

des Sedimentationsraumes unter die Kalzitkompensationstiefe und die zeitgleich einsetzende Turbiditsedimentation auf die Absenkung von Krustenschollen hin, die zur Entstehung von Hangbecken führten. Die Turbidite im Danium des Goppling-Profiles wurden aus becken- und hangparallelen Trübeströmen abgesetzt. Im Selandium überstiegen die Sedimentationsraten die Subsidenzraten und das Becken wurde bis an den Rand der begrenzenden Schwelle aufgefüllt. Die hangparallel transportierten Sandsteine der Beckenfüllung werden von einer pelitreichen Abfolge überlagert, deren Turbidite senkrecht zum Hangstreifen transportiert wurden. Das aufgefüllte Becken bildete eine Verebnung am Hang, wo es aufgrund des Gefälleverlustes zu Turbiditsedimentation kam. Eine neuerliche Absenkung führte im Ypresium wieder zur Bildung eines kleinen Beckens, das von sandreichen Turbiditen aus beckenparallel fließenden Trübeströmen aufgefüllt wurde. Für die gesamte im stratigraphisch Hangenden der Buntmergelserie vorkommende Tiefwasserabfolge wird die neue lithostratigraphische Bezeichnung Achthal-Formation vorgeschlagen.

Während Vorkommen von „Buntmergelserie“ aus dem Paläozän und Untereozän im Ultrahelvetikum kaum bekannt sind, treten turbiditreiche Abfolgen aus diesem Zeitabschnitt an mehreren Lokalitäten auf. Neben der Achthal-Formation zählen dazu die Kehlegg Schichten in Vorarlberg, die Junghansen Schichten im Allgäu und paläogene Turbiditabfolgen im Bereich des Fensters von Rogatsboden in Niederösterreich. Es ist unwahrscheinlich, dass alle diese Vorkommen aus einem einzigen Hangbecken stammen. Vielmehr wird angenommen, dass es eine Anzahl verschiedener Becken mit unterschiedlicher Subsidenzgeschichte gab.

Diese Hangbecken wirkten als Sedimentfallen, die weitgehend verhinderten, dass Trübestrome ins angrenzende Penninische Becken gelangten. Daher wurden dort im Paläozän vor allem hemipelagische Tonsteine (Strubach-Tonstein - EGGER 1995, EGGER et al. 2002) abgelagert.

Die annähernd synchrone Bildung dieser Hangbecken deutet auf eine großräumige tektonische Deformation des Kontinentalrandes hin, die im späten Maastrichtium begann. Dieses im Bereich der Europäischen Platte gut dokumentierte Ereignis wurde seit ZIEGLER (1987) als das Ergebnis der von Westen nach Osten fortschreitenden Kollision der Europäischen mit der Afrikanischen Platte gedeutet. Nach KLEY & VOIGT (2008) dagegen, wurde die Deformation der Europäischen Platte in der späten Oberkreide und im frühen Paläogen durch die Änderung der Bewegungsrichtung der Afrikanischen Platte hervorgerufen.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, **196**: 69-91, Stuttgart.

EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch Basin (Eastern Alps, Austria). - Sedimentary Geology, **152**: 247-262, Amsterdam.

KLEY, J. & VOIGT, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. - Geology, **36**: 839-842, Boulder.

ZIEGLER, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. - Tectonophysics, **137**: 389-420, Amsterdam.

Zeit-Tiefen Beziehung für das südliche Wiener Becken durch iterative Anpassung von Stapelgeschwindigkeiten in Kombination mit Bohrlochmessdaten

EICHKITZ, C.G. & AMTMANN, J.

Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH, Institut für Wasser, Energie und Nachhaltigkeit, Roseggerstraße 17, 8700 Leoben, Österreich

Reflexionsseismische 2D- oder 3D-Datensätze sind meist im Zeitbereich vorhanden, während Bohrungsinformationen (Bohrlochmessungen, Horizonte) im Tiefenbereich vorliegen. Um diese beiden Bereiche miteinander zu kombinieren ist es notwendig, eine verlässliche Zeit-Tiefen Beziehung zu entwickeln. Für die Entwicklung eines Geschwindigkeitsmodells können verschiedene Eingangsdaten verwendet werden:

- Checkshots
- VSP (Vertical Seismic Profiling)
- Sonic Logs
- Stapelgeschwindigkeiten der reflexionsseismischen Bearbeitung

