird das Gebiet von regionaler Subsidenz erfaßt.

4.2.9 Meseberg

Lage: Profil-km 185-195

Aufbau: Das Profil quert den zentralen Bereich des E-W streichenden Diapirs Meseberg, der eine Breite von etwa 21 km besitzt (Abb. 23). Die Flanken fallen mit ca. 25-30° ein, wobei die südliche Flanke geringfügig steiler geneigt ist als die nördliche.

Die Salzakkumulation im Zentrum des Diapirs erreicht im Profil eine Amplitude von ca. 4000 m. Etwa 7-8 km nördlich und südlich des Diapirs ist das mobile Salz fast vollständig abgewandert und die Buntsandsteinbasis lagert auf der Basis Zechstein. Unter den Flanken der Struktur Meseberg weist die Zechsteinbasis eine ungestörte Lagerung auf. Die aus einer Bohrung bestimmte Basis des Zechsteins liegt nahe dem Zentrum der Struktur bei 3870 m Tiefe. Die Lagerungsverhältnisse der Zechsteinbasis unter der Salzintrusion ist wegen einer starken Geschwindigkeitsverzerrung in der Zeitsektion unklar.

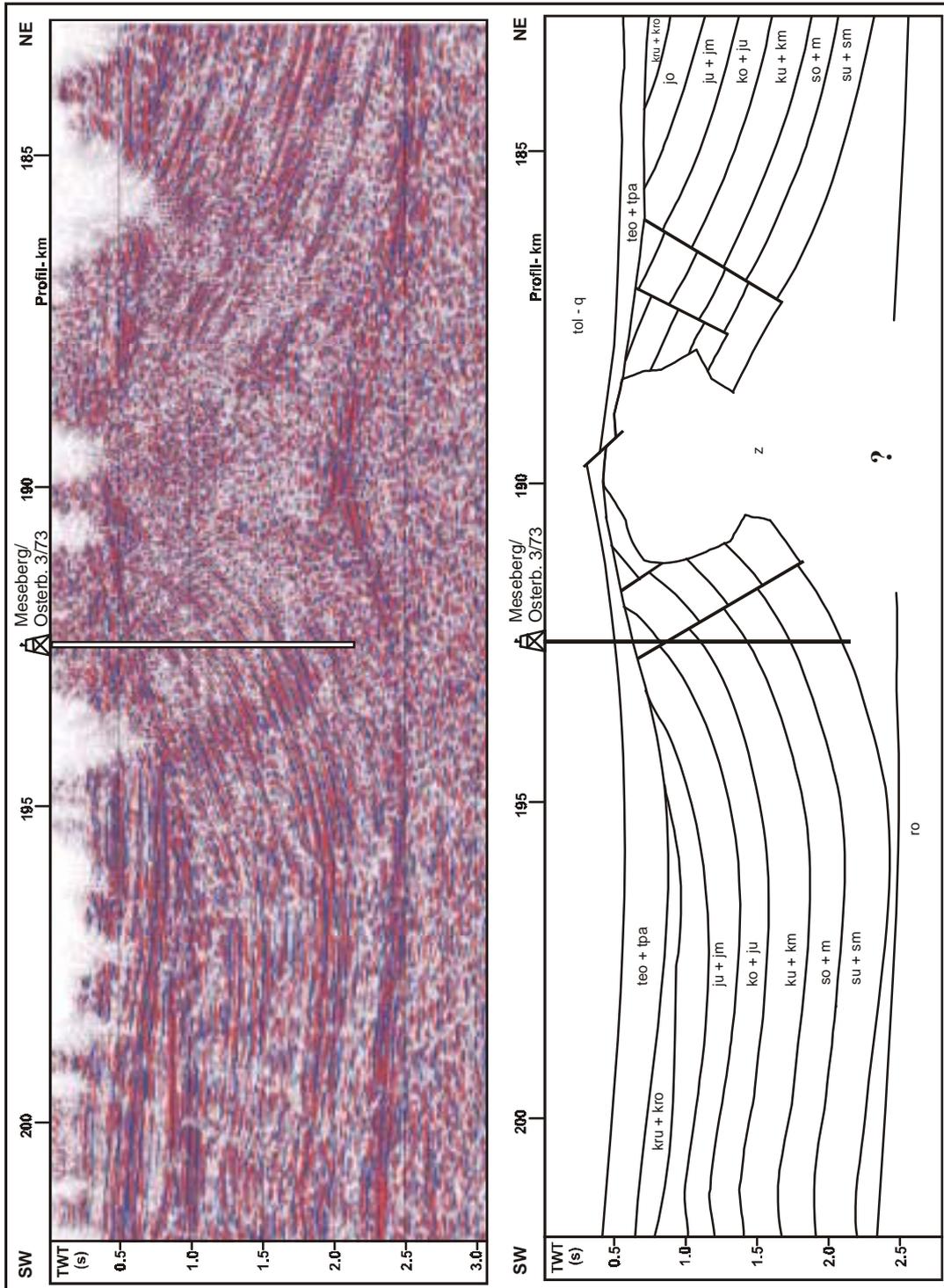


Abb.23: Zeitmigration und geologische Interpretation der Struktur Meseberg. Im zentralen Teil dieser Struktur befindet sich ein Diapir, der einem Salzkissen aufsitzt. Die Lagerungsverhältnisse der Zechsteinbasen sind unsicher. Die Diskordanz an der Basis der sekundären Randsenke zeigt den prä-tertiären Durchbruch des Salzes an.

An den Flanken des Diapirs Meseberg verlaufen die Reflexionen der triassischen und jurassischen Schichten streng parallel und zeigen keine bedeutenden Störungen. Im Umfeld des Diapirs sind eine primäre und eine sekundäre Randsenke ausgebildet. Die Diskordanz an der Basis des Tertiärs besitzt an dieser Struktur zwei Bedeutungen. Zum einen hat sie den Charakter der beckenweit beobachtbaren Diskordanz und schneidet im Scheitelbereich der Antiklinale die steilgestellten jurassischen und triassischen Schichten erosiv ab. Zum anderen besitzt sie hier zusätzlich die Bedeutung der Diskordanz an der Basis von sekundären Randsenken, mit deren Hilfe der Durchbruch des Diapirs auf die Grenze Oberkreide/Tertiär datiert werden kann. Im Top der Struktur Meseberg belegt der Versatz der Basis Tertiär um etwa 150 m eine post-kretazische Tektonik.

Durch die fortgesetzte Salzabwanderung im Tertiär unterhalb der Diapirflanken sanken die post-Zechstein Schichten in der Nähe des Diapirs immer weiter ab, was zu einer Verkippung der tertiären Sedimente in Richtung des Diapirs führte.

Zeitliche Entwicklung: In der Trias und im Jura senkt sich das Gebiet um den Diapir Meseberg allmählich ab. Eine beginnende Salzakkumulation mit Beginn der Unterkreide belegen die primären Randsenken. In der Oberkreide setzt sich die Salzabwanderung in das ehemalige Salzkissen fort. An der Wende Kreide/Tertiär wird die Struktur Meseberg herausgehoben, was eine Abtragung der Sedimente im Scheitelbereich zur Folge hatte. Im Känozoikum senkt sich das Gebiet wieder weiträumig ab. Das Salz wandert während dieser Zeit weiter in den Diapir.

4.2.10 Groß Schwechten

Lage: Profil-km 205

Aufbau: Das Profil verläuft über die nordwestliche Flanke der Struktur Groß Schwechten. Die Struktur ist Teil der NW-SE verlaufenden und 5 km breiten Störungszone Lüge-Liesten-Meißdorf (Anlage 1). Im Gegensatz zu den weiter südlich verlaufenden Störungszonen Kakerbeck-Mahlfuhl und Altmersleben-Demker ist diese Störungszone jedoch in ihrem Streichen nicht durchgängig entwickelt, sondern besteht aus einer Reihe isolierter Strukturen, die dem übergeordneten NW-SE Trend folgen. Wenige Kilometer südöstlich des Profils BASIN 9601 befindet sich der Diapir Groß Schwechten.

Im untersuchten Profil handelt sich um eine asymmetrische Antiklinalstruktur geringer Amplitude. Fehlende eindeutige Reflexionen im Scheitel der Struktur lassen einen hohen Salzanteil im Innern

der Antiklinale vermuten. Unter dem zentralen Teil sind wenige 100 m Zechsteinsalz erhalten, unter den Flanken ist das Salz vollständig in Richtung des Diapirs Groß Schwechten abgewandert. Die Zechsteinbasis zeigt einige Störungen mit 150 m – 250 m Versatz, die sich nicht in die mesozoischen Schichten fortsetzen. Während der interne Bereich der Antiklinale deformiert ist, lagert in der Umgebung nur sehr gering gestörtes Mesozoikum.

Nördlich und südlich der Struktur Groß Schwechten sind kretazische Randsenken ausgebildet. Allerdings ist die Unterkreide auf der nördlichen Seite mächtiger entwickelt. Auf dem Scheitel der Antiklinale ist geringmächtige Oberkreide in Bohrungen nachgewiesen worden. *Reflection truncations* an der Basis Unterkreide zeigen ein Relief und Erosion an. Das Tertiär lagert ungestört mit leichtem Einfallen nach Norden über allen anderen Strukturen.

Zeitliche Entwicklung: Während der Trias und dem Jura war das Gebiet durch gleichmäßige Absenkung ohne bedeutende tektonische Aktivität gekennzeichnet. Mit Beginn der Unterkreide war bereits eine Antiklinale geringer Amplitude vorhanden, was mit der beginnenden Entwicklung des Diapirs Groß Schwechten in Zusammenhang stand. In der höheren Unterkreide erfolgte eine schwache Heraushebung mit Erosion. In der Oberkreide war diese Region wieder Sedimentationsgebiet. An der Wende Kreide/Tertiär wird die Struktur erneut schwach herausgehoben. Im Känozoikum unterliegt das Gebiet weiträumiger Absenkung.

4.2.11 Berkau

Lage: Profil-km 215-220

Aufbau: Die untersuchte Struktur gehört zum NW-SE streichenden Strukturzug Altmersleben-Demker, dem nördlichsten der dem Gardelegener Abbruch vorgelagerten, und in ihrem Streichen durchgängigen, Strukturzüge.

Im seismischen Profil handelt sich es um eine asymmetrische, weitgespannte Antiklinale mit einer schwachen N-Vergenz (Abb. 24). Im Top der Antiklinale sind Reste von Unterkreide erbohrt worden, die in kleinen Gräben erhalten geblieben sind.

Im Kern der Struktur Berkau befindet sich ein Salzkeil mit einer Amplitude von 700-800 m. An den Flanken der Antiklinale ist das Zechsteinsalz fast vollständig abgewandert.

Die Basis Zechstein weist unterhalb des Antiklinalkerns einen Versatz von mehreren 100 m auf. Diese Störung scheint sich durch das gesamte Mesozoikum durchzupausen und bewirkt weiterhin, daß die Zechsteinbasis nördlich dieser Störung nach Norden und südlich davon nach Süden einfällt. Durch die südwärtige Neigung der Zechsteinbasis befindet sich die Basis der

mesozoischen Sedimente südlich der Struktur Altmersleben einige hundert Meter tiefer als im Norden.

An den Flanken der Antiklinale Berkau ist geringmächtige Unter- und Oberkreide in kleineren Randsenken vorhanden. Nördlich der Struktur Berkau weisen *reflection truncations* an der Basis der Unterkreide darauf hin, daß zu diesem Zeitpunkt in diesem Gebiet bereits ein Relief vorhanden war. Wie bei den Strukturen Königsberg und Bad Wilsnack sind im Bereich der rezenten Mulde südlich der Struktur Berkau die jurassischen Sedimente tiefer erodiert als im Scheitelbereich. Tertiär lagert erosiv auf dem Top der Struktur und ist nur schwach geneigt.

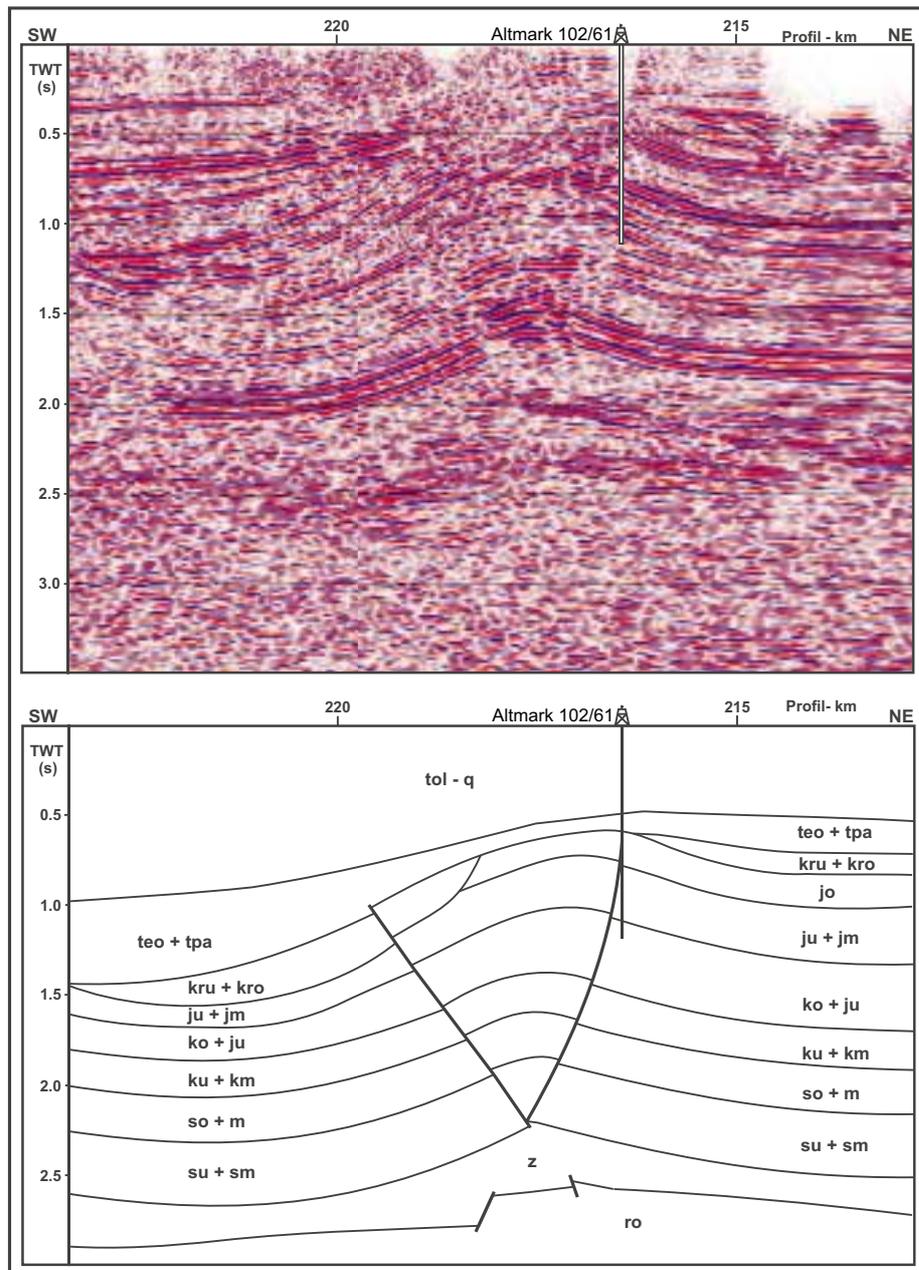


Abb. 24: Migration und Interpretation der Struktur Berkau. Im zentralen Bereich der Antiklinale ist eine *pop-up* – Struktur ausgebildet, die das Ergebnis einer lateralen Einengung ist. Die Basis Zechstein zeigt Versätze von mehreren hundert Metern.

Zeitliche Entwicklung: Weiträumige Absenkung mit ausgleichender Sedimentation findet während des Perms und der Trias statt. Im Jura treten nördlich der Struktur Berkau erhöhte Jura-Mächtigkeiten auf. Mit Beginn der Unterkreide bildete sich nördlich der Struktur Berkau eine schwache Antiklinalstruktur heraus. Im Gebiet der heutigen Antiklinale war wahrscheinlich eine Randsenke vorhanden. Nach einer Hebung und Erosion in der höheren Unterkreide setzt in der Oberkreide wieder Sedimentation ein. An der Wende Kreide/Tertiär bildet sich die Struktur Berkau als Antiklinale heraus. Nachfolgend wird der Scheitel der Struktur erosiv gekappt und im Känozoikum von regionaler Subsidenz erfaßt.

4.2.12 Bockelberg

Lage: Profil-km 225

Aufbau: Die Struktur Bockelberg ist Teil der NW-SE streichenden Strukturzone Kakerbeck/Mahlpfehl, die sich etwa 10 km nördlich der Gardelegener Störung befindet und parallel zu dieser verläuft (Anlage 1).

In der Reflexionsseismik erscheint die Struktur als eine 4-5 km breite Zone, in der mesozoische Schichten nach Norden überschoben wurden (Abb. 25). Die Überschiebungsbahn befindet sich an der Basis des Buntsandsteins und fällt mit ca. 30° nach Süden ein. Im Liegenden endet die Überschiebung in der Zechstein-Formation. Möglicherweise unterstützte eingepreßtes bzw. mitgeschlepptes Zechsteinsalz das Überschieben und diente als Ablösungshorizont.

Die Schichten der Liegendscholle sind direkt unterhalb der Überschiebungsbahn in der Seismik nicht eindeutig abgebildet. Einzelne Reflektorelemente weisen jedoch darauf hin, daß die Schichten aufgerichtet sind und mit ca. 30° nach Norden einfallen. Etwa 1,5 km nördlich und südlich der Überschiebung lagern wegen vollständiger Salzabwanderung die post-Zechstein Sedimente direkt auf der Zechsteinbasis. Die Überschiebung wird im zentralen Teil mit scharfer Diskordanz vom Känozoikum überlagert. Durch die Steilstellung der Schichten wurden die mesozoischen Schichten südlich der Überschiebung bis zur Buntsandsteinbasis erosiv abgeschnitten. Die känozoischen Sedimente lagern in einer Senke über der Struktur Bockelberg, wobei die größte Mächtigkeit von etwa 1200 m genau oberhalb der Überschiebung erreicht wird.

Im Kern der Überschiebung ist eine keilförmige Salzstruktur mit einer Ausdehnung von etwa 3 km ausgebildet, die eine Amplitude von etwa 1500 m besitzt.

Neben einer Reihe kleinerer Störungen mit Versätzen um die 100-150 m wird die Zechsteinbasis an einer größeren Störung etwa 400-500 m gegenüber dem nördlichen Teil versetzt. Dadurch fällt die Zechsteinbasis in diesem Gebiet mit ca. 5° nach Süden ein. Diese Störung läßt sich in den

mesozoischen Sedimenten nicht nachweisen. Die Mächtigkeiten der triassischen und jurassischen Schichten sind relativ konstant. Nördlich und südlich ist in verstellten Randsenken Unter- und Oberkreide erhalten.

