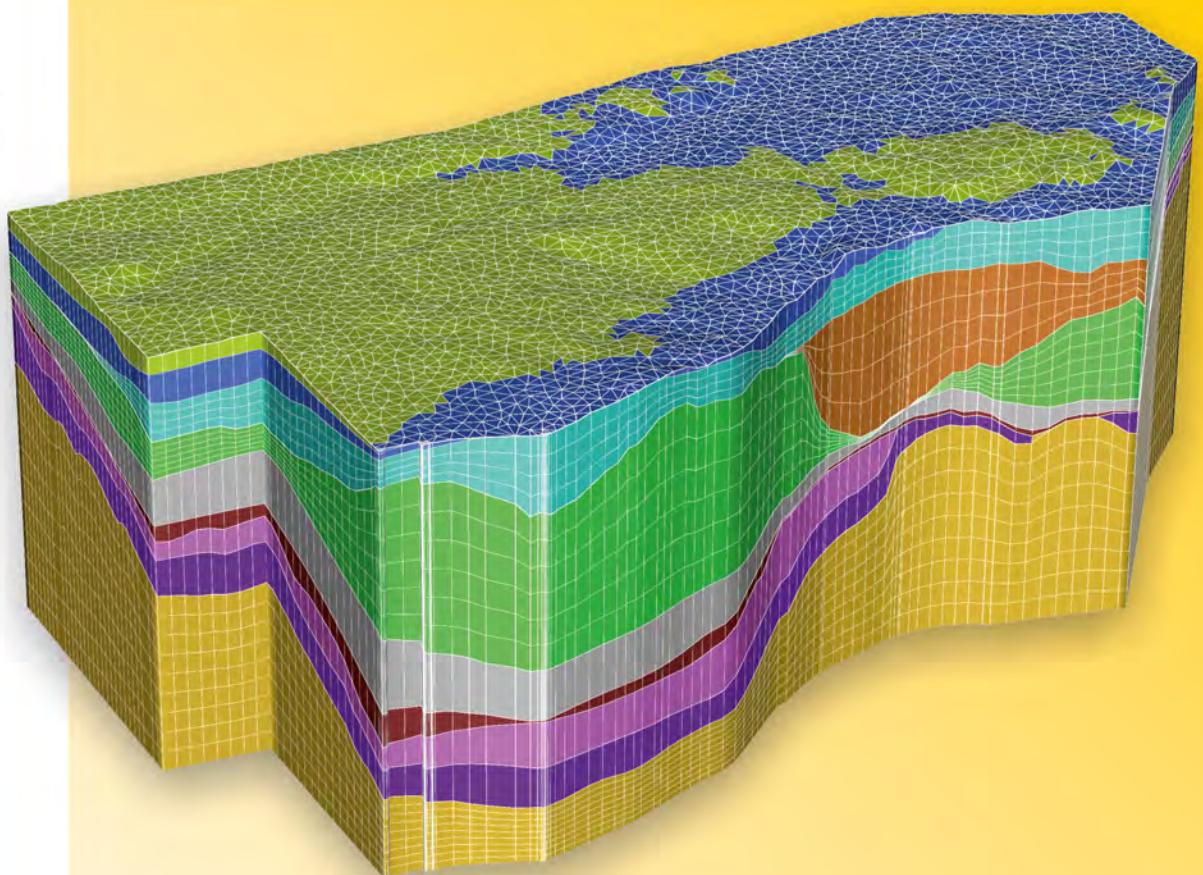


GEOMOL – GEOLOGISCHE 3D-MODELLIERUNG
DES ÖSTERREICHISCHEN MOLASSEBECKENS

SEBASTIAN PFEIDERER
(Hrsg.)

ABHANDLUNGEN

BAND 70
2016



Geologische Bundesanstalt



SEBASTIAN PFLEIDERER
(Hrsg.)

GEOMOL – GEOLOGISCHE 3D-MODELLIERUNG
DES ÖSTERREICHISCHEN MOLASSEBECKENS

ABHANDLUNGEN

BAND 70
2016

Geologische Bundesanstalt

Autorenschaft:

SEBASTIAN PFLEIDERER, GREGOR GÖTTL, MAGDALENA BOTTIG, ANNA KATHARINA BRÜSTLE, CLEMENS PORPACZY, MARCELLUS SCHREILECHNER, CHRISTOPH EICHKITZ, MARKUS JUD, REINHARD SACHSENHOFER, KAI ZOSSEDER, SUSANNE CASPER, JOHANN GOLDBRUNNER, CHRISTIAN KRIEGL, CHRISTOPH KOLMER & GEROLD W. DIEPOLDER.