Um die Stapelgeschwindigkeiten aus der Datenbearbeitung für ein Geschwindigkeitsmodell verwenden zu können, ist es notwendig diese Geschwindigkeiten (RMS-Geschwindigkeiten) in Durchschnitts- oder Intervallgeschwindigkeiten umzurechnen. Dies erfolgt mit der Dix-Gleichung (DIX 1955). Basierend auf diesen Daten gibt es unterschiedliche Methoden zur Berechnung einer Zeit-Tiefen Beziehung. Der einfachste Fall wäre die Modellierung eines „Layer Cake“ Modells (MARSDEN 1989), wobei jede Schicht in diesem Modell eine konstante Geschwindigkeit besitzt. Eine Weiterentwicklung dieser Methode ist die „ V_0 -K“ Modellierung (MARSDEN 1992, SMALLWOOD 2002). Hier nimmt die Geschwindigkeit innerhalb einer Schicht mit der Tiefe um den Faktor K zu. Diese Methode zeigt allerdings nur für Gebiete mit vielen verfügbaren Checkshot- oder Sonic Log-Daten gute Ergebnisse. Durch Verwendung von Stapelgeschwindigkeiten in Kombination mit Bohrlochmessungen lässt sich die Geschwindigkeitsmodellierung verbessern (COLEOU 2001, VEEKEN et al. 2005).

Für eine Geothermiestudie im südlichen Wiener Becken waren mehrere 2D-Reflexionsseismikprofile inklusive zugehöriger Stapelgeschwindigkeiten, sowie viele Bohrungen vorhanden. Einige dieser Bohrungen hatten Checkshot oder Sonic Log Informationen. Für die Geschwindigkeitsmodellierung wurde ein einfaches geologisches Modell aus den interpretierten Horizonten im Zeitbereich erstellt. In dieses Modell wurden die in Intervallgeschwindigkeiten umgerechneten Stapelgeschwindigkeiten geostatistisch verteilt, sodass jeder Raumzelle ein Geschwindigkeitswert zugeordnet wurde. Diese Geschwin-

digkeiten wurden als Trend für die weitere Geschwindigkeitsmodellierung verwendet, wobei dies über die Checkshot und Sonic Log Daten erfolgte. Anschließend an die Geschwindigkeitsmodellierung mit Trend wurden die interpretierten Horizonte in den Tiefenbereich gewandelt. Diese berechneten Tiefenwerte wurden mit den Tiefenwerten aus den Bohrungen verglichen und Differenzwerte berechnet. Über diese Differenzwerte wurde wiederum ein räumlich verteilter Geschwindigkeitsmodifikator - vorerst für das oberste Schichtpaket - berechnet. Mit diesem wurde das Geschwindigkeitsfeld modifiziert und eine neue Zeit-Tiefen-Wandlung mit anschließender Differenzberechnung durchgeführt. Der Geschwindigkeitsmodifikator wurde nun iterativ so lange verändert bis die Differenz ein Minimum wurde. Anschließend wurde dieser Arbeitsablauf auch für die darunter liegenden Schichtpakete durchgeführt. Dadurch konnte ein dreidimensionales Geschwindigkeitsmodell erstellt werden, das räumliche Variationen in der Geschwindigkeit berücksichtigt. Somit stellt die hier vorgestellte Methodik der iterativen Geschwindigkeitsanpassung eine Verbesserung der Methodik von COLEOU (2001) und VEEKEN (2005) dar. Damit können Fehler in der Zeit-Tiefen Abschätzung und Risiken für Bohrplanungen minimiert werden.

- COLEOU, T. (2001): On the use of seismic velocities in model building for depth conversion. - 63rd EAGE Conference & Exhibition, Extended Abstract, IV-1.
- DIX, C.H. (1955): Seismic velocities from surface measurements. - *Geophysics*, **20**: 68-86.
- MARSDEN, D. (1989): I: Layer cake depth conversion. - *The Leading Edge*, **8**: 10-14.
- MARSDEN, D. (1992): V_0 -K method of depth conversion. - *The Leading Edge*, **11**: 53-54.
- SMALLWOOD, J.R. (2002): Use of V_0 -K depth conversion from shelf to deepwater: how deep is that brightspot? - *First Break*, **20**: 99-107.
- VEEKEN, P., FILBRANDT, J. & AL RAWAHY, M. (2005): Regional time-depth conversion of the Natih E horizon in Northern Oman using seismic stacking velocities. - *First Break*, **23**: 35-45.