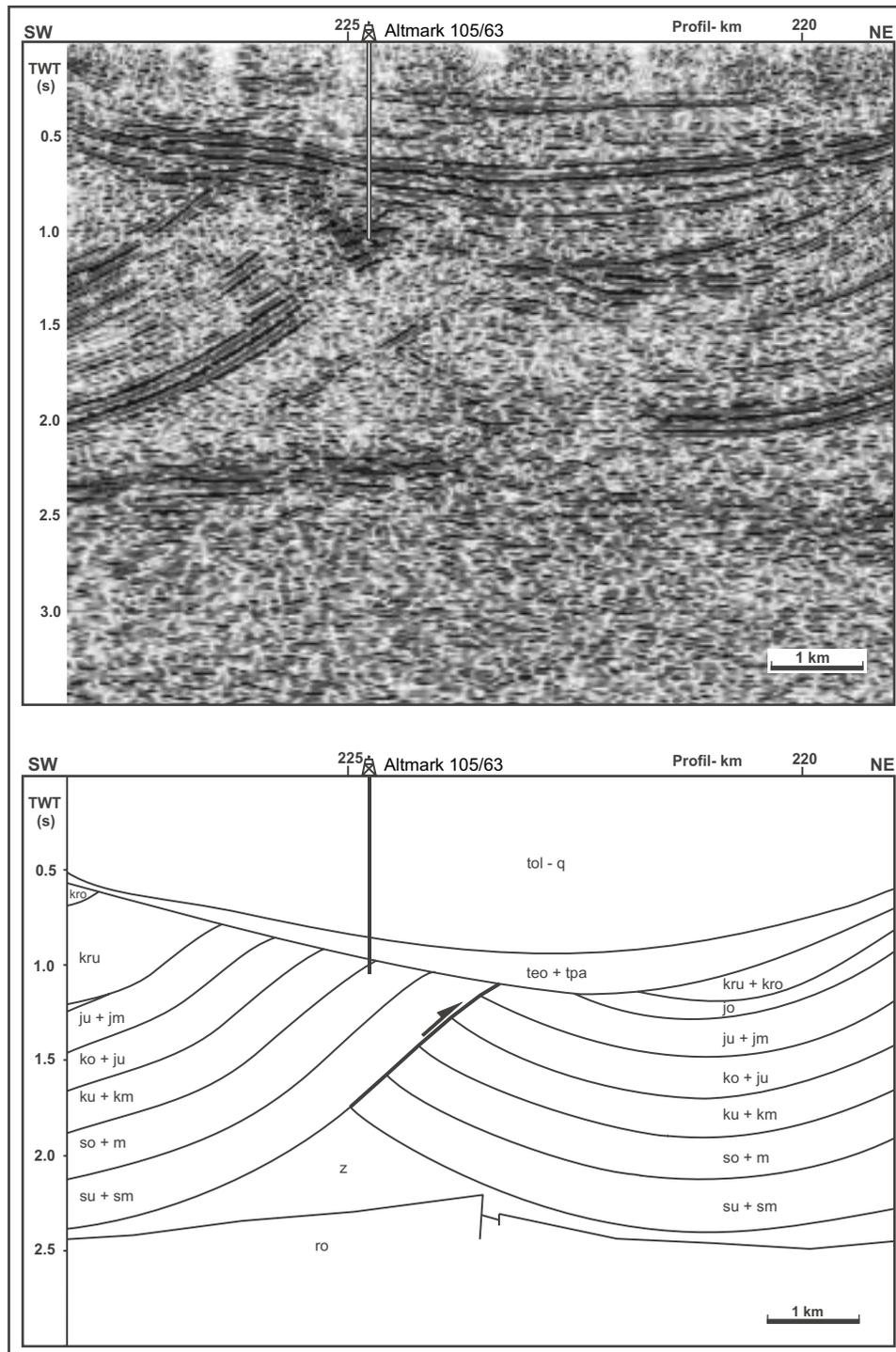


Abb.25: Migrierte Zeitsektion und Interpretation der Struktur Bockelberg. Die Überschiebung im zentralen Bildteil entwickelte sich durch zunehmende laterale, prä-tertiäre Verkürzung aus einer ehemaligen Antiklinale. Reste von unter- und oberkretazischen Randsenken belegen eine Aufwölbung bereits ab der Unterkreide.

Zeitliche Entwicklung: Während Trias und Jura herrscht regionale Absenkung vor. Reste von Unterkreide in Randsenken belegen die Existenz einer Aufwölbung an der Grenze Jura/Kreide in diesem Gebiet. In der Oberkreide erfolgt ein weiteres Wachstum der Antiklinale, das von einer massiven Verkürzung und der Herausbildung der Überschiebung an der Grenze Kreide/Tertiär gefolgt wird. An der Hangendscholle wird stark erodiert. Durch Salzabwanderung im Tertiär sinken die mesozoischen Schichten herab, und es bildet sich eine tertiäre Senke über der Überschiebung.

4.2.13 Mulde südlich von Bockelberg

Lage: Profil-km 225-230

Aufbau: Zwischen der Struktur Bockelberg im Norden und der Gardelegener Störung im Süden befindet sich eine weitere Mulde. Die südliche Flanke dieser Mulde ist in der untersuchten Reflexionsseismik nicht eindeutig abgebildet. Ihre grobe Geometrie in unmittelbarer Nachbarschaft zur Gardelegener Störung läßt sich jedoch mit Hilfe von Bohrungen konstruieren. Demnach besitzt diese Synklinale eine asymmetrische Form. Einer flacheren, nördlichen Flanke, die mit etwa 30° nach Süden einfällt, steht eine etwa 45° geneigte, südliche Flanke gegenüber.

Die Basis der Mulde lagert direkt auf der schwach nach Süden geneigten Zechsteinbasis. Trias und Jura zeigen etwa konstante Mächtigkeiten. Darüber lagert mit einer Diskordanz eine kretazische Randsenke von etwa 3 km Breite und mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 1000 m. Die genaue Stratigraphie der kretazischen Randsenke kann nicht eindeutig erfaßt werden, da die vorhandenen Bohrungen für diese räumlich eng begrenzte Struktur keine eindeutige Interpretation erlauben. Die Reflexionsarmut des unteren Bereiches ist eher ein typisches Merkmal der Unterkreide-Sedimente im NEDB, während der obere Bereich das typische Reflexionsmuster der Oberkreidemergel mit parallelen Reflexionen hoher Amplitude aufweist. Dafür, daß im unteren Bereich der Mulde Unterkreide lagert, spricht außerdem, daß sich diese Mulde auf der Südflanke der Struktur Bockelberg befindet, von der bekannt ist, daß sie sich ab der Unterkreide als Antiklinale gegenüber ihrer Umgebung hob.

Zeitliche Entwicklung: Gleichmäßige, regionale Subsidenz kennzeichnet Trias und Jura. Durch die Aufwölbung der Struktur Bockelberg an der Wende Jura/Kreide beginnt sich in diesem Gebiet eine Randsenke zu entwickeln. In der Oberkreide erfolgte weitere Sedimentation. An der Wende Kreide/Tertiär kommt es zur Hebung und Erosion, der regionale Subsidenz im Känozoikum folgt.

4.2.14 Gardelegener Störung

Lage: Profil-km 232-234

Aufbau: Die Gardelegener Störung (Gardelegener Abbruch, Abb. 26) ist Teil eines NW-SE streichenden Störungssystems, das das NEDB im Süden begrenzt. Im SE verbindet sie sich mit dem Haldenslebener Abbruch. Im NW endet die Gardelegener Störung im Gebiet des Gifhorner Troges.

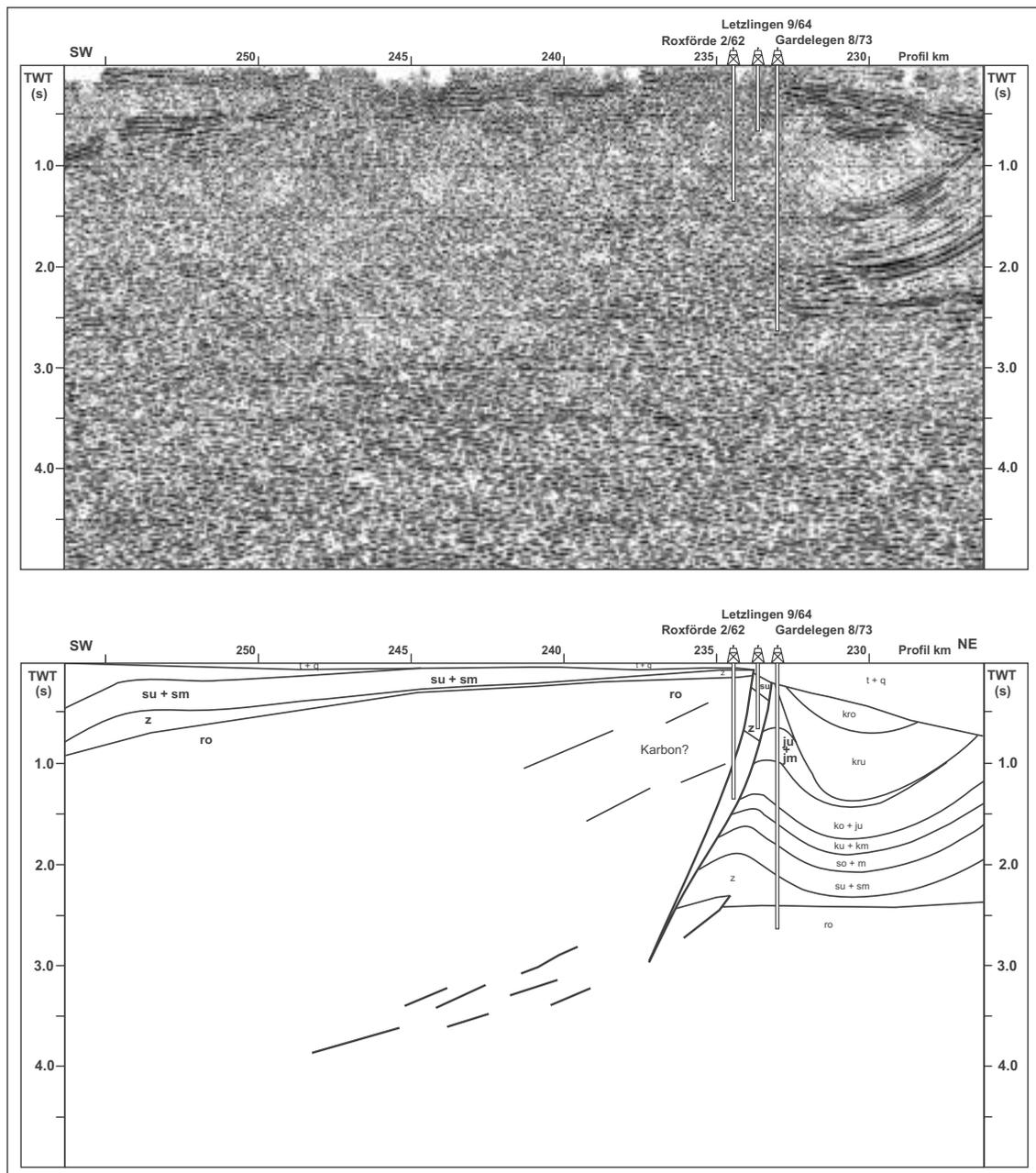


Abb. 26: Migriertes seismisches Profil (oben) und geologische Interpretation (unten) im Bereich der Gardelegener Störung, die als ein steil nach Süden einfallendes Überschiebungssystem interpretiert wird. Durch das N-gerichtete Aufschieben der prä-Zechstein Sequenzen werden die post-Zechstein Sedimente im NEDB gefaltet.

An der Gardelegener Störung ist die südlich gelegene Scholle von Calförde ca. 3500 m gegenüber dem Becken herausgehoben.

Das generelle Problem bei der Bestimmung der Störungsgeometrie ist, daß bisher keine Reflexionen von der oder den Störungsflächen sicher identifiziert werden konnten und deshalb die Geometrie dieses Störungssystems indirekt ermittelt werden muß. Aus Bohrdaten ist es generell möglich im oberflächennahen Bereich eine steil nach Norden oder steil nach Süden einfallende Störung zu konstruieren, wobei ein Einfallen zwischen 70° und 80° möglich ist. Weiterhin ist durch Bohrungen bekannt, daß die Zechsteinbasis stufenartig nach Norden abfällt. So wurde sie in der Bohrung Roxförde 2/62 bei ca. 350 m, in der Bohrung Letzlingen 9/64 bei ca. 2000 m und in der Bohrung Gardelegen 8/73 bei etwa 3750 m angetroffen.

In den seismischen Daten des Profils BASIN 9601 läßt sich die Position der Oberkante der Störung durch das unterschiedliche Einfallen der tertiären Schichten beiderseits der Störung sicher identifizieren (Abb. 26). Ebenfalls sicher erfaßbar sind die Lagerungsverhältnisse des Suprasalinars nördlich der Gardelegener Störung, daß nach Richtung Norden wegfällt (südlich der Struktur Bockelberg, Abb. 25).

Im Bereich der eigentlichen Störung zwischen Profil-km 233 und 244 erkennt man in der Reflexionsseismik im Laufzeitbereich 0,2 bis 0,7 s nach Norden einfallende Reflektorelemente, die aus dem Suprasalinar stammen. In den tieferen Bereichen der Gardelegener Störung sind in den seismischen Daten keine eindeutig zuordenbare Reflexionen erkennbar.

Unter Berücksichtigung aller vorliegenden Informationen wird die Gardelegener Störung als ein Störungsfächer mit zwei oder mehreren nach S-einfallenden Bewegungsbahnen interpretiert (Abb. 26). Dabei steigen die Versätze entlang der einzelnen Störungen in Richtung Süden an.

Die Fortsetzung der Störungen in die Tiefe ist nicht sicher zu verfolgen. Im tieferen Laufzeitbereich ist zwischen Profil-km 237 und 250 zwischen 2,5 und 4 s ein Band erhöhter Reflektivität, das mit etwa 20° nach Süden einfällt, zu erkennen. Die geologische Ursache für dieses Reflexionsband ist unsicher. Es handelt sich möglicherweise um ein flaches nach Süden einfallendes *detachment*. Eine Überprüfung dieser Annahme wird im Abschnitt 5.6 durchgeführt.

Zeitliche Entwicklung: Im Perm und in der Trias und Jura unterliegt das Gebiet regionaler Absenkung. Ab dem Malm beginnt der Aufstieg der Scholle von Calförde, was zu reduzierten Mächtigkeiten, verglichen mit ihrem nördlichen Vorland, führte (KNAPE 1963). Gleiches gilt auch für den etwas weiter südlich gelegenen Flechtinger Höhenzug. In der Unterkreide verstärkt sich der Aufstieg der Scholle von Calförde ebenso wie der des Flechtinger Höhenzuges und beide Gebiete waren Abtragungsgebiete (KNAPE 1963).

Eine erneute starke Heraushebung und damit verbundene Erosion an der Wende Kreide/Tertiär läßt die Gardelegener Störung zur südlichen Grenze der rezenten geschlossenen Verbreitung der

Oberkreide werden, belegt damit aber auch gleichzeitig eine Phase der Sedimentation in der unteren Oberkreide im Gebiet der Scholle von Calförde. Stark reduzierte Tertiär-Mächtigkeiten auf der Scholle von Calförde weisen auf deren weiteren Aufstieg gegenüber dem NEDB hin.

4.3 Gesamtcharakteristik des Strukturstils im NE-deutschen Becken

4.3.1 Subsalinar

Die Zechsteinbasis ist im Becken durch eine starke Reflexion gekennzeichnet und dadurch relativ leicht verfolgbar. Fast im gesamten Becken stellt sie sich als eine flach einfallende Fläche ohne bedeutende Versätze dar. An der Südflanke beträgt ihr Einfallen $0,7^\circ$, die Nordflanke ist mit einem Einfallen von 1° geringfügig steiler.

Die Deformation zeigt eine deutliche Intensitätsabnahme von Süden nach Norden, wobei die bedeutendste Störung, die Gardelegener Störung, gleichzeitig den rezenten südlichen Beckenrand bildet. Wegen des Versatzbetrages von ca. 3500 m, befindet sich die Zechsteinbasis südlich der Störung nur wenige hundert Meter unter der Oberfläche. Im nördlichen Vorland des Gardelegener Störungssystems befinden sich zwei Subsalinar-Störungszonen, die etwa in einem Abstand 10-12 km NW-SE streichen. Sie weisen Versätze von mehreren hundert Metern auf und korrespondieren im untersuchten Profil BASIN 9601 mit den Suprasalinar-Strukturen Bockelberg (Abb.25) und Berkau (Abb.24).

Nördlich dieser Störungszonen nimmt die Intensität der Subsalinar-Deformation stark ab, so daß im größten Teil des Beckens nur noch Störungen mit relativ geringen Versätzen von ca. hundert Metern oder weniger auftreten, allerdings können die Lagerungsverhältnisse unter mächtigen Salzakkumulationen wegen der Geschwindigkeitsverzerrungen in den seismischen Sektionen nicht eindeutig bestimmt werden. Interpoliert man jedoch das Einfallen der Zechsteinbasis zwischen beiden Seiten solcher Strukturen, ist kein Versatz erkennbar. Außerdem sprechen gegen die Existenz bedeutender Störungen unterhalb der Diapire weiterhin, daß bedeutende Subsalinar-Störungen eine markante Asymmetrie in den Strukturen des Suprasalinars verursachen müßten (KOYI et al. 1993). Solche Geometrien sind im untersuchten Gebiet jedoch nicht beobachtbar. Die vorhandenen Störungen sind unregelmäßig verteilt und zeigen mit Ausnahme der Beckenränder keine räumlichen Beziehungen zu den überlagernden Strukturen des Subsalinars (KOSSOW et al. 2000).

4.3.2 Salinar

Außer am nördlichsten Beckenrand gibt es praktisch keine Bereiche, in der die primäre Zechsteinmächtigkeit erhalten geblieben ist. Das gesamte NEDB wurde von Salzumlagerungen erfaßt, wobei die wichtigste Einheit für die Salzbewegung die Salze der Staßfurt-Serie sind.

Die Intensität der Salzbewegungen zeigt ein klares Muster: Im Süden dominieren langgestreckte Salzwälle von bis zu 50 km Länge und mehreren 1000 m Salzakkumulationen, die sich in den Kernen von gefalteten und z.T. überschobenen, NW-SE streichenden, Strukturzügen befinden. In diesem Beckenteil besteht ein räumlicher Zusammenhang zwischen Störungen im Subsalinar und der Lage der Strukturen im Salinar und Suprasalinar. Obwohl die Suprasalinar-Strukturen nicht immer direkt über den prä-Zechstein Störungen verlaufen, stimmen sie jedoch mit deren Streichen exakt überein (RÜHBERG 1976, LUDWIG et al. 1988).