Ziturvorschlag:

PFLEIDERER, S. (Hrsg.), GÖTTL, G., BOTTIG, M., BRÜSTLE, A.K., PORPACZY, C., SCHREILECHNER, M., EICHKITZ, C., JUD, M., SACHSENHOFER, R., ZOSSEDER, K., CASPER, S., GOLDBRUNNER, J., KRIEGL, C., KOLMER, C. & DIEPOLDER, G.W. (2016): GeoMol – Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens und Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet von Oberösterreich und Bayern. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 70, 1–88, Wien.

PFLEIDERER, S. (Hrsg.) (2016): GeoMol – Geologische 3D-Modellierung des Österreichischen Molassebeckens. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 70, 88 S., Wien.

Umschlagbild:

Auschnitt aus Abbildung 37 auf Seite 61.

ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT, BAND 70

ISSN 0378-0864

ISBN 978-3-85316-090-9

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

Redaktion: Christoph Janda.

Umschlaggestaltung: Monika Brüggemann-Ledolter.

Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm.

Druck: „agensketterl“ Druckerei GmbH, 2540 Bad Vöslau.

Verlagsort: Wien.

GeoMol – Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens und Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet von Oberösterreich und Bayern

SEBASTIAN PFLEIDERER¹ (Hrsg.), GREGOR GOTZL¹, MAGDALENA BOTTIG¹, ANNA KATHARINA BRÜSTLE¹,
CLEMENS PORPACZY¹, MARCELLUS SCHREILECHNER², CHRISTOPH EICHKITZ², MARKUS JUD², REINHARD SACHSENHOFER³,
KAI ZOSSEDER⁴, SUSANNE CASPER⁴, JOHANN GOLDBRUNNER⁵, CHRISTIAN KRIEGL⁵,
CHRISTOPH KOLMER⁶ & GEROLD W. DIEPOLDER⁷

52 Abbildungen, 11 Tabellen, 1 Tafel

Inhalt

Zusammenfassung	4
Extended Abstract	5
1 Einleitung	10
1.1 EU-Projekt GeoMol	10
1.2 Projektziele in Österreich	10
1.3 Geologische Situation und Entwicklungsgeschichte der autochthonen Vorlandmolasse in Österreich	10
1.3.1 Stratigrafie/Lithologie	14
1.3.2 Struktur/Tektonik	15
2 Datengrundlage und Datenaufbereitung	17
2.1 Bohrdaten, geologische Profilschnitte und Schichtlagerungskarten	17
2.2 Reflexionsseismische Profile	20
2.3 Temperaturdaten	23
2.4 Hydrogeologische Daten	27
3 Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens	29
3.1 Ausgangssituation	29
3.2 Methodik	29
3.3 Geologisches Modell	30
3.4 Unsicherheiten	56
4 Geothermische Modellierung im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern	57
4.1 Ausgangssituation	57
4.2 Methodik	57
4.3 Resultierende Temperaturmodelle	61
4.4 Einschränkungen der erarbeiteten Temperaturmodelle und mögliche Verbesserungsansätze	66

1 SEBASTIAN PFLEIDERER, GREGOR GOTZL, MAGDALENA BOTTIG, ANNA KATHARINA BRÜSTLE, CLEMENS PORPACZY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at

2 MARCELLUS SCHREILECHNER, CHRISTOPH EICHKITZ, MARKUS JUD: Geo5 Geophysical Services – Research & Development GmbH, Roseggerstraße 17, 8700 Leoben.

3 REINHARD SACHSENHOFER: Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben.

4 KAI ZOSSEDER, SUSANNE CASPER: Technische Universität München, Arcisstraße 21, 80333 München, Deutschland.

5 JOHANN GOLDBRUNNER, CHRISTIAN KRIEGL: Geoteam, Bahnhofsgürtel 77, 8020 Graz.

6 CHRISTOPH KOLMER: Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Kärntnerstraße 10–12, 4021 Linz.

7 GEROLD W. DIEPOLDER: Bayerisches Landesamt für Umwelt – Geologischer Dienst, Haunstetter Strasse 112, 86161 Augsburg, Deutschland.