Modellierung des prä-neogenen Beckenuntergrunds im südlichen Wiener Becken - Kombination von 1D und 2D Daten zur Erstellung eines 3D Reservoirmodells

EICHKITZ, C.G.¹ & SALCHER, B.C.²

¹ Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH, Institut für Wasser, Energie und Nachhaltigkeit, Roseggerstraße 17, 8700 Leoben, Österreich;

² ETH Zürich, Geologisches Institut, Sonneggstraße 5, 8092 Zürich, Schweiz

Der Leopoldsdorfer Bruch im östlichen Wien und südlich angrenzendem Teilen Niederösterreichs ist eines der beherrschenden Strukturelemente im Wiener Becken. Dieser war auf Grund seiner Lage bzw. lateralen Ausdehnung über mehrere Bruchstufen sowie einer postulierten Sprunghöhe bis ca. 4000 m (WESSELY 1983) in der Vergangenheit speziell für die Kohlenwasserstoffprospektion von großem Interesse. KW Funde sind allerdings nur in

sehr marginalem Ausmaße bekannt. Dieses Störungssystem wird nun im zunehmenden Maße für die geothermische Nutzung interessant. Der extreme Versatz des Systems bietet die Möglichkeit, dass hoch temperierte Tiefenwässer entlang von Störungen an oberflächennahe Positionen gelangen.

Der Fokus dieser Studie richtet sich nach den möglichen Aufstiegsbahnen aus tieferen Beckenteilen (z. B. „Schwechater Tief“) in Richtung der höheren Bereiche (z. B. Oberlaa) und der dreidimensionalen Beschreibung möglicher Heisswasserreservoirs. Für die Beschreibung der Geometrie und Aufstiegsbahnen (=Störungen) stehen Informationen aus geophysikalischen Messungen (Reflectionsseismik) und Informationen aus Bohrungen (Bohrlochmessungen, Checkshots, Formationsgrenzen) zur Verfügung. Lag der Fokus der Kohlenwasserstoffindustrie vor allem auf der Beschreibung der neogenen Beckenfüllung ist für die Erschließung von geothermischen Lagerstätten hauptsächlich der tief abgesenkte Kalkalpine Untergrund von Interesse. Dies auch besonders aufgrund der möglichen Dimension und Güte die Reservoirs in den Kalkalpinen Decken erreichen können (z. B. Göllerdecke). Bisherige geologische Informationen des Untergrundes (WESSELY 1993) basieren auf Bohrinformationen und auf älteren Seismikdaten. In dieser Studie werden diese Seismikdaten nachbearbeitet und im Hinblick auf den Alpinen Untergrund neu interpretiert. Störungen konnten in den meisten Fällen in den Beckenuntergrund verfolgt werden, für die Horizontinterpretation sind nur einzelne Abschnitte der Seismikprofile interpretierbar. Zusätzlich zu den Seismikdaten fließen Informationen aus Bohrungen die den Beckenuntergrund erreichen in die Modelle ein. Durch Verknüpfung von linearen Horizontinterpretationen, punktförmigen Bohrlochinformationen und Profilschnitten wurden für die jeweiligen kalkalpinen Einheiten Oberflächen generiert. Diese generierten Flächen und die Störungsinterpretation aus den Seismikprofilen waren die Eingabeparameter für eine dreidimensionale Modellierung des Beckenuntergrundes. In einem ersten Arbeitsschritt wurden die auf den Seismiksektionen interpretierten Störungen zu einem dreidimensionalen Störungsmodell verbunden. Anschließend daran wurde ein Grid für den Modellbereich mit einer Zellgröße von ca. 100x100x50 m erzeugt. In dieses Grid wurden die generierten Horizonte gesampelt. Das Ergebnis dieser Modellierung ist ein dreidimensionales Beckenuntergrundmodell, das aus einzelnen Zellen besteht, die wiederum mit Reservoirparametern wie Porosität oder Permeabilität gefüllt werden können. Mit diesem komplexen dreidimensionalen Untergrundmodell ist es möglich tiefe Einheiten des kalkalpinen Untergrundes als 3D Körper darzustellen und wertvolle Grundlagen für geothermische Modellierungen zu liefern.

WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **76**: 27-68, Wien.

WESSELY, G. (1993): Der Untergrund des Wiener Beckens. - (In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg): Erdöl und Erdgas in Österreich). - 249-280, (Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger) Horn.