In den beckenzentralen Bereichen dominieren Salzdiapire, die den Scheiteln ehemaliger Salzkissen aufsitzen. Die Mehrzahl dieser Strukturen streicht mit ihrer Längsachse ebenfalls NW-SE, untergeordnet tritt aber auch NNE-SSW-Streichen auf (RÜHBERG 1997). Die räumlichen Beziehungen zwischen Subsalinar und Salinarstrukturen sind in diesen Beckenbereich unsicher, da die Lagerungsverhältnisse wegen der o.g. Geschwindigkeitsverzerrungen unbekannt sind. Wegen der fehlenden Asymmetrie in den mesozoischen Schichten wird die Existenz von bedeutenden Störungen als wenig wahrscheinlich angesehen.

Nördlich, etwa ab der Linie Schwerin-Müritz (Anlage 1), nimmt die Salzdeformation weiter ab und es sind fast ausschließlich NW-SE streichende Salzkissen vorhanden. Kleine Salzdurchbrüche wie Gielow sind keine typischen halokinetischen Strukturen, wie die fehlenden Randsenken belegen, sondern sind an mesozoische Störungen gebunden (KOSSOW et al. 2000). In diesem Beckenbereich ist die Lage der Salzstrukturen unabhängig von den Lagerungsverhältnissen des Subsalinars (KOSSOW 2000).

Die Salzdeformation endet im Gebiet des Grimmener Walls, wo sich die halitreiche Beckenfazies des Staßfurt-Salinars mit seinen immobilen Beckenrand-Äquivalenten verzahnt.

4.3.3 Suprasalinar

Die Geometrie des Suprasalinars ist Ausdruck der Salzdeformation. Deshalb sind die Sedimente vorwiegend in weitgespannten Antiklinalen und Synklinalen angeordnet, die im Untersuchungsgebiet überwiegend ein NW-SE gerichtetes Streichen besitzen.

Wie beim Salinar und beim Subsalinar nimmt der Grad der Deformation graduell von Süden nach Norden ab. Unmittelbar nördlich der Gardelegener Störung existieren im Suprasalinar

Überschiebungen mit mehreren Kilometern Verkürzung. Das Suprasalinar ist hier außerdem intensiv gefaltet und stark gestört.

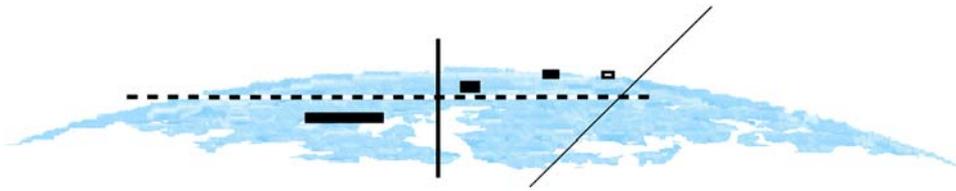
In den beckenzentralen Bereichen wird die Geometrie des Suprasalinars durch Diapirismus bestimmt. Durch aufsteigendes Salz ist das Suprasalinar häufig mitgeschleppt und steil gestellt worden. Zwischen den einzelnen Salzstrukturen herrscht dagegen nur geringe Deformation.

Die Nordflanke des NEDB ist nur durch eine schwache bis moderate Deformation gekennzeichnet. Die Schichten sind in Antiklinalen gelegt, die intern nur gering deformiert sind.

Die Geometrie des Suprasalinar wird weiterhin durch mehrere mesozoische Diskordanzen modifiziert. Einige davon besitzen nur lokale Bedeutung und stehen mit Salzbewegungen im Zusammenhang. Zwei Winkeldiskordanzen hingegen sind beckenweit ausgebildet und belegen Beckeninversionen an der Wende Jura/Kreide und Kreide/Tertiär, die zu Hebung und Erosion im gesamten NEDB geführt haben.

Wichtigstes regionales Element bei der Strukturbildung an der Wende Kreide/Tertiär im NEDB war die Gardelegener Störung, die als steile krustale Aufschiebung eine laterale Kompression auf die nördlich lagernde mesozoische Schichtenfolge ausübte und diese insgesamt verkürzte. Das Salz wirkte dabei als ein sehr effektiver Ablösungshorizont und erlaubte die Übertragung der Deformation bis zum nördlichen Beckenrand (KOSSOW 2000).

Nach der Analyse der Einzelstrukturen erfolgt im nächsten Kapitel die Rekonstruktion der kinematischen Entwicklung des Beckens, sowie die quantitative Betrachtung beckenprägender Prozesse.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

3 Seismisch-fazielle Analyse

3.1 Geologie und seismische Sektion

Obwohl reflexionsseismische Profile eine große Ähnlichkeit mit geologischen Schnitten besitzen, existieren zwischen beiden Darstellungsformen bedeutende Unterschiede. Eine direkte 1:1 Übersetzung seismischer Sektionen in die geologische Situation wird verhindert durch (a) die limitierte seismische Auflösung, (b) die geometrische Verzerrung, die die Meßgröße Zweiweglaufzeit hervorruft und (c) vertikale und laterale Geschwindigkeitsveränderungen, welche eine akkurate Tiefenkonversion erschweren.

Dies führt dazu, daß nur ein begrenzter Anteil der geologischen Grenzflächen abgebildet wird und eine Informationslücke zwischen dem, was auf einem seismischen Profil zu erkennen ist, und der geologischen Realität besteht. Diese Lücke zu füllen ist Aufgabe der seismischen Interpretation. Grundlage der seismischen Interpretation komplexer geologischer Systeme ist die Analyse individueller Reflexionen (z.B. BADLEY 1985).

Reflexionen besitzen meßbare Eigenschaften, denen lithologische oder fazielle Bedeutungen zugewiesen werden können. Allerdings ist eine einzelne akustische Eigenschaft geologisch meist nicht eindeutig, weshalb daher möglichst viele Reflexionsattribute eine Interpretation stützen sollten. Die wichtigsten Eigenschaften, die in der vorliegenden Arbeit genutzt wurden, sind Amplitude, Polarität, Kontinuität und Häufigkeit (Abstand) von Reflexionen.

3.1.1 Reflexionsamplitude

Als Amplitude wird die Magnitude einer reflektierten Welle bezeichnet. Sie ist direkt proportional zum Reflexionskoeffizienten und daher geeignet, die Höhe von Impedanzkontrasten an Schichtgrenzen abzuschätzen (BADLEY 1985). Allerdings geht diese direkte Beziehung meist durch das Bearbeiten der seismischen Daten verloren, da auf seismischen Profilen die Amplituden mit zunehmender Tiefe häufig angehoben werden, um Profile zu erstellen, die optisch ausgeglichener und damit leichter zu interpretieren sind.

Vertikale Änderungen der Amplitude können genutzt werden, um Schichtgrenzen und Diskordanzen zu erkennen. So ist die Grenze zwischen dem post-Zechstein Sedimenten und der Zechsteinabfolge im NEDB durch eine Reflexion hoher Amplitude gekennzeichnet (Abb. 8). Aus lateralen Änderungen der Amplitude können dagegen unter günstigen Voraussetzungen

sedimentäre Faziesveränderungen abgeleitet werden können. Jedoch ist bei der Analyse von Amplituden große Sorgfalt nötig, da Interferenzmuster durch dicht aufeinander folgende Impedanzgrenzen sowie Multiplen für viele Änderungen der Amplitude verantwortlich sind (BADLEY 1985).

3.1.2 Polarität

Unter Polarität versteht man die Richtung (links oder rechts) einer Amplitude auf seismischen Sektionen. In einem Profil mit „normaler“ Polarität, im Sinne der häufig verwandten Norm der *Society of Exploration Geophysicists* (SEG), wird eine Reflexionsgrenze mit einem positiven Reflexionskoeffizienten als ein „Trog“ definiert. Dies wird durch einen Ausschlag zur linken Seite und auf s/w-Profilen durch weiße Färbung dargestellt. Ein positiver Reflexionskoeffizient bedeutet, daß an dieser Grenze das unterliegende Gestein eine größere Impedanz besitzt. Reflexionen von Impedanzgrenzen mit negativem Koeffizienten werden nach dieser Norm als „Peak“ und mit schwarzer Färbung dargestellt.

Somit kann die Polarität genutzt werden, um Impedanzkontraste benachbarter Gesteine abzuschätzen, was sehr hilfreich bei der Bestimmung möglicher Lithologien sein kann. So produziert z.B. die Grenze Steinsalz zum unterlagernden Hauptanhydrit der Staßfurt-Serie an der Basis Zechstein eine Reflexion hoher Amplitude und positiver Polarität (Abb. 8).

3.1.3 Kontinuität

Die Kontinuität beschreibt das laterale Durchhaltevermögen einer Reflexion entlang des seismischen Profils. Eine Reflexion ist diskontinuierlich, wenn kontinuierliche Teile durch Lücken voneinander getrennt werden, selbst wenn diese Lücken nur wenige Spuren betragen. Eine kontinuierliche Reflexion ist dagegen ununterbrochen über eine große Distanz zu verfolgen.

Veränderungen der Kontinuität können, falls sie nicht aufnahmebedingt sind, als laterale Veränderung der akustischen Impedanz und folglich als Lithologiewechsel interpretiert werden. Diskontinuierliche Reflexionen sind charakteristisch für Ablagerungen, mit raschem Wechsel der sedimentären Fazies, z.B. fluviatile oder alluviale Ablagerungen. Ein Beispiel aus dem NEDB sind die Sedimente des Buntsandsteins, die durch sehr diskontinuierliche Reflexionen gekennzeichnet sind (Abb. 9). Kontinuierliche Reflexionen sind typisch für Verhältnisse mit konstanten Sedimentationsbedingungen, z.B. Karbonatsedimentation (BADLEY 1985, HARDAGE 1987).

Mögliche Fehler bei der Interpretation entstehen, wenn Reflexionen von Störsignalen, wie Multiplen, Migrationsbögen oder Diffraktionen, unterbrochen werden.

3.1.4 Reflexionsabstand

Als Reflexionsfrequenz bezeichnet man die Anzahl von Reflexionen pro Zeiteinheit. Vertikale Änderungen dieser Eigenschaft ermöglichen eine Korrelation von Intervallen mit gleichem, charakteristischem Reflexionsabstand, z.B. wenn sie durch eine Störung versetzt sind. Außerdem können aus dem Abstand von Reflexionen Schichtmächtigkeiten oder sedimentäre Fazieswechsel abgeschätzt werden.

Allerdings wird der Abstand der Reflexionen stark von Interferenzen (Abschnitt 3.1.1) und der Frequenz des seismischen Signals beeinflusst. So hat der zunehmende Verlust hoher Frequenzen mit der Tiefe einen markanten Effekt auf die Abbildung von Reflexionen (BADLEY 1985). Im NEDB ist z.B. der geringere Reflexionsabstand der tertiären Sedimente gegenüber den Ablagerungen des Buntsandsteins vor allem auf den hohen Anteil an hohen Frequenzen im oberen Laufzeitbereich zurückzuführen und ist nicht mächtigkeitsbedingt.

3.2 Seismische Stratigraphie

Mit Hilfe des Konzeptes der seismischen Stratigraphie wird versucht, ehemalige Ablagerungsbedingungen der sedimentären Einheiten direkt aus reflexionsseismischen Daten zu rekonstruieren. Dazu werden seismische Sequenzen definiert, die MITCHUM et al. (1977) als „groups of seismic reflections whose parameters (configuration, amplitude, continuity, frequency and interval velocity) differ from adjacent groups“ charakterisierten. Das grundlegende Prinzip der seismischen Stratigraphie besagt, daß Reflexionen sedimentären Großstrukturen folgen und damit Zeitlinien darstellen können (BADLEY 1985).

Zur Unterscheidung verschiedener seismisch-stratigraphischer Einheiten werden im allgemeinen drei Hauptkriterien benutzt: (1) die Art des Endens von Reflexionen (*reflection terminations*) an den Grenzen einer seismisch-

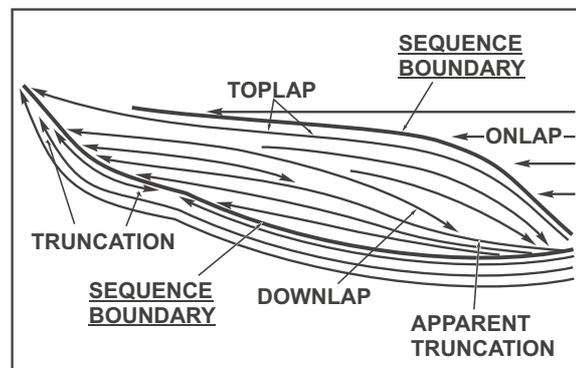


Abb. 6: Wichtige Arten von *reflection terminations* nach MITCHUM et al. 1977 am Beispiel eines passiven Kontinentalrandes.

stratigraphischen Einheit (Abb. 6), (2) das Reflexionsmuster innerhalb einer Einheit und (3) die äußere Form der gesamten seismischen Sequenz (HARDAGE 1987).

Zu (1): Mit Hilfe der geometrischen Beziehungen zwischen den Reflexionen an den Sequenzgrenzen können Ablagerungsprozesse oder Erosionsereignisse erkannt werden. (MITCHUM et al. 1977, BADLEY 1985). Ein Haupttyp von *reflection terminations* an oberen Sequenzgrenzen sind *reflection truncations*, die meist Erosionsprozesse widerspiegeln (MITCHUM et al. 1977). Ein weiteres Reflexionsmuster sind *toplaps*, die z.B. durch Nichtablagerung auf progradierenden Deltas entstehen können. An der Basis von seismischen Sequenzen treten typischerweise *onlaps* auf, die durch eine geringere Neigung der Reflexionen gegenüber der unterliegenden Sequenzgrenze charakterisiert sind. *Onlaps* entstehen u.a. bei fortschreitender Verfüllung von sedimentären Becken, wobei die Reflexionen zum Beckenrand zunehmend jünger werden. (Abb. 6). Eine ausführliche Beschreibung solcher Reflexionsmuster und deren stratigraphische Bedeutungen findet sich bei PAYTON (1977).

Zu (2): Innerhalb einer seismischen Sequenz unterscheidet man u.a. parallele, divergente, gewellte oder sigmoidale Reflexionsmuster, die Hinweise auf die Ablagerungsenergie geben. So weisen z.B. sehr parallele Reflexionen auf ruhige Sedimentationsbedingungen hin, während chaotische Muster oft auf energiereiche Prozesse deuten (MITCHUM et al. 1977, SANGREE & WIDMIER 1979).

Zu (3): Die äußere Form einer seismischen Sequenz kann u.a. mit keil- oder linsenförmig, unregelmäßig oder kuppelförmig beschrieben werden. Diese äußere Charakteristik von seismischen Sequenzen gibt Hinweise auf den großräumigen geologischen Rahmen. So besitzen z.B. Deltas oder auch große Salzintrusionen charakteristische Formen, die sie von anderen geologischen Großstrukturen unterscheiden.

3.3 Seismische Sequenzen im Nordostdeutschen Becken

Basierend auf den oben genannten Kriterien wurden in dieser Arbeit neun seismische Sequenzen im NEDB ausgewählt (Abb. 7), mit denen alle bedeutenden geologischen Prozesse der Beckenentwicklung des post-Roliegend erfaßt werden können. Die stratigraphische Zuordnung der einzelnen Reflexionshorizonte folgt dem in der *Erdgas Erdöl GmbH Berlin* verwendeten System (Abb. 7). Alle Abbildungen mit seismischen Sektionen in diesem Kapitel stammen vom reflexionsseismischen Profil BASIN 9601 (KRAWCZYK et al. 1999, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999). Der vertikale Maßstab ist in Zweiweglaufzeit (*two way travel time* - TWT) angegeben.

3.3.1 Sequenz 1: prä-Zechstein

Die unterste analysierte seismische Einheit ist der prä-Zechstein. Die Obergrenze dieser Sequenz bildet die Basis Zechstein-Reflexion, die im gesamten Becken sicher korreliert werden kann. Unterhalb dieser Reflexion besitzt die Sequenz 1 im überwiegenden Teil des Beckens keine ausgeprägten seismisch-faziellen Merkmale. Der Mangel an realen Reflexionen unmittelbar unterhalb der Zechsteinbasis wird u.a. mit dem Auftreten von starken Multiplen, die aus dem überlagernden post-permischen Sedimentpaket stammen, erklärt. Als geologische Ursache kommt

außerdem ein möglicherweise relativ gleichförmiger akustischer Charakter der Vulkanite und grobklastischen Sedimente des Rotliegenden in Frage. Außerdem können in Gebieten mit starker Salzdeformation aufgrund steiler Neigungen im Bereich von Randsenken Reflexionen so stark verzerrt oder abgelenkt werden, daß im Extremfall unterhalb dieser Salzstruktur nichts mehr abgebildet wird (JORDAN & SCHULZ 1998).

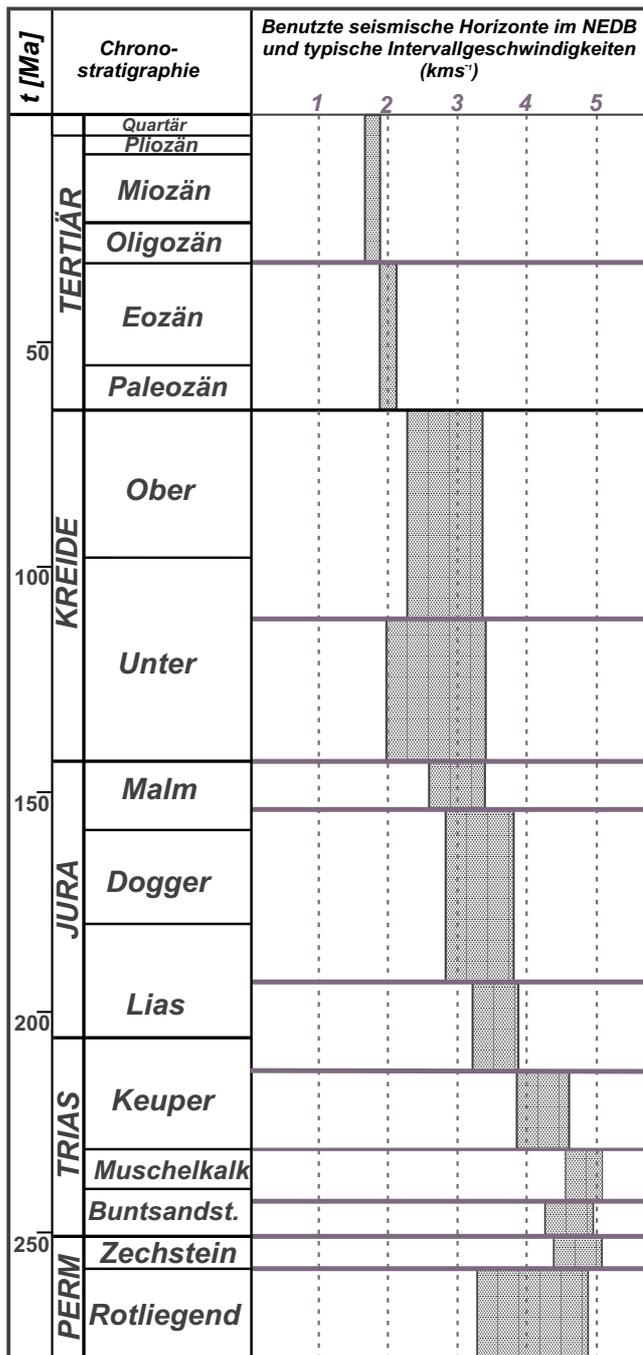


Abb. 7: Korrelierte seismische Horizonte und typische seismische Intervallgeschwindigkeiten für die Sedimente des NEDB.