5	Hydrogeologische Bearbeitung	68
5.1	Ausgangssituation	68
5.2	Methodik	68
5.3	Ergebnisse	69
5.3.1	Aquifergeometrie und Störungszonen	69
5.3.2	Hydrochemie und Isotopenhydrologie	70
5.3.3	Geothermometer	72
6	Geopotenzielle im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern	75
6.1	Bestehende Nutzungen im Pilotgebiet	75
6.2	Geopotenzielle im Pilotgebiet	79
7	Ausblick	80
7.1	Weitere Modellierungsansätze	80
7.2	Anwendungen der Modelle zur Abschätzung weiterer Geopotenzielle	80
7.3	Anwendung der Modelle bei konkurrierenden Untergrundnutzungen	80
8	Danksagung	81
9	Literatur	82
Tafel 1		88

Zusammenfassung

Der geologische Untergrund des Molassebeckens im nördlichen Alpenvorland unterliegt steigenden Anforderungen hinsichtlich der Nutzung von Erdwärme, Thermalwasser und Speicherung von Erdgas oder Kohlenstoffdioxid (CO_2). Dabei ergeben sich Konflikte einerseits lokal bei der gleichzeitigen Gewinnung verschiedener Ressourcen, andererseits länderübergreifend bei gegenseitiger Beeinflussung grenznah gelegener Nutzungsanlagen. Um Grundlagen für ein gemeinsames Management und eine Raumplanung in drei Dimensionen zu schaffen, wurde das dreijährige EU-Projekt GeoMol, „Bewertung der Geopotenzielle in den alpinen Vorlandbecken für die nachhaltige Planung und Bewirtschaftung der natürlichen Ressourcen“, (www.geomol.eu/home/index_html) von 14 Partnern aus sechs Ländern durchgeführt, das die geologische Modellierung und die Bewertung von Geopotenziellen im nördlichen Alpenvorland zum Ziel hatte (GEO-MOL TEAM, 2015).

In Österreich umfassten die Arbeiten zum Projekt GeoMol eine geologische 3D-Modellierung des gesamten ober- und niederösterreichischen Molassebeckens, eine geothermische Modellierung des Pilotgebietes im Grenzgebiet Oberösterreich–Bayern sowie eine hydrogeologische Bearbeitung des österreichischen Teiles dieses Pilotgebietes. Die geologische 3D-Modellierung wurde von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt, die Aufbereitung und Interpretation seismischer Daten vom Institut für Ressourcenmanagement (Joanneum Research) gemeinsam mit dem Lehrstuhl für Erdölgeologie der Montanuniversität Leoben. Die geothermische Modellierung im Pilotgebiet beinhaltete einerseits eine am Lehrstuhl für Hydrogeologie der Technischen Universität München durchgeführte geostatistische Modellierung, andererseits eine von der Geologischen Bundesanstalt ausgeführte numerische Modellierung unter Berücksichtigung des konduktiven Wärmeflusses. Die hydrogeologische Bearbeitung erfolgte seitens der Firma Geoteam, Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H.

Basisdaten für die geologische Modellierung bestanden aus 688 publizierten Bohrprofilen, 95 Bohrprofilen der österreichischen Erdöl- und Ergasunternehmen RAG und OMV, 148 publizierten geologischen Profilschnitten von insgesamt 4.500 km Länge, 24 publizierten Struktur- und

Mächtigkeitskarten und 65 ebenfalls von den österreichischen Erdöl- und Ergasunternehmen RAG und OMV zur Verfügung gestellten seismischen Profilen mit einer Gesamtlänge von 1.300 km. Für die geothermische Modellierung wurden 1.510 publizierte Temperaturmessungen, davon 1.201 BHT-Messungen (bottom hole temperatures), herangezogen. Die hydrogeologische Bearbeitung stützte sich auf die seismischen Profile, das geologische und das konduktive geothermische Modell sowie zusätzlich auf Bohrloch-geophysikalische, geothermische, hydraulische, hydrochemische und isotopenhydrologische Daten von 13 Geothermie-Bohrungen.

Bei der geologischen Modellierung wurden mit der Software Gocad 10 Horizonte bearbeitet: die Unterkanten des Karpatiums, des Ottangiums, des Eggenburgiums, des Egeriums, des Kischellums, des Eozäns, der allochthonen Molasse, der Oberkreide, des Oberjuras und des Mitteljuras. Die Oberfläche des Paläozoikums, beziehungsweise des Kristallins, ergibt sich dabei durch die Unterkanten aufliegender Einheiten. Zusammen mit der Geländeoberfläche definieren diese Horizonte 10 Modelleinheiten, die verschiedene stratigrafische Einheiten oder Formationen beinhalten. Die Horizonte beschreiben erstmalig die Erstreckung, Tieflage und Struktur der geologischen Einheiten für das gesamte ober- und niederösterreichische Molassebecken. Neue