3.3.2 Sequenz 2: Zechstein

An der unteren Grenze des Zechstein-Reflexionspaketes sind in beckenzentralen Bereichen meist zwei dicht aufeinander folgende, positive Reflexionen mit hoher Amplitude ausgebildet, die eine hohe Kontinuität besitzen (Abb. 8). Während die obere der beiden Reflexionen dem Basalanhydrit der Staßfurt-Folge zugerechnet wird, tritt die untere nahe der Basis Zechstein auf. Unterhalb dieser beiden Reflexionen befinden im Beckenzentrum noch etwa 50 m Zechstein-Sedimente (REINHARDT 1993). Die obere Begrenzung der Sequenz bildet die Top Zechstein-Reflexion, die eine hohe Amplitude sowie eine hohe Kontinuität besitzt und beckenweit sicher zu verfolgen ist.

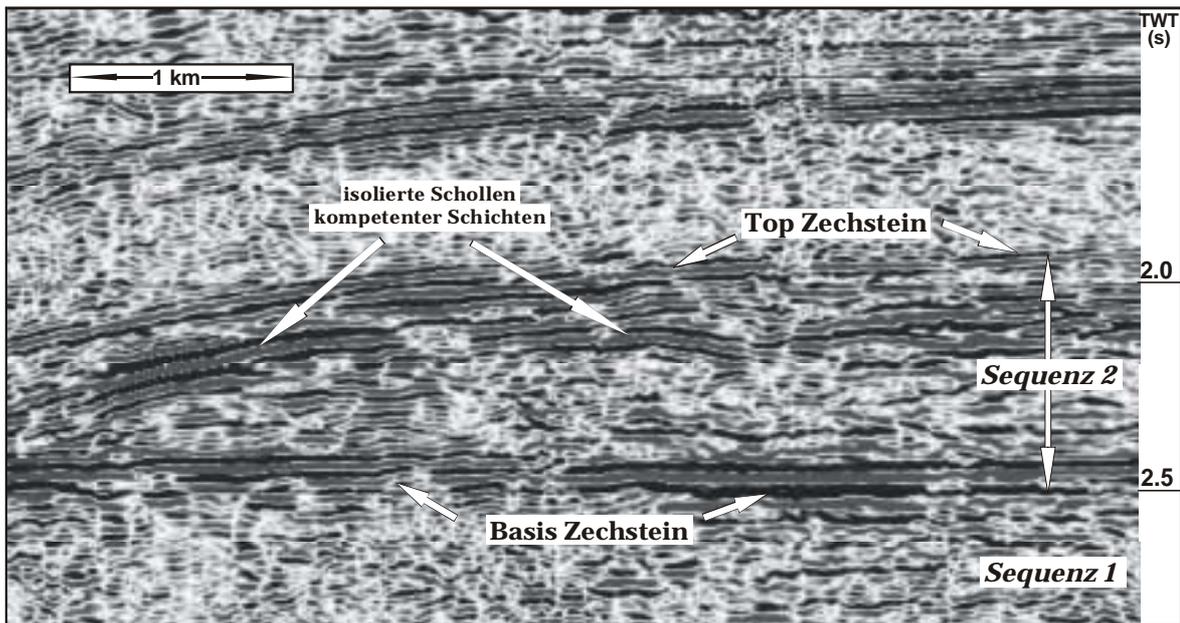


Abb. 8: Gestapelte seismische Sektion aus dem nördlichen Teil des NE-deutschen Beckens mit den Sequenzen 1 und 2. Basis und Top Zechstein sind deutlich abgebildet. Der untere Teil der Sequenz 2 (Zechstein) ist durch das Vorhandensein von Halit nahezu reflexionsfrei. Im oberen Bereich dieser Sequenz treten charakteristische Diffraktionen durch eingelagerte Schollen von Anhydriten oder Karbonaten auf. Durch Salzabwanderung lagert die Top Zechstein-Reflexion am linken Bildrand auf den basalen Zechstein-Sedimenten.

Die Salze innerhalb der Sequenz 2 sind reflexionsarm, aber bei schwacher Deformation leicht erkennbar an den Strukturen, an die sie gebunden sind, z.B. Salzkissen (Abb. 8). Bei Salzdiapiren dagegen ist die Grenze zu benachbarten Sequenzen wegen starker Verzerrung in der seismischen Sektion meist nicht eindeutig.

Durch intensive Salzbewegungen im gesamten Becken schwankt die Mächtigkeit der Sequenz beträchtlich. Gebieten, in denen das mobile Salz vollständig abgewandert ist (Abb. 8), stehen Salzakkumulationen von mehreren tausend Metern gegenüber.

Die Karbonate und Sulfate im oberen Bereich der Zechstein Formation zeichnen sich durch Reflexionen mit hoher Amplitude und hoher Kontinuität aus (Abb. 8). In Gebieten mit hoher

Salzmobilität kann man im oberen Teil der Sequenz 2 auf seismischen Stapelungen häufig isolierte Reflexionen und Diffraktionsbögen beobachten (Abb. 8). Diese werden als isolierte Schollen kompetenter Gesteine (z.B. Anhydrite, Karbonate) interpretiert, die im Zusammenhang mit Salzbewegungen auseinandergerissen und passiv mittransportiert worden sind (JENYON 1989, JORDAN & SCHULZ 1998).

3.3.3 Sequenz 3: *Unterer und Mittlerer Buntsandstein*

Die Untergrenze der beckenweit vorhandenen Sequenz 3 wird von der Top Zechstein-Reflexion gebildet. Eine positive Reflexion, die den Salinaren des Röt (unterer Teil des Oberen Buntsandsteins) zugerechnet wird, stellt die obere Begrenzung dieser Sequenz dar (Abb. 9). Diese Reflexion ist beckenweit gut korrelierbar. In Gebieten starken Salzzuges ist der gesamte post-Zechstein Sedimentstapel herabgesunken, so daß sich die Basis dieses Reflexionspaketes gebietsweise direkt auf dem Basis Zechstein-Reflektor befindet (Abb. 9).

Die interne Struktur der Sequenz ist auf seismischen Sektionen durch seismische Transparenz oder allenfalls schwach parallele Reflexionen geringer Amplitude und geringer Kontinuität charakterisiert (Abb. 9). Nur gelegentlich treten innerhalb des unteren Teils der Sequenz Reflexionen auf, die über größere Distanzen korreliert werden können und als karbonatische Einschaltungen des Unteren Buntsandsteins interpretiert werden. Die hohe seismische Transparenz dieser Sequenz deutet entweder darauf hin, daß einzelne Schichtglieder der Abfolge zu geringmächtig sind, um seismisch aufgelöst zu werden. Es kann aber auch ein Hinweis auf nur eine vorherrschende Lithologie

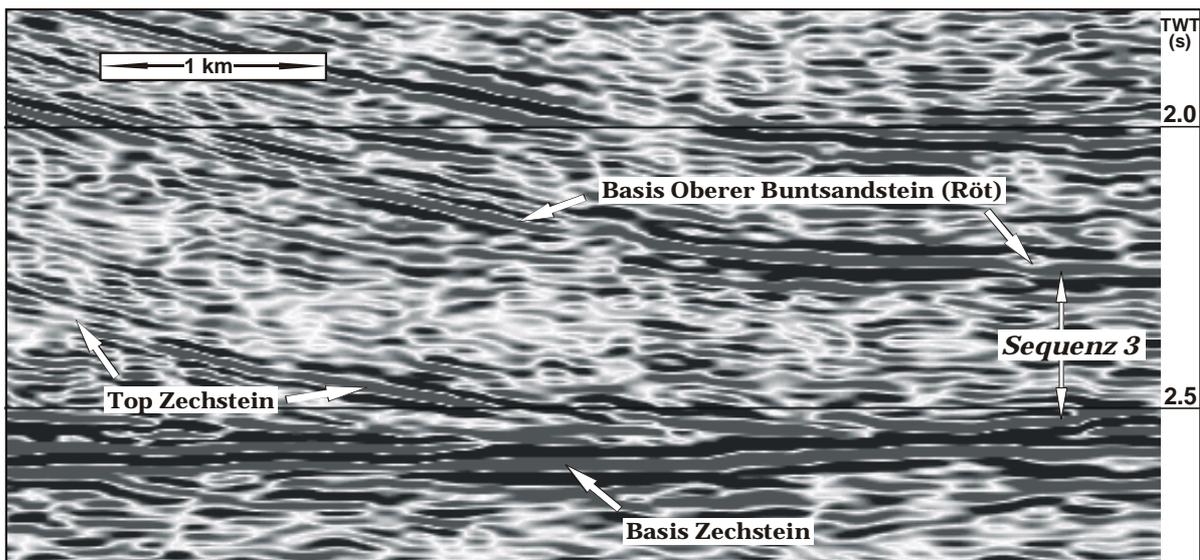


Abb. 9: Zeitmigrierte seismische Sektion im nördlichen Teil des NE-deutschen Beckens (2D Migration). Zwischen dem Top Zechstein und der Basis des Oberen Buntsandsteins befindet sich die seismische Sequenz 3, die seismisch transparent erscheint. Durch Salzabwanderung lagert die Sequenz heute direkt auf der Basis Zechstein.

sein, so daß der fehlende Impedanzkontrast zu einem Mangel an internen Reflexionen führt. Tatsächlich zeigen Bohrungen, daß diese Sequenz überwiegend aus einer Wechselfolge von nur wenige meter-mächtigen von Sand- und Siltsteinen aufgebaut ist (HOTH et al. 1993).

Sequenz 3 zeichnet sich durch sehr geringe Schwankungen der Mächtigkeit über das gesamte Becken aus. Die durchschnittliche Mächtigkeit auf Zeitsektionen beträgt 0,3-0,4 s Zweiweglaufzeit, was etwa 800-900 m Sedimentmächtigkeit entspricht.

3.3.4 Sequenz 4: Oberer Buntsandstein und Muschelkalk

Die Basis dieser vierten Sequenz bildet die Röt-Reflexion, die aufgrund ihrer hohen Amplitude und hohen Kontinuität sicher zu identifizieren ist (Abb. 10). Die Obergrenze wird durch eine Reflexion, die von der Oberkante des Muschelkalks stammt, definiert.

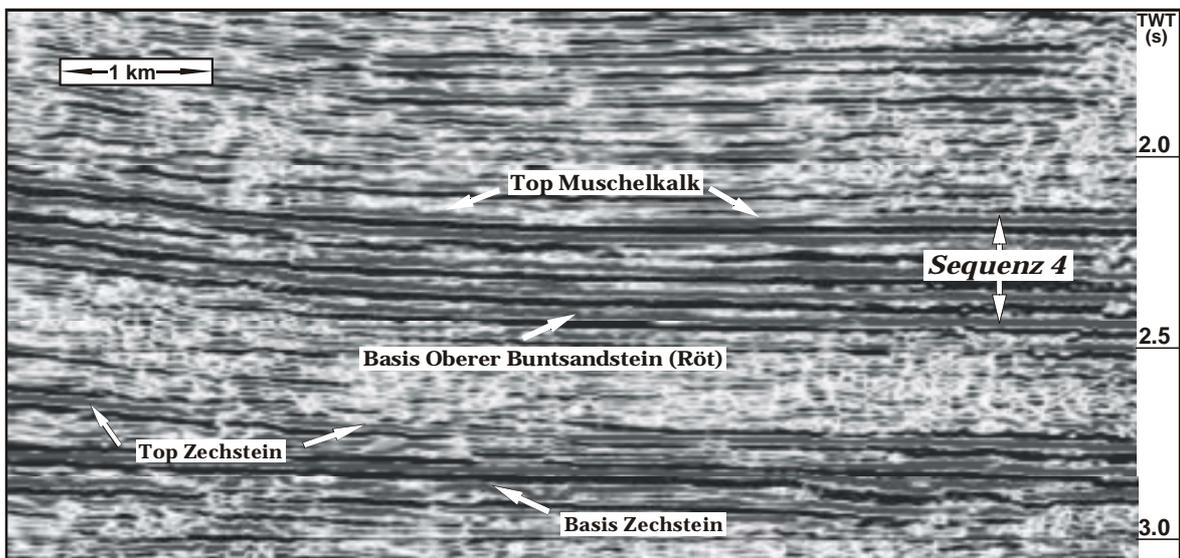


Abb. 10: Oberer Buntsandstein und Muschelkalk aus dem zentralen Teil des NE-deutschen Beckens (Migration). Die Sequenz 4 ist durch eine Reihe paralleler Reflexionen hoher Kontinuität charakterisiert, die den Karbonatbänken innerhalb der Muschelkalk Formation entsprechen. Die Basis dieser Sequenz entspricht den Salinaren des Röt.

Wegen der geringen Kontinuität dieser Reflexion ist diese jedoch nicht überall im Becken eindeutig zu identifizieren. Das Reflexionspaket selbst besteht aus einer Reihe streng paralleler Reflexionen, die relativ leicht an ihrer starken Amplitude und mittleren bis hohen Kontinuität erkennbar sind.

Die Sequenz 4 ist im gesamten Becken ohne größere Mächtigkeitsschwankungen entwickelt und im Beckenzentrum etwa 0,3 s Zweiweglaufzeit mächtig, was etwa 500 m entspricht.

Die Reflexionen starker Amplitude entsprechen den Karbonatbänken innerhalb der Muschelkalk-Formation. Die hohe Kontinuität und Parallelität der Reflexionen spricht für die lateral kontinuierliche Verbreitung dieser Formation und ist ein typisches Merkmal niedrig-energetischer Ablagerungsprozesse.

3.3.5 Sequenz 5: Unterer und Mittlerer Keuper

Die positive Reflexion von der Oberfläche des Muschelkalkes stellt die Untergrenze der Sequenz 5 dar (Abb. 11). Nach oben wird dieses seismische Intervall von einer Reflexion begrenzt, die etwa von der Oberfläche der Dolomitkeuperserie, also nahe der Basis des Oberen Keupers, stammt. In weiten Teilen des Beckens ist diese Hangendreflexion durch eine hohe Amplitude mit mittlerer Kontinuität gekennzeichnet.

Der untere Teil der seismischen Sequenz 5 zeigt wenig charakteristische Merkmale. Es treten Reflexionen mit geringer oder mittlerer Amplitude und geringer Kontinuität auf (Abb. 11).

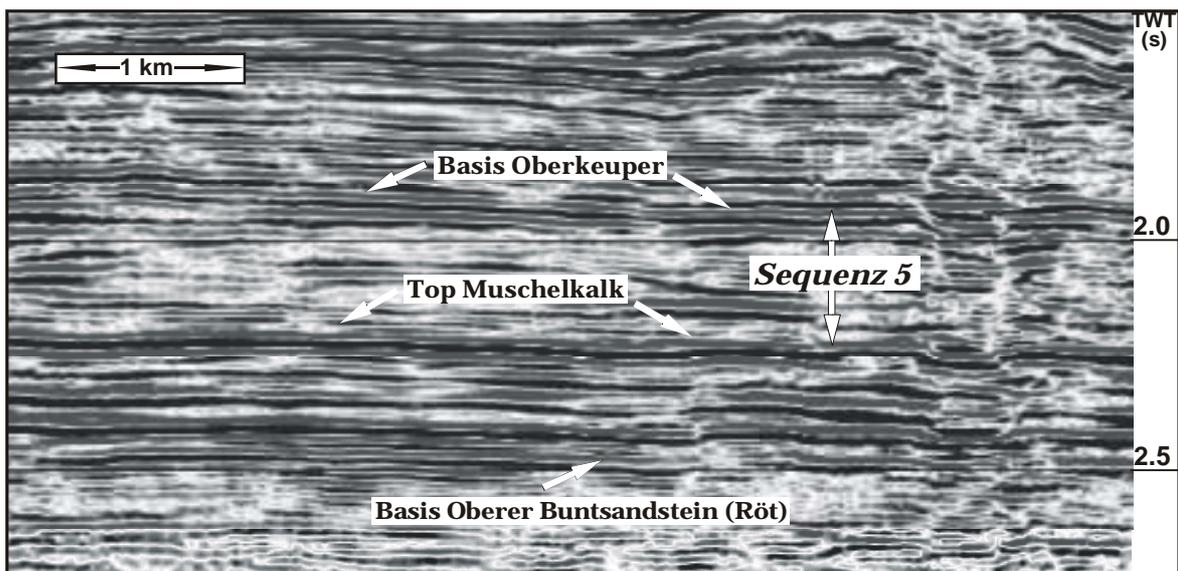


Abb. 11: Sequenz 5: Unterer und Mittlerer Keuper (Migration). Der untere Teil des seismischen Intervalls zeigt kaum charakteristische Merkmale. Im oberen Bereich treten einige Reflexionen hoher Amplitude und mittlerer bis hoher Kontinuität auf, die vermutlich eingeschalteten Karbonaten und Gips-/Anhydritbänken der Gips- und Dolomitkeuperserie entsprechen.

Diese seismische Signatur deutet auf variable Lithologien, z.B. Wechsel von klastischen und karbonatisch/evaporitischen Ablagerungen hin.

Im oberen Teil der Sequenz sind gebietsweise einige Reflexionen mittlerer bis hoher Amplitude und mittlerer Kontinuität vorhanden, die wahrscheinlich von den Karbonaten und Anhydriten der Gips- und Dolomitkeuperserie stammen.

Sequenz 5 ist beckenweit vorhanden und in den beckenzentralen Gebieten etwa 0,25 s Zweiweglaufzeit mächtig, was einer Sedimentmächtigkeit von ca. 500 m entspricht. Eine Ausnahme bildet das Gebiet südlich von Malchin, wo in einer Grabenstruktur deutlich erhöhte Mächtigkeiten von insgesamt 0,6 s Zweiweglaufzeit beobachtet werden können.

3.2.6 Sequenz 6: Oberkeuper und Jura

Die Basis der Sequenz 6 ist durch die Reflexion des Dolomitkeupers definiert. Die obere Begrenzung ist variabel und wird je nach Gebiet durch Reflexionen aus der Kreide oder des Tertiärs gebildet. Häufig sind an dieser oberen Grenze *reflection truncations* (vgl. Abb. 6) ausgebildet, die ein ehemaliges Relief sowohl präkretazisch als auch prätertiär belegen (Abb. 12).

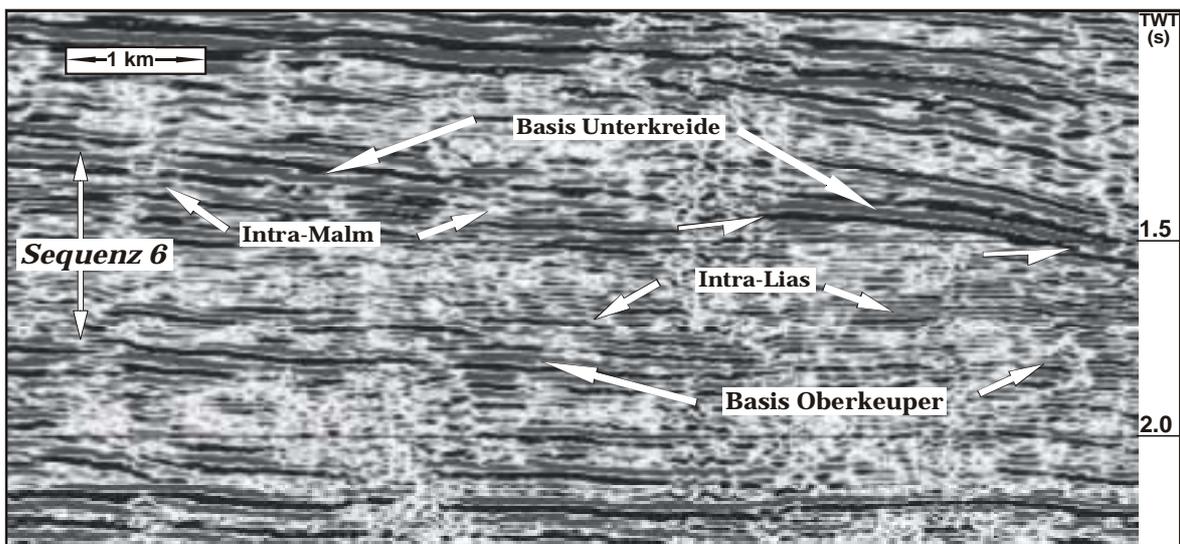


Abb. 12: Sequenz 6: Oberkeuper und Jura (Migration). *Reflection truncations* (halbrechter Bildausschnitt bei ca. 1,5 s) gegen die Basis Unterkreide zeigen eine prä-unterkretazische Erosion an, die von links nach rechts zunehmend stratigraphisch tiefere Einheiten erfaßt.

Die Sequenz 6 ist beckenweit vorhanden. Allerdings schwankt die Mächtigkeit z.T. beträchtlich. Während Oberkeuper und Jura im Beckenzentrum eine Mächtigkeit von 0,5 s Zweiweglaufzeit erreichen sind, sie über sehr jungen Salzstöcken nur geringmächtig vorhanden. Die variable Mächtigkeit dieser Sequenz wird zum großen Teil als das Ergebnis späterer Abtragung und nicht als primär, z.B. reliefbedingt, interpretiert. Diese Interpretation wird zusätzlich gestützt durch die

beobachteten *reflection truncations* an der Grenze zur überlagernden Sequenz 7, die ein typisches Merkmal erosiver Strukturen darstellen (Abb. 12).

Der untere Teil der Sequenz 6 umfasst eine Reihe von subparallelen Reflexionen mittlerer bis hoher Amplitude und mittlerer bis geringer Kontinuität (Abb. 12). Eine dieser Reflexionen mit mittlerer Kontinuität wurde als Intra-Lias identifiziert und beckenweit korreliert. Der mittlere Teil der Sequenz ist seismisch wenig charakteristisch und durch diskontinuierliche Reflexionen gekennzeichnet. Im oberen Bereich der Sequenz 6 wird die Kontinuität der Reflexionen generell höher. Hier erscheinen mehrere Reflexionen mit hoher Kontinuität, die als Intra-Malm interpretiert und gebietsweise korreliert werden können.

Die generelle Parallelität der Reflexionen im oberen und unteren Bereich der Sequenz 6 deutet auf relativ niedrig energetische Sedimentationsbedingungen in weiten Teilen des Beckens während der Bildung dieser Einheit hin. Stratigraphische Kalibrierungen mit Bohrungen (HOTH et al. 1993) belegen eine dominante flachmarine Tonstein-Lithologie mit geringmächtigen Schichten im mittleren Bereich der Sequenz. Die dadurch nur geringen Impedanzkontraste zwischen vertikal benachbarten Schichten sowie die dicht aufeinander folgenden Schichten verhindern eindeutige, kontinuierliche Reflexionen.

3.3.7 Sequenz 7: Unterkreide

Sequenz 7 wird im Liegenden durch eine Diskordanz definiert. *Reflection truncations* in den unterlagernden Sequenzen gegen die Basis der Unterkreide-Sequenz belegen die Existenz eines Paläoreliefs zur Zeit der Ablagerung der Sequenz 7 (Abb. 12 & 13). Die Basisreflexion ist diskontinuierlich ausgebildet. Diese Diskontinuität ist vermutlich das Ergebnis einer vorangegangenen Verstellung der Schichten und einer dadurch unterschiedlich tief wirksamen Erosion. Aufgrund dessen lagern heute verschiedene sedimentäre Einheiten mit sehr variablen Lithologien unter dieser seismischen Sequenz. Der Top dieser Sequenz ist durch die gut verfolgbare Reflexion der Alb-Transgression definiert (Abb. 13).

Die Mächtigkeit der seismischen Sequenz schwankt stark zwischen hohen Mächtigkeiten bis maximal 0,4 s Zweiweglaufzeit (ca. 600 m Sedimentmächtigkeit) in isolierten Teilbecken von mehreren 10er km Ausdehnung und stark reduzierten Mächtigkeiten bzw. dem Fehlen der Sequenz auf den zwischen den Teilbecken liegenden strukturellen Hochlagen. Diese Mächtigkeitsschwankungen sind das Ergebnis weitverbreiteter Salzbewegung und damit verbundener Bildung von Randsenken im gesamten Becken.

Die seismische Signatur der Unterkreide in den tieferen Teilbecken ist variabel und generell reflexionsarm (Abb. 13). Vorhandene Reflexionen höherer Amplitude besitzen nur geringe laterale Verbreitung. Diese Reflexionsarmut deutet auf eine relativ einheitliche lithologische Ausbildung

dieser Sequenz hin. Die geringe Kontinuität der Reflexionen dagegen weist auf rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen bzw. relativ hohe Ablagerungsenergie hin. Existierende Bohrungen belegen eine vorherrschende fluviatile und flachmarine Sandstein-Lithologie der Unterkreide Formation (HOTH et al. 1993). Die gelegentlich auftretenden Reflexionen höherer Amplitude aber geringer Kontinuität entsprechen möglicherweise eingeschalteten Braunkohleschichten, besitzen aber generell eine unsichere stratigraphische Bedeutung.

In Gebieten, in denen die Unterkreide stark kondensiert auftritt, ist sie von der Oberkreide seismisch nicht zu trennen.

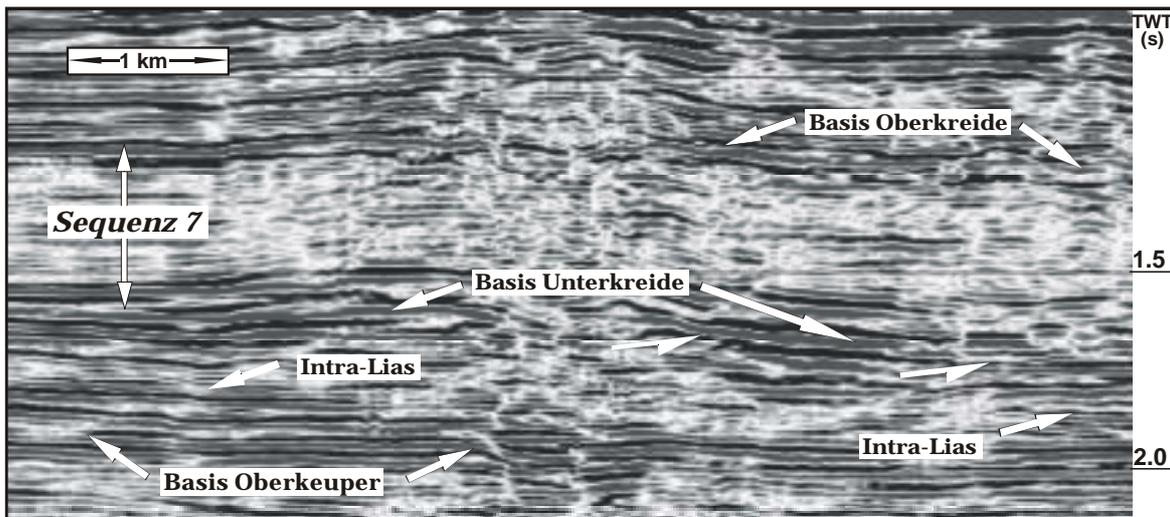


Abb. 13: Zeitmigrierte Sektion mit typischen seismisch-faziellen Merkmalen der Unterkreide (Sequenz 7). Das Intervall zwischen den Reflexionen der Basis Oberkreide und Basis Unterkreide ist durch eine ausgeprägte Reflexionsarmut gekennzeichnet. Nur gebietsweise treten einige verfolgbare Reflexionen unsicherer stratigraphischer Bedeutung auf. Die geringe Kontinuität der Reflexionen weist auf ein relativ hoch energetisches Ablagerungsmilieu.

3.2.8 Sequenz 8: Alb und Oberkreide

Sequenz 8 wird im Hangenden durch eine Reflexion hoher Amplitude und positiver Polarität begrenzt, die aufgrund ihrer guten Kontinuität sicher identifizierbar ist (Abb. 14). Diese Reflexion markiert einen lithologischen Wechsel von einer hangenden Ton/Sand Wechsellagerung niedriger seismischer Geschwindigkeit zu einer bedeutend „schnelleren“ kalkig bis mergeligen Lithologie unterhalb dieser Grenze. Die Basis der Sequenz wird durch eine Reflexion hoher Kontinuität gebildet, die der Alb-Transgression zugeordnet werden kann. Im Bereich der Scheitel von Salzkissen weisen *reflection truncations* an der Basis der Oberkreide-Sequenz auf eine prä-Alb Erosion hin.

Das seismische Intervall selbst ist durch subparallele Reflexionen mittlerer bis hoher Amplitude und mittlerer Kontinuität gekennzeichnet (Abb. 14). Die Reflexionen starker Amplitude können wahrscheinlich als Karbonatbänke innerhalb der Muschelkalk Formation interpretiert werden. Die hohe Kontinuität und Parallelität der Reflexionen spricht für die lateral kontinuierliche Verbreitung dieser Formation und ist ein typisches Merkmal niedrig energetischer Ablagerungsprozesse.

Die Sequenz ist heute über das gesamte NEDB verteilt und in mehreren Teilbecken vorhanden, deren Entstehung mit der Migration des Zechsteinsalzes im Zusammenhang stehen. Die größten Mächtigkeiten betragen etwa 0,4 s Zweiweglaufzeit. Die parallele Geometrie der Ablagerungen sowie die durch Bohrungen bekannte, sehr gleichförmige lithofazielle Ausbildung lassen vermuten, daß diese Sequenz ursprünglich beckenweit relativ einheitlich entwickelt war und die vorhandenen Mächtigkeitsschwankungen das Ergebnis späterer Abtragung darstellen.

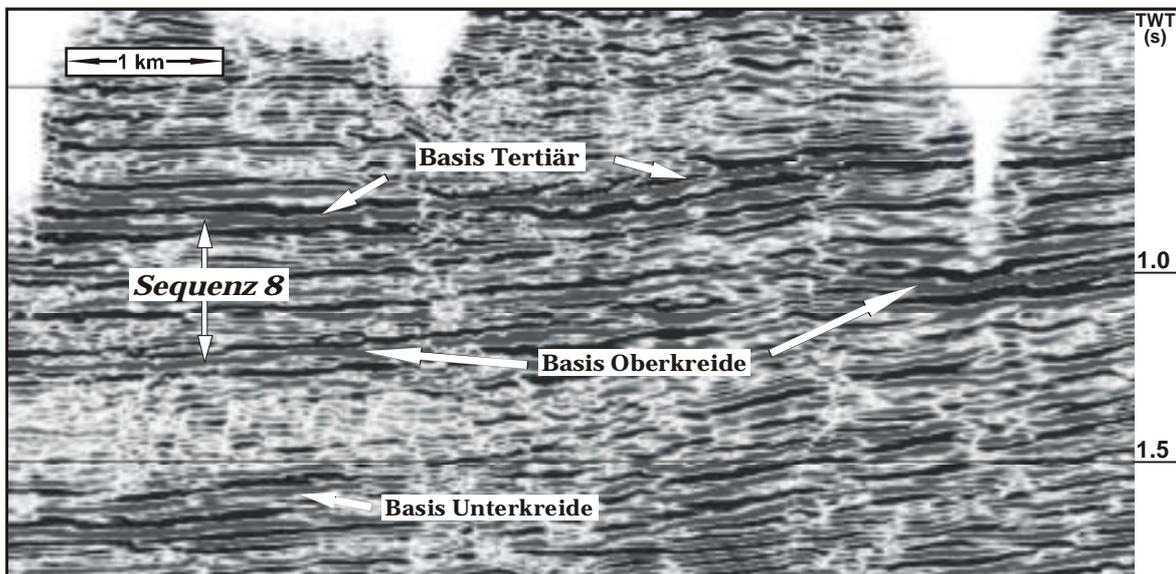


Abb. 14: Gestapelte Sektion der Sequenz 8 (Alb-Oberkreide). Die seismische Sequenz ist durch eine Reihe subparalleler Reflexionen hoher Amplitude und mittlerer Kontinuität charakterisiert. Die Interpretation, daß dieses Reflexionsmuster Ausdruck regional relativ kontinuierlicher, ruhiger Ablagerungsbedingungen ist, wird durch die Kalibrierung der Seismik mit Bohrungen gestützt. Die Reflexionen entsprechen regional korrelierbaren Kalkmergelhorizonten.

3.2.9 Sequenz 9: Tertiär und Quartär

Die Obergrenze dieser Sequenz bildet die Erdoberfläche. Das hangende Quartär ist mit den verwendeten Daten seismisch nicht von darunter lagernden tertiären Schichten zu trennen. Die Basis dieses seismischen Intervalls wird häufig durch die starke, positive Reflexion gebildet, die der Oberfläche der Oberkreide zugeordnet werden kann (Abb. 15). Der akustische Charakter dieser Reflexion ist in weiten Teilen des Beckens sehr kontinuierlich, was auf eine lateral kontinuierliche

Verbreitung der Kalkmergelsteine deutet. Nur im Bereich von Salzstöcken lagert die Sequenz über verschiedenen, älteren Sequenzen mit unterschiedlichen Lithologien. In diesen Gebieten ist die Basis dieser Sequenz daher nicht immer sicher korrelierbar. Häufig auftretende *reflection truncations* belegen eine prätertiäre Erosion im Scheitel dieser Antiklinalen.

Das gesamte Intervall Tertiär und Quartär ist durch dicht aufeinander folgende Reflexionen geringer Amplitude aber starker Kontinuität gekennzeichnet (Abb. 15). Die Reflexionen verlaufen etwa subparallel zueinander. Dieses Reflexionsmuster ist typisch für Wechsellagerungen mit relativ geringen Impedanzkontrasten. Bohrungen belegen eine lithologische Dominanz von Sand/Ton Wechsellagerungen (HOTH et al. 1993).

Innerhalb des Reflexionspaketes der Sequenz 9 ist ein Reflektor hoher Amplitude und hoher Kontinuität beckenweit korrelierbar, der etwa der Basis Oligozän entspricht.

Sequenz 9 ist überall im Becken vorhanden. Erhöhte Mächtigkeiten dieser Einheit mit bis zu 1.0 s Zweiweglaufzeit (entspricht etwa 1000 m Sedimentmächtigkeit) in Randsenken zeigen eine andauernde Salzbewegung während dieses Ablagerungszeitraums an.

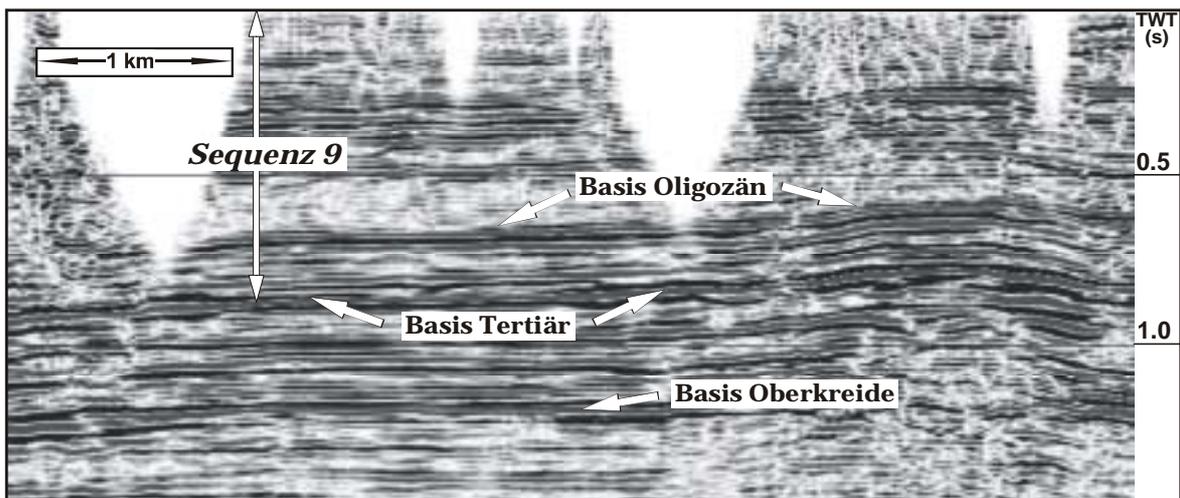


Abb. 15: Gestapelte Sektion der Sequenz 9 (Tertiär und Quartär). Typisch für diese Sequenz sind dicht aufeinanderfolgende Reflexionen mittlerer bis hoher Kontinuität, die einer Sand/Ton Wechsellagerung entsprechen. Im unteren Teil der Sequenz ist die Reflexion der Basis Oligozän anhand ihrer hohen Amplitude und hohen Kontinuität erkennbar.

Nachdem in diesem Kapitel untersucht wurde, welche räumliche und zeitliche Auflösung mit den verwendeten seismischen Daten erreicht wird, und welche geologischen Prozesse somit erfaßt werden können, beschäftigt sich das Kapitel 4 mit der tektonischen Analyse der geologischen Strukturen entlang des Profils BASIN 9601.

Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens

Ergebnisse seismisch-stratigraphischer Untersuchungen und einer
Profilbilanzierung

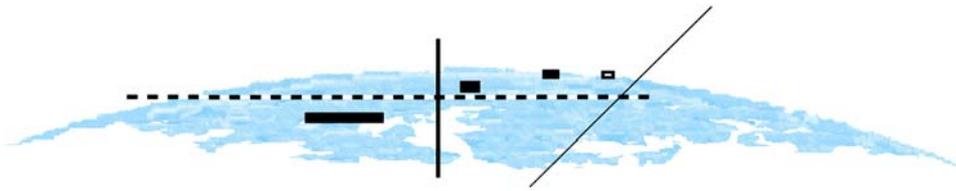
Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
“Doktor der Naturwissenschaften“
(Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin Geologie

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von
Dirk Kossow

Potsdam, im März 2001



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

2 Geologischer Rahmen

2.1 Beckenkonfiguration

Das NE-deutsche Becken (NEDB) gehört zu einer Reihe von intrakontinentalen Sedimentbecken, die sich von Südengland bis nach Polen erstrecken (Abb. 2). Sie werden in ihrer Gesamtheit als das Südpermische Becken bezeichnet, das Teil des permokarbonisch initiierten Mittel- und NW-europäischen Beckensystems ist (ZIEGLER 1990). Innerhalb des Südpermischen Beckens verläuft die Grenze zwischen dem NEDB und dem NW-deutschen Becken von der Ostsee bis zum Harz etwa entlang der ehemaligen innerdeutschen Grenze. Die Abgrenzung zum Polnischen Becken im Osten folgt etwa dem Unterlauf der Oder (Abb. 2).

Die heutige Form des Beckens ist asymmetrisch. Der flach einfallende Nordrand wird im Gebiet von Rügen und der südlichen Ostsee von der Møn-Arkona-Hochlage begrenzt, die eine Fortsetzung des Ringkøbing-Fyn-Hochs darstellt (Abb. 2). In dieser nahezu E-W streichenden Struktur befindet sich prä-kambrisches, kristallines Basement meist direkt unter stark reduzierten Mächtigkeiten des Mesozoikums. Etwa parallel zum nördlichen Beckenrand verlaufen zwei bedeutende, NW-SE streichende, Störungszonen (Abb. 3). Von Norden nach Süden sind dies: (1) die Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ), ein intrakratonisches Störungssystem, das den nordwestlichen stabilen Teil von Baltica von dessen mobileren SW-Teil trennt (ERLSTRÖM et al. 1997). Die TTZ bildet gleichzeitig Europas längstes tektonisches Lineament und war wiederholt im späten Paläozoikum und im Mesozoikum aktiv (BERTHELSEN 1992); (2) die kaledonische Deformationsfront, die etwa 30 km nördlich von Rügen verläuft, und die Grenze zwischen nur gering deformierten Deckschichten des Baltischen Schildes im Norden und verschuppten Sedimenten des kaledonischen Überschiebungsgürtels im Süden darstellt (MAYER et al. 1993, THOMAS et al. 1993, MCCANN 1998a, EILTS et al. subm.). Der rezente Südrand des NEDB wird durch ein System WNW-streichender, steil einfallender Störungen mit mehreren Kilometern Versatz gebildet, die den Beckenrand treppenförmig begrenzen (SCHRETZENMAYR 1993, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999). Dieses Störungssystem, zu dem z.B. die Gardelegener Störung (Abbruch) gehört, wird zum Elbe Lineament gerechnet (Abb. 3), welches wegen der Änderung einer Reihe geophysikalischer Parameter als eine Krustenstruktur von überregionaler Bedeutung interpretiert wird (BANKWITZ et al. 1990, RABELL et al. 1995, TANNER & MEISSNER 1996, FRANKE et al. 1999, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999).

Das NEDB entwickelte sich über verschiedenen tektono-metamorphen Einheiten. Der Nordteil befindet sich über kaledonisch akkretionierter, kontinentaler Kruste am Übergang zum prä-kam-

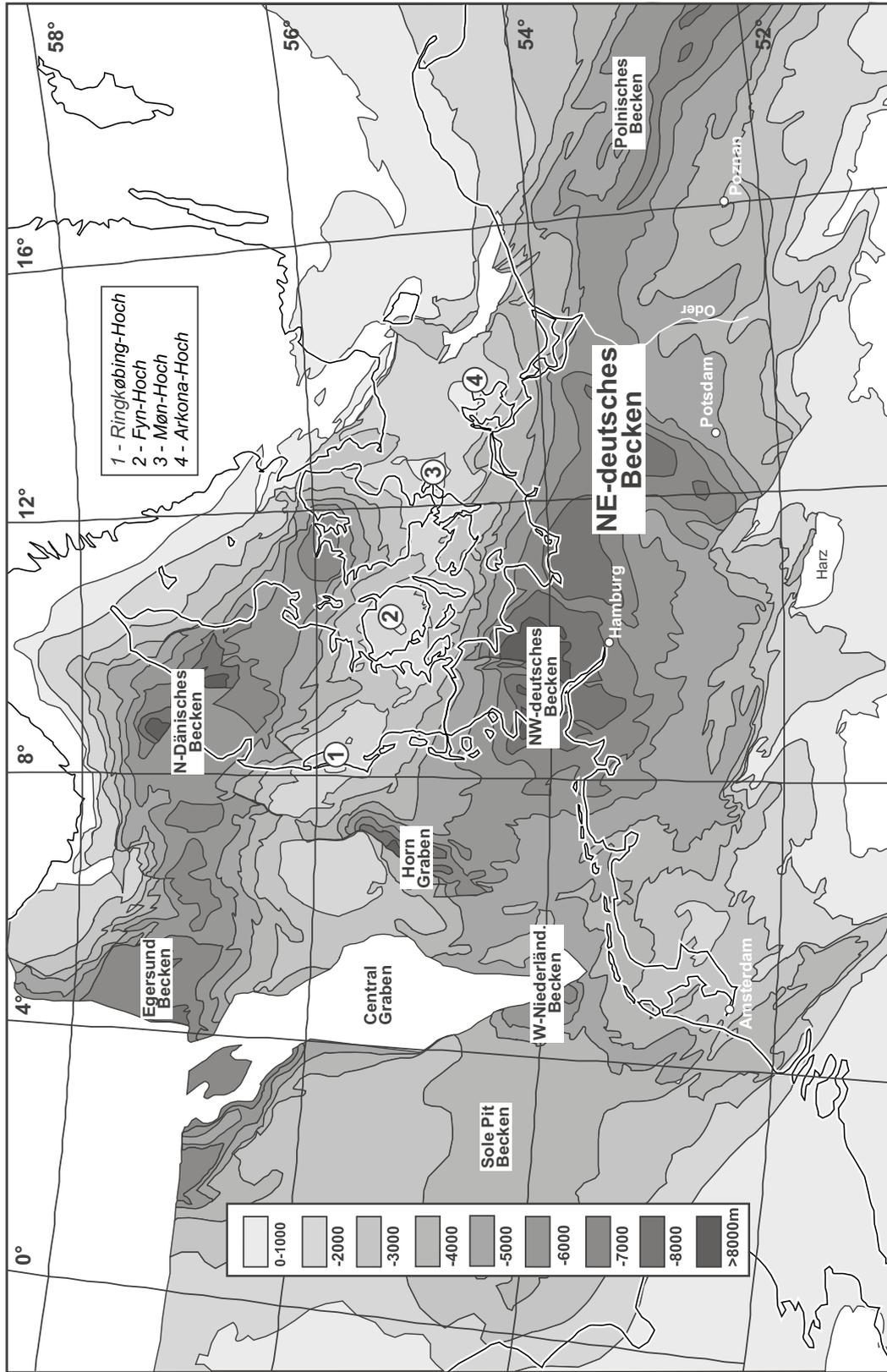


Abb. 2: Position des NE-deutschen Beckens innerhalb des Mittel- und NW-europäischen Beckensystems. Dargestellt ist die rezente Tiefenlage des präZechsteins. Trotz z.T. bedeutender Deformationen im Mesozoikum sind die Konturen der permokarbonisch angelegten Beckenstrukturen deutlich erkennbar. Das Südperimische Becken, zu dem das NE-deutsche Becken gehört, wird durch die Hochlagen von Ringkøbing, Fyn, Møn und Arkona vom Nordperimischen Becken getrennt (ZIEGLER 1990; modifiziert nach dem *NW European Gas Atlas*; BGR 1999).

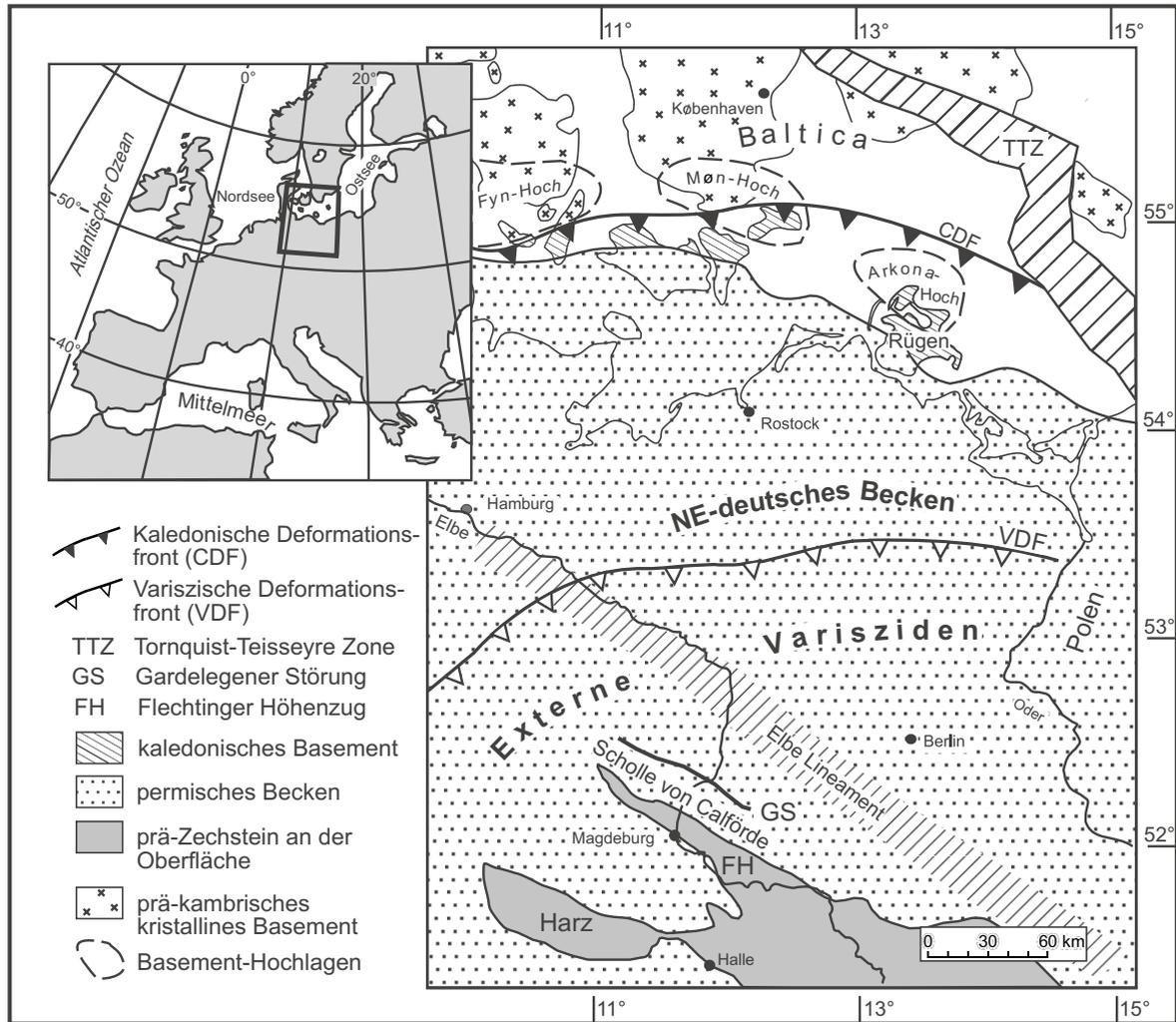


Abb. 3: Wichtige tektonische Elemente in der Region des NE-deutschen Beckens.

brisch konsolidierten Baltischen Schild (TANNER & MEISSNER 1996) und DEKORP BASIN RESEARCH GROUP (1999). Diese kaledonische Akkretion ist das Ergebnis einer nordgerichteten Konvergenz und anschließender Kollision des Mikrokontinentes Ost-Avalonia mit Baltica und Laurentia, als deren Ergebnis der Old Red Superkontinent während des Ordoviziums/Silurs entstand (ZIEGLER 1990, TORSVIK et al. 1993; Abb. 4).

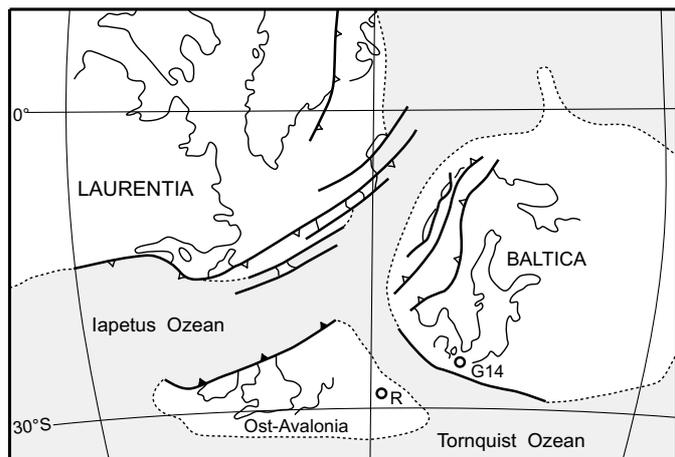


Abb. 4: Paläogeographische Rekonstruktion von Baltica und Ost-Avalonia an der Wende Ordovizium/Silur nach TORSVIK et al. 1993 und MCCANN 1998a. R - Rügen; G14 - Bohrung in der heutigen Ostsee.

Der südliche Teil des NEDB entwickelte sich dagegen über einer Kruste, die erst im Unterkarbon Verlauf der variszischen Orogenese an die kaledonisch akkretionierten Bereiche angegliedert wurde. Diese Amalgamation erfolgt im Anschluß an die Kollision von Gondwana mit dem Old Red Kontinent, wobei sich zwischen beiden Kontinenten möglicherweise eine Reihe kleinerer kontinentaler Fragmente befunden haben, die sich heute unter dem NEDB befinden könnten (FRANKE 1989, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999). Die variszische Deformationsfront wird im zentralen Teil des Beckens vermutet, konnte bisher aber nicht sicher identifiziert werden (HORST et al. 1994, KRAWCZYK et al. 1999).

Verschiedene Modelle wurden vorgeschlagen, um die Entstehung des NEDB zu erklären. Das Modell von BRINK et al. (1990) sieht eine asymmetrische krustale Dehnung im Unterperm nach dem Modell von WERNICKE (1981) als mögliche Ursache für die Bildung des NEDB an. Nach Ergebnissen des tiefenseismischen Profils BASIN 9601 sind unter dem NEDB jedoch keine größeren Störungen erkennbar, die als Beckenrandstörungen oder krustales *detachment* fungiert haben könnten. (DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999). BACHMANN & GROSSE (1989) dagegen gehen von einem transtensiven *pull-apart* Becken während der initialen Beckenbildung im Gebiet von Schleswig-Holstein und Mecklenburg aus. Die transtensiven Horizontalbewegungen werden begleitet von starkem Vulkanismus, gefolgt von starker thermischer Subsidenz ab dem Oberrotliegenden. Von einer kurzzeitigen krustalen Dehnung mit anschließender, lang anhaltender thermischer Subsidenz gehen auch PRIJAC et al. (2000) für das benachbarte Pariser Becken aus. Ein ähnliches Szenario schlagen van WEES et al. (2000) vor, die jedoch eine Dehnung des lithosphärischen Mantels mit einem *stretching factor* β von 1,15-1,25 im Rahmen weitreichender Horizontalbewegungen favorisieren. Obwohl der exakte Mechanismus der Beckenbildung bis heute nicht vollständig verstanden ist, spielte die Präsenz von mechanisch sehr inhomogener Kruste, wahrscheinlich eine fundamentale Rolle bei der Anlage und der Geometrie des sich bildenden Beckens (DEKORP BASIN RESEARCH GROUP 1999, van WEES et al. 2000).

2.2 Regionale Stratigraphie und generelle Beckenentwicklung

Die ältesten Gesteine im Gebiet des NEDB sind ordovizische Sedimente, die in Bohrungen auf Rügen und in der Ostsee nachgewiesen wurden (FRANKE et al. 1994, HOTH 1997). Devonische Gesteine sind am Südrand des NEDB aufgeschlossen (HOTH 1997). Im zentralen Bereich des Beckens sind wegen der großen Mächtigkeit der sedimentären Beckenfüllung prä-namurische Sedimente bisher nicht erbohrt worden (HOTH 1997, MCCANN 1999).

Mit dem post-orogenen Kollaps der Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden entwickelte sich im Unterdevon am Südrand des akkretierten Mikrokontinents Ost-Avalonia, im Gebiet des heutigen

NEDB, der Rhenoharzynische Ablagerungsraum (FRANKE 1989, McCANN 1998a). Im nördlichen Teil des NEDB besteht die mehrere 1000 m mächtige devonische Abfolge im Liegenden aus flachmarinen oder deltaischen Sedimenten, die bis etwa zum Givet auf einem passiven Kontinentallhang abgelagert wurden (McCANN 1998a). Das klastische Material wurde vom Südrand des Old Red Superkontinents geliefert, wo sich ein extensives Drainagesystem entwickelt hatte. In den zentralen und südlichen Teilen des NEDB dürfte dagegen zu dieser Zeit eine Tiefseesedimentation, ähnlich der im Gebiet des heutigen Harzes, vorgeherrscht haben, die zur Bildung von Ton- und Alaunschiefern führte (WACHENDORF 1986).

Mit einem globalen Meeresspiegelanstieg im Mitteldevon kam es zu einer nordwärts gerichteten Verlagerung der sedimentären Fazieszonen. Während sich im Nordteil des NEDB eine Karbonat-Plattform entwickelte, waren die zentralen Bereiche des Beckens durch die Förderprodukte eines basaltischen Vulkanismus (WACHENDORF 1986) nun stärker topographisch gegliedert. Auf Hochlagen wurden Karbonate sedimentiert, wohingegen in den tieferen Bereichen siliklastische Sedimente zur Ablagerung kamen. Eingeschaltete Vulkanite belegen die andauernde Extension im Rhenoharzynischen Becken. Das Ende des Vulkanismus und verstärkte tektonische Aktivitäten im Oberdevon stehen möglicherweise mit dem Beginn der südwärts gerichteten Subduktion des Rhenoharzynikums unter das Saxothurigikum am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinzone im Zusammenhang (MATTE 1986, FRANKE 1989).

Der Übergang Devon/Karbon ist durch eine globale Meeresspiegelabsenkung charakterisiert und durch eine Diskordanz am Nordrand des NEDB belegt (McCANN 1998a). Während am nördlichen Beckenrand nun verstärkt klastische Sedimente zur Ablagerung kommen, sind die etwas südlicheren distalen Bereiche des Beckens durch eine Karbonatsedimentation (Kohlenkalk) auf einer, sich von Irland bis Polen erstreckenden, Karbonat-Plattform gekennzeichnet (McCANN 1998a, Abb. 5). Dagegen werden am Südrand des Rhenoharzynischen Beckens verstärkt Turbidite und Olisthostrome (Kulmfazies) abgelagert, die im Zusammenhang mit der fortgesetzten Subduktion stehen (HOTH 1997, Abb. 5).

Im Visé führt die nordwärts gerichtete Drift von Gondwana zur Kollision mit dem Old-Red Kontinent. Die damit verbundene Gebirgsbildung ist in Europa und Nordamerika als Variszische Orogenese bekannt, in deren Ergebnis der Superkontinent Pangaea gebildet wurde. Im nördlichen Vorland des Variszischen Orogen entwickelte sich im Bereich des NEDB eine sich durch tektonische Auflast schnell absenkende Vortiefe.

Trotz der enormen Tiefe dieses Flyschbeckens führte die hohe Sedimentationsrate zu dessen rascher Verlandung (HOTH 1997, McCANN 1998a). Die mehrere 1000 m mächtige oberkarbonische Abfolge besteht im unteren Teil aus Flyschsedimenten des Visé und Namurs, die zum Hangenden in Flachwasserablagerungen des Oberen Namurs und des Westphals übergehen (McCANN 1996, HOTH 1997).

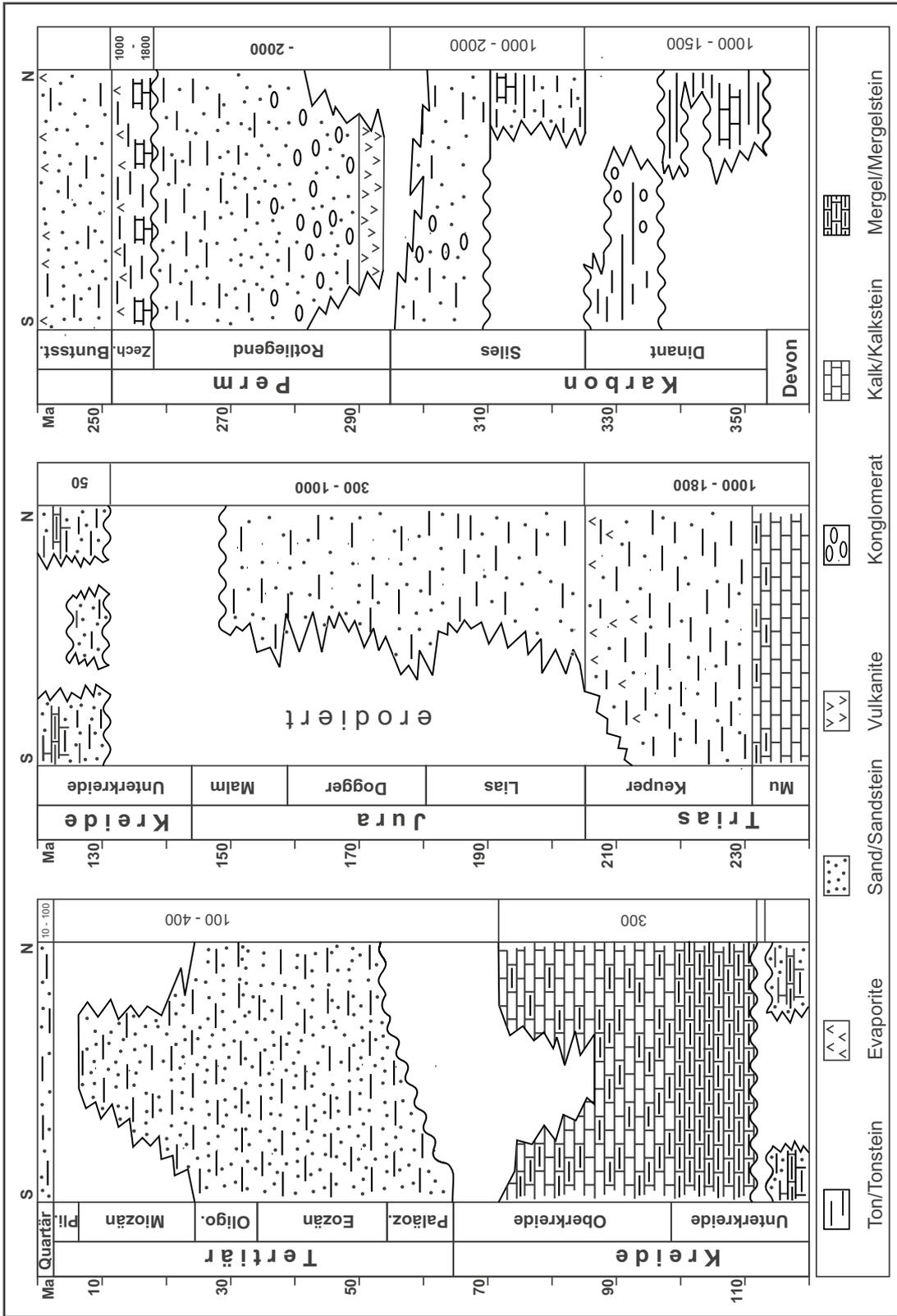


Abb. 5: Stratigraphische Tabelle des NE-deutschen Beckens mit vorherrschenden Lithologien und Durchschnittsmächtigkeiten. Daten aus HOTH et al. (1993); Zeitskala nach MENNING (1995). Abkürzungen: Zech. - Zechstein; Buntsst. - Buntsandstein; Mu - Muschelkalk; Paläoz. - Paläozän; Oligo. - Oligozän; Pli. - Pliozän. Zahlenwerte in den rechten Spalten zeigen die durchschnittlichen Mächtigkeiten (m) im NEDB an.

Die südlichen Teile dieses Vorlandbeckens wurden von den variszischen Deformationen erfaßt und schon bald nach ihrer Ablagerung teilweise wieder erodiert. Dabei sind Hebung und Abtragung durch die Bildung umfangreicher Rotsedimente im Namur und Westphal dokumentiert. (HOTH 1997, McCANN 1999). Mit Beginn des Westphals war das Vorlandbecken endgültig verflacht. Am Nordrand dieses Beckens, im Bereich der Ostseeküste, herrschte fluviatile und deltatische Sedimentation vor (LINDERT 1994, McCANN 1999). Hohe Sedimentationsraten glichen die Subsidenz aus. Kurzfristige Meeresspiegelschwankungen führten zu einer zyklischen Sedimentation und zu eingeschalteten beckenweit korrelierbaren, marinen Ablagerungen, die ein geringes Relief im Becken belegen. Das Stephan ist durch eine grobklastische Abfolge von Rotsedimenten charakterisiert und liegt diskordant auf den Ablagerungen des Westphals (LINDERT 1994).

Nach dem Abklingen der kompressiven Bewegungen am Übergang Stephan/Unterrotliegend werden weite Teile NW- und Mitteleuropas von regionaler Extension erfaßt (ZIEGLER 1990). Deformationen entlang transtensionaler Schersysteme werden von extensivem Magmatismus begleitet und führen im Gebiet des NEDB zur Ablagerung einer etwa 2000 m mächtigen vulkanischen Abfolge (HOFFMANN 1990, BENEK et al. 1996, BREITKREUZ & KENNEDY 1999, Abb. 5). Nach dem Unterrotliegend erfolgte die Ablagerung einer im Beckenzentrum bis zu 2500 m mächtigen Abfolge klastischer und evaporitischer Sedimente des Oberrotliegend (PLEIN 1993, MCCANN 1998b, RIEKE et al. 2001). Die schnelle Subsidenz mit Beträgen von ca. 0,3 mm/a setzte sich bis in die mittlere Trias fort.

Die Zechsteinsequenz entwickelte sich als Folge einer Reihe mariner Transgressionen aus dem nördlich gelegenen Borealen Ozean. Im Gebiet des NEDB sind vier Hauptzyklen entwickelt: Werra (Z1), Staßfurt (Z2), Leine (Z3) und Aller (Z4) (STROHMENGER et al. 1996). Zwei weitere Zyklen, Ohre (Z5) und Friedberg (Z6), sind nur lokal ausgebildet. Ein typischer Zyklus besteht aus einer basalen klastischen Schicht, gefolgt von Karbonaten, Sulfaten, Halit und K- bzw. Mg-Salzen. In der Realität treten jedoch Unterbrechungen oder Umkehrungen von dieser idealen Reihenfolge auf. Der Halit der Staßfurt-Folge ist das wichtigste Element für die Salztekonik im NEDB.

Die triassische Abfolge ist als klassische Germanische Trias entwickelt und durch etwa 1000 m mächtige, kontinentale Rotsedimente des Buntsandsteins, gefolgt von 300-500 m mächtigen Plattform-Karbonaten des Muschelkalks, gekennzeichnet. Eine Meeresspiegelabsenkung im Keuper führte zur erneuten kontinentalen Sedimentation (Abb. 5). Der Jura ist durch flachmarine Sand- und Tonsteine charakterisiert (NÖLDEKE & SCHWAB 1976).

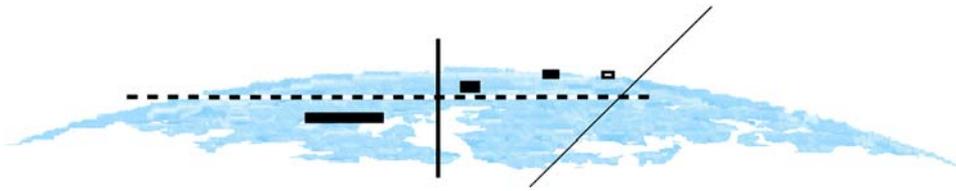
Die generelle Subsidenz des NEDB wurde von erosiven Phasen unterbrochen, z.B. an der Grenze Jura/Kreide, in denen das NEDB gehoben und Teile der jurassischen und triassischen Sequenzen erodiert wurden (SCHWAB et al. 1982; Abb. 5). Diese Prozesse wurden von massiven Salzumlagerungen begleitet (KOSSOW et al. 2000). Die Unterkreide beginnt zunächst mit einer

lokalen Ablagerung von kontinentalen Sedimenten, die später durch eine marine Sedimentation abgelöst wird. Nach einer Schichtlücke von ca. 20 Ma dokumentiert die Ablagerung der oberkretazischen Mergel und Karbonate einen Abschnitt geringer tektonischer Aktivität und einen erneut gestiegenen Meeresspiegel (SCHWAB et al. 1982).

Eine regionale Diskordanz an der Tertiärbasis ist das Ergebnis einer Phase mit bedeutender, beckenweiter Inversion am Ende der Oberkreide (Abb. 5). Das Faziesmuster der kontinentalen bis flachmarinen, tertiären Sedimente ist stark von Salztektonik beeinflusst.

Heute wird das NEDB flächendeckend von durchschnittlich 10er Meter mächtigen glazialen Ablagerungen des Pleistozäns bedeckt.

Wie sich die hier beschriebenen sedimentären Formationen, deren Charakterisierung hauptsächlich auf Bohrungsinformationen beruht, in den untersuchten seismischen Daten abbilden und welche Informationen die Reflexionsseismik zusätzlich bietet, wird im folgenden Kapitel dargestellt.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

1 Einleitung

1.1 Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Struktur und Entwicklung des invertierten intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens (NEDB), das ein Teilbecken des Mittel- und NW-europäischen Beckensystems darstellt (ZIEGLER et al. 1990). Trotz vieler Gemeinsamkeiten in ihrer geologischen Entwicklung seit ihrem Entwicklungsbeginn im Permokarbon, differiert das rezente Strukturbild vieler dieser Teilbecken z.T. beträchtlich. Grund ist die oft mehrphasige strukturelle Entwicklung einzelner Becken, die zu starken Intraplatten-Deformationen, wie invertierten Störungen oder aufgeschobenen Krustenblöcken, geführt haben. Zusätzlich verkompliziert wird der strukturelle Stil vieler Becken durch gewaltige Salzdeformationen, die neben den tektonischen Deformationen eine Vielzahl der Teilbecken des Mittel- und NW-europäischen Beckensystems erfaßt haben. Durch die Umverteilung riesiger Salzmenngen werden so viele regionale, geologische Prozesse maskiert, was die Analyse der Steuerungsmechanismen der Entwicklung eines Beckens beträchtlich erschwert.

Das NEDB ist seit Jahrzehnten Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen und war das Ziel intensiver Kohlenwasserstoffexploration. Daher existieren eine Reihe von Arbeiten, die sich mit Teilaspekten des Beckens beschäftigen. Durch diese Arbeiten ist die generelle Struktur und die allgemeine Entwicklung des Beckens gut bekannt. Weniger gut verstanden sind jedoch die genaue Kinematik der geometrischen Entwicklung des NEDB als ein zusammengehöriges System sowie das Ausmaß wesentlicher beckenmodifizierender Prozesse, da enorme Salzumlagerungen seit dem frühen Mesozoikum im NEDB stattgefunden haben.

Mit der vorliegenden Arbeit sollen die Effekte dieser Salzbewegungen eliminiert und einzelne geologische Prozesse stärker quantitativ erfaßt werden, um die steuernden Faktoren bei der post-Rotliegend Entwicklung des NEDB zu bestimmen. Erreicht werden soll dieses Ziel mit der schrittweisen Abwicklung eines geologischen Profils, das vom Strelasund im Nordosten bis in das Gebiet der Gardelegener Störung verläuft und damit das gesamte Nordostdeutsche Becken quert (Abb. 1). Durch die Profilabwicklung sollen systematisch sämtliche Deformationsprozesse im Becken rückgängig gemacht, sowie die Effekte von Isostasie und Kompaktion beseitigt werden. Damit kann die kinematische Entwicklung des Beckens in mehreren Zeitschritten rekonstruiert und in das geodynamische Modell der post-varizischen Entwicklung Mittel- und NW-Europas integriert werden.

Nach der Darstellung der Datenbasis im nächsten Abschnitt erfolgt eine Einführung die regionale Geologie der Region und in die allgemeine Entwicklung des NEDB (Kapitel 2). Im Kapitel 3 wird

mit einer seismisch-stratigraphischen Analyse untersucht, welche geologischen Prozesse mit den verwendeten seismischen Daten erkannt und mit welcher zeitlichen Genauigkeit diese rekonstruiert werden können. Anschließend wird der Deformationsstil der wichtigsten Strukturen entlang des abzuwickelnden Profils untersucht (Kapitel 4), um die notwendigen Parameter für die Rückdeformation der im Kapitel 5 folgenden, geologischen Modellierung zu erhalten. Dort werden außerdem die Voraussetzungen und Annahmen der Profilbilanzierung in Gebieten mit Salzbewegungen erörtert. Das Kapitel 6 diskutiert schließlich die Ergebnisse der seismisch-stratigraphischen Analyse und der strukturellen Modellierung und vergleicht die Entwicklung des NEDB mit anderen geologisch ähnlichen Becken, um allgemeingültige Aussagen über die Bedeutung einzelner Faktoren bei der Entwicklung von intrakontinentalen Sedimentbecken mit Salzdeformation treffen zu können.

1.2 Datengrundlage

Die Basis der vorliegenden Arbeit ist die Kombination verschiedener geologischer und geophysikalischer Datensätze. Dabei erlaubte erst die Verknüpfung aus bisher z.T. nicht zugänglichen Daten aus der Kohlenwasserstoffexploration in Nordostdeutschland zusammen mit neuen nichtkommerziellen seismischen Daten die Durchführung dieser Arbeit.

Wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit ist die Auswertung des reflexionsseismischen Profils DEKORP BASIN 9601, das im Rahmen des DEKORP Experimentes **BASIN' 96 (Basin Analysis and Seismic Interpretation of the Northeast German Basin 1996)** geschossen wurde. Zusätzliche ca. 80 reflexionsseismische Profile der *Erdgas Erdöl GmbH Berlin (EEG)* und einige Profile, die sich im Besitz der *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR)* befinden, konnten ebenfalls genutzt werden.

Das Profil BASIN 9601 verläuft auf einer Länge von etwa 340 km von der Südspitze Rügens bis in den nördlichen Bereich des Harzes und quert damit das gesamte NE-deutsche Becken (NEDB) sowie die Scholle von Calförde und das Subherzyn (Abb. 1). Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf das Gebiet des NEDB, das vom Profil BASIN 9601 von der Ostsee bis zur Gardelegener Störung überdeckt wird (Abb. 1). Die Aufnahme- und Processing-Parameter für das DEKORP-Profil BASIN 9601 sind bei KRAWCZYK et al. (1999) dokumentiert.

Die verwendete Industrieseismik umgibt das Profil BASIN 9601 an der Nordflanke des NEDB netzwerkartig, so daß das Profil BASIN 9601 zwischen diesen seismischen Linien vermitteln konnte (Abb. 1). Die Industrieprofile besitzen eine Gesamtlänge von ca. 3000 Profil-km und wurden genutzt, um den Verlauf und die strukturelle Charakteristik der Strukturen neben dem DEKORP-Profil BASIN 9601 zu erfassen. Da die Linien im Zeitraum von 1972 bis 1996 gewon-

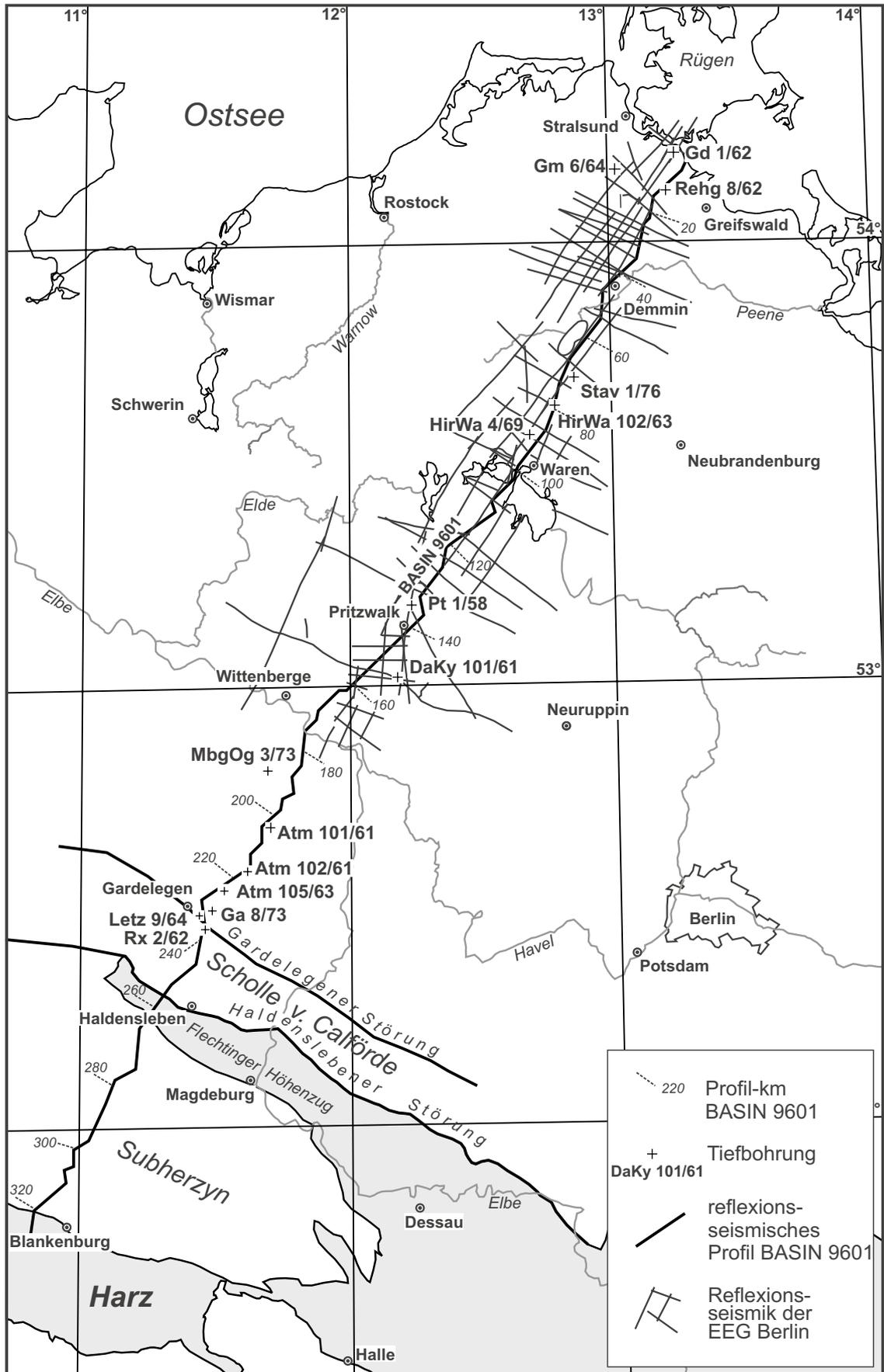


Abb. 1: Lage der verwendeten seismischen Linien und der vorhandenen Bohrdaten.

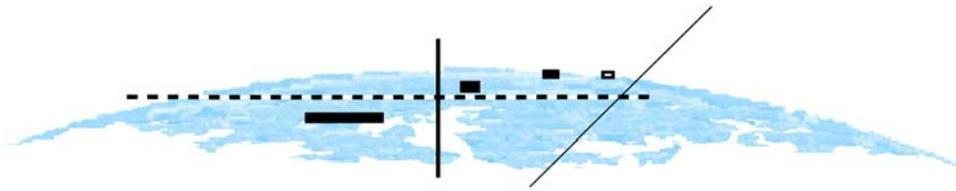
nen wurden, sind sie von unterschiedlicher Qualität. Die Auswertung der seismischen Daten erfolgte auf Papiersektionen, die im Längenmaßstab von 1:20.000 bis 1:50.000 vorlagen und überwiegend bis 6 s Zweiweglaufzeit aufgezeichnet sind.

Der Abstand zwischen den einzelnen Profilen beträgt ca. 3-4 km (Abb. 1), was ausreichend ist, um alle wesentlichen geologischen Strukturen im Umfeld des Profils BASIN 9601 erfassen zu können. Während die Industrieprofile meist in Form von Stapelungen vorliegen, konnten die seismischen Daten des Profils BASIN 9601 je nach Bedarf als Stapelungen oder Zeitmigrationen in verschiedenen Längenmaßstäben genutzt werden. Um die Geometrie der Strukturen möglichst exakt zu bestimmen, wurde nach dem Prinzip der "geschlossenen Schleife" kartiert, d.h. die Interpretation eines Reflektors muß nach der Korrelation über mehrere Profile wieder am Ausgangspunkt ankommen.

Die stratigraphische Kalibrierung der Reflexionen erfolgte über die Anbindung an eine Reihe veröffentlichter (HOTH et al. 1993) und unveröffentlichter Tiefbohrungen der *Erdgas Erdöl GmbH Berlin*, die sich entlang des Profils BASIN 9601 befinden (Abb. 1). Von diesen Bohrungen standen Bohrberichte und z.T. Akustiklogs zur Verfügung.

Nach der Digitalisierung der Zeitsektion erfolgte die Tiefenkonversion unter Nutzung von Geschwindigkeitsdaten von REINHARDT (1968, 1993), der aus 276 beckenweit verteilten Bohrungen die seismische Geschwindigkeitsverteilung im NEDB ableitete. Die für die strukturelle Modellierung nötigen Porositäts-Tiefen Funktionen im NEDB wurden einer unpublizierten Arbeit von HARFF et al. 1990 entnommen.

Für das Gebiet zwischen Elbe und Gardelegener Störung konnte zusätzlich ein Arbeitsbericht über die Entwicklung von Störungszonen im Gebiet der Altmark genutzt werden (LUDWIG et al. 1988), der im Rahmen der Kohlenwasserstoff-Exploration angefertigt wurde und ebenfalls auf der Auswertung einer Vielzahl reflexionsseismischer Profile beruht.



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Inhalt

1	Einleitung	1
1.1	Zielsetzung	1
1.2	Datengrundlage	2
2	Geologischer Rahmen	5
2.1	Beckenkonfiguration.....	5
2.2	Regionale Stratigraphie und generelle Beckenentwicklung	8
3	Seismisch-fazielle Analyse	13
3.1	Geologie und seismische Sektion	13
3.1.1	Reflexionsamplitude.....	13
3.1.2	Polarität	14
3.1.3	Kontinuität.....	14
3.1.4	Reflexionsabstand	15
3.2	Seismische Stratigraphie.....	15
3.3	Seismische Sequenzen im Nordostdeutschen Becken.....	16
3.3.1	Sequenz 1 <i>prä-Zechstein</i>	16
3.3.2	Sequenz 2 <i>Zechstein</i>	18
3.3.3	Sequenz 3 <i>Unterer und Mittlerer Buntsandstein</i>	19
3.3.4	Sequenz 4 <i>Oberer Buntsandstein und Muschelkalk</i>	20
3.3.5	Sequenz 5 <i>Unterer und Mittlerer Keuper</i>	21
3.3.6	Sequenz 6 <i>Oberkeuper und Jura</i>	22
3.3.7	Sequenz 7 <i>Unterkreide</i>	23
3.3.8	Sequenz 8 <i>Alb und Oberkreide</i>	24
3.3.9	Sequenz 9 <i>Tertiär und Quartär</i>	25
4	Tektonische Analyse der post-Rotliegend Strukturen.....	27
4.1	Vorbemerkungen.....	27
4.2	Die strukturelle Charakteristik der wichtigsten Einzelstrukturen	28
4.2.1	Grimmener Wall.....	28
4.2.2	Pasewalker Störungszone	31
4.2.3	Tützpatz.....	32
4.2.4	Gielow	33
4.2.5	Hinrichshagen.....	35
4.2.6	Malchow.....	36
4.2.7	Königsberg	37
4.2.8	Bad Wilsnack	39

4.2.9	Meseberg	41
4.2.10	Groß Schwechten	43
4.2.11	Berkau	44
4.2.12	Bockelberg	46
4.2.13	Mulde südlich von Bockelberg.....	48
4.2.14	Gardelegener Störung.....	49
4.3	Gesamtcharakteristik des Strukturstils im NE-deutschen Becken	51
4.3.1	Subsalinar	51
4.3.2	Salinar.....	52
4.3.3	Suprasalinar	52

5 Strukturelle Modellierung..... 54

5.1	Einleitung	54
5.2	Annahmen und Voraussetzungen für die Profilbilanzierung.....	54
5.3	Methodik der Profilbilanzierung.....	57
5.3.1	Festlegung der Referenzlinien.....	57
5.3.2	Dekompaktion	58
5.3.3	Isostatische Anpassung.....	59
5.3.4	Thermische Subsidenz.....	62
5.3.5	Strukturelle Abwicklung (Rückdeformation).....	63
5.3.5.1	Vertikale/geneigte einfache Scherung	64
5.3.5.2	Biegegleitfaltung.....	64
5.4	Geometrische Entwicklung des NEDB im post-Rotliegend	65
5.4.1	Ende Zechstein (~251 Ma).....	65
5.4.2	Ende Muschelkalk (~231 Ma).....	66
5.4.3	Ende Mittelkeuper (~218 Ma).....	66
5.4.4	Ende Oberjura (~145 Ma)	67
5.4.5	Beginn Unterkreide (~144 Ma)	67
5.4.6	Albtransgression.....	68
5.4.7	Ende Oberkreide (~66 Ma).....	69
5.4.8	Transgression Känozoikum (~65 Ma).....	69
5.4.9	Rezent.....	70
5.5	Überprüfung der Profilbilanzierung.....	71
5.5.1	Methodik zur Bestimmung der primären Zechsteinmächtigkeit	71
5.5.2	Verteilung der Primärmächtigkeit des Zechsteins im NEDB.....	72
5.5.3	Vergleich der ermittelten primären Zechsteinmächtigkeiten	74
5.6	Die Geometrie der Gardelegener Störung in großer Tiefe	75
5.7	Quantifizierung der beckenprägenden Prozesse	79
5.7.1	Subsidenz	79
5.7.2	Hebung und Erosion.....	80
5.7.2.1	Hebung und Erosion an der Wende Kreide/Tertiär	80
5.7.2.2	Hebung und Erosion an der Wende Jura/Kreide	82
5.7.3	Beckenverkürzung während der Inversionsphasen	82
5.7.3.1	Verkürzung an der Wende Kreide/Tertiär	83
5.7.3.2	Verkürzung an der Wende Jura/Kreide	86

5.7.4	Salzaktivität	86
6	Diskussion	88
6.1	Die Entwicklung des NEDB im Rahmen der post-variszischen Entwicklung Mittel- und NW-Europas.....	88
6.1.1	Perm-Mittlere Trias	88
6.1.2	Obertrias- Jura	89
6.1.3	Inversion Wende Oberjura/Unterkreide	90
6.1.4	Alb und Oberkreide	92
6.1.5	Inversion Wende Oberkreide/Tertiär.....	92
6.1.6	Känozoikum	94
6.2	Das NEDB im Vergleich mit anderen intrakontinentalen Becken	95
7	Literatur	97

Erklärung

Ich versichere hiermit, die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel verfaßt zu haben.

Potsdam, im März 2001

Datum der Prüfung: 14.01.2002

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen des DFG-finanzierten Forschungsvorhabens DEKORP **Basin Analysis and Seismic Investigation in North Germany 1996 (BASIN '96)** in der AG Norddeutschland am GeoForschungsZentrum Potsdam in Kooperation mit der Universität Potsdam. Für zusätzliche technische und finanzielle Unterstützung danke ich dem GeoForschungsZentrum Potsdam.

Besonders danken möchte Prof. Manfred Strecker und Prof. J.F.W. Negendank für die Initiierung und Betreuung dieser Arbeit. Prof. J.F.W. Negendank möchte ich zudem für die großzügige technische und organisatorische Unterstützung durch den Projektbereich 3.3 am GeoForschungsZentrum danken.

Prof. Onno Oncken danke ich für die Bereitschaft, diese Dissertation zu begutachten und außerdem für seine Ideen und Hinweise, die diese Arbeit bereichert haben.

Mein ganz besonderer Dank gilt Dr. Charlotte Krawczyk für die jahrelange, unermüdliche fachliche Anleitung und moralische Unterstützung beim Werden dieser Arbeit.

Weiterhin danke ich den anderen Mitgliedern der AG Norddeutschland am GFZ Potsdam - Dr. Tommy McCann, Dipl. Geol. Holger Rieke, Dr. Robert Ondrak und Dipl. Geophys. Folkert Eilts - für die zahlreichen Diskussionen, die mir auch halfen, aus vagen Vorstellungen klare Gedanken zu formulieren. Dr. Tommy McCann danke ich außerdem für seine Unterstützung beim Verfassen englischsprachiger Texte.

Der Erdgas Erdöl GmbH Berlin und besonders Dr. S. Schretzenmayr danke ich für die Bereitstellung von zahlreichen Daten sowie für wertvolle Hinweise zu bereits vorhandenen Untersuchungen und z.T. unveröffentlichter Literatur.

Ebenfalls danken möchte Dr. M. Scheck für die Kooperation im Rahmen des DFG-Bündelantrages zu DEKORP NE-Deutschland, sowie Dr. W. Stackebrandt und Dipl. Geol. H. Beer vom Geologischen Landesamt Brandenburg und Dr. N. Hoffmann von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe für ihre Diskussionsbereitschaft.

Ferner danke ich Manuela Dziggel und Andreas Hendrich für ihre Hilfe bei der Erstellung von Grafiken und Postern und Wilfried Herr und Manfred Prena für die technische Unterstützung.

Das sorgfältige Korrekturlesen durch Anja und Barbara Doogs ersparen dem Leser dieser Arbeit eine Reihe von Tippfehlern.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit präsentiert ein tektonisches Modell für die post-Rotliegend Entwicklung des NE-deutschen Beckens (NEDB) auf der Grundlage einer Bilanzierung des reflexionsseismischen Profils BASIN 9601. Das untersuchte Profil verläuft vom Strelasund im Norden bis zum Gardelegener Störungssystem im Süden des Beckens und erfaßt somit erstmals vollständig das rezente Becken. Zusätzlich konnte ein Netzwerk aus industriellen seismischen Linien für die räumliche Verknüpfung und eine Reihe publizierter Bohrungen zur stratigraphischen Kalibrierung genutzt werden.

Das NEDB gehört zu einer Reihe von intrakontinentalen Sedimentbecken, die sich von Südengland bis nach Polen erstrecken. Das NEDB beginnt sich an der Wende Karbon/Perm über verschiedenen tektono-sedimentären Einheiten abzusenken. Während sich der Nordteil des Beckens über kaledonisch akkretionierter Kruste befindet, lagert der Südteil über variszisch konsolidierten Krusteneinheiten. Im Laufe der Beckenentwicklung wurden bis zu 10 km mächtige paläozoische bis känozoische Sedimente abgelagert. Die rezente Geometrie ist stark von Salztektonik im gesamten NEDB beeinflusst.

Der rezente strukturelle Stil des Suprasalinars im NEDB weist einen graduellen Übergang von stark deformierten und z.T. überschobenen Schichten im Südteil des Beckens zu nur gering verformten Sedimenten im Nordteil des Beckens auf. Das Becken ist asymmetrisch mit einem flach einfallenden Nordrand und einem steilen Südrand. Das gesamte NEDB ist von umfangreichen Umlagerungen des Zechsteinsalinars betroffen. Zwei Beckeninversionen führten zur großräumigen Hebung und tiefgreifender Erosion im Becken und gestalteten das strukturelle Bild im Becken wesentlich mit. Eine ältere, milde Inversion, fand an der Wende Jura/Kreide und eine zweite, stärkere Inversion, an der Wende Kreide/Tertiär statt. Beide zeigen die Beteiligung einer kompressiven Komponente bei der Deformation an.

Das Gardelegener Störungssystem am Beckensüdrand wird als ein mit ca. 70° nach Süden einfallendes Störungssystem interpretiert, an dem die Zechsteinbasis ca. 3,5 km versetzt wurde. Der Grimmener Wall am äußersten Nordrand wird in der vorliegenden Arbeit als eine *drag-related anticline* interpretiert, die an der Wende Kreide/Tertiär auf den Beckenrand aufgeschoben worden ist. Dabei wird die Position dieser Antiklinale innerhalb des NEDB durch die Verteilung der mobilen Zechstein Evaporite gesteuert. Durch den Übergang von der halitreichen Beckenfazies zu den immobilien Beckenrand Äquivalenten wurde die Deformation des Suprasalinars durch zunehmende basale Reibung behindert, was zu einem Aufschieben und zur Heraushebung des Grimmener Walls führte.

Regionale Prozesse der Beckenentwicklung konnten quantifiziert werden, indem mit Hilfe einer Profilbilanzierung die Effekte der umfangreichen Salzumlagerungen eliminiert wurden. So ergibt die Abwicklung des Profils BASIN 9601 eine Verkürzung der post-Zechstein Sedimente von 8,5 km, bei der inversionsbedingten Deformation an der Wende Kreide/Tertiär, wobei 5,5 km oder ca. 70% der Gesamtverkürzung in der Überschiebung der Struktur Bockelberg enthalten sind. Die Verkürzung der post-Zechstein Sedimente ist außerdem die Ursache für die Hebung des NEDB von ca. 1 km an der Wende Kreide/Tertiär, wobei das Zechsteinsalinar als

Abscherhorizont gedient hat. Eine zweite Modellierung ergab, daß der überwiegende Teil der Verkürzung der prä-Zechstein Sedimente bei der Deformation an der Wende Kreide/Tertiär im Gardelegener Störungssystem akkumuliert ist. Es konnte außerdem gezeigt werden, daß die Gardelegener Störung in größerer Tiefe eine listrische, nach Süden einfallende Geometrie besitzt und bei ca. 20 km Tiefe in ein horizontales *detachment* mündet.

Für die Inversion an der Wende Jura/Kreide errechnet sich aus der Profilbilanzierung eine relativ unbedeutende Verkürzung von ca. 1 km für die post-Zechstein-Sedimente. Auch diese Inversion wird von einer Hebung des NEDB begleitet.

Eine Abschätzung der subseismischen Verformung auf der Basis der Erosionsbeträge ergab, daß 1-2% der Verformung unterhalb der seismischen Auflösung liegen und die Beckenverkürzung bei beiden Inversionen damit möglicherweise um jeweils ca. 5 km unterschätzt wird. Die gesamte Verkürzung des NEDB, die sich aus beiden Inversionen ergibt, beträgt damit max. 16-18 km.

Weiterhin belegte die Profilbilanzierung, daß Perioden erhöhter Salzaktivität an Phasen verstärkter tektonischer Aktivität im NEDB gekoppelt sind, was darauf hinweist, daß das Salz weitgehend passiv auf äußere Einflüsse reagiert hat.

Das heutige Strukturbild des NEDB ergibt sich aus dem Zusammenspiel mehrerer Faktoren: (1) Globale Plattenrandkräfte sind verantwortlich für die Erzeugung der überregionalen Stressfelder und steuern damit die Art der intrakontinentalen Deformationen innerhalb Mittel- und NW Europas. Drei Hauptdeformationen können in der post-permischen Entwicklung des NEDB unterschieden werden. Nach einer lokalisierten *thin-skinned* Extension in Unteren-Mittleren Trias erfolgten eine transpressionale Deformation an der Wende Jura/Kreide und eine kompressive Verformung an der Wende Kreide/Tertiär. (2) Die Beschaffenheit der Kruste unter dem Becken kontrolliert den Ort von krustalen Intraplatten-Deformationen. Krustale Diskontinuitäten sind der bevorzugte Ort des mechanischen Versagens und führen zu Aufpressen von Krustenblöcken während kompressiver Inversionsphasen. Im NEDB wurde während der Inversion an der Wende Kreide/Tertiär die Scholle von Calförde entlang der krustalen Gardelegener Störung, die möglicherweise eine variszisch angelegte Struktur ist, nach Norden aufgeschoben. Dadurch wurde eine Kompression auf die Sedimente der Beckenfüllung des NEDB ausgeübt, wodurch diese gefaltet und z.T. überschoben wurden. (3) Das mobile Zechsteinsalz modifiziert die tektonischen Prozesse erheblich. Sowohl bei der triassischen *thin-skinned* Extension als auch bei den kompressiv betonten Deformationen an der Wende Jura/Kreide und Kreide/Tertiär wirkte das Zechsteinsalinar als wirksamer Entkopplungshorizont, wodurch sich der heutige Verformungsstil von Sub- und Suprasalinar unterscheidet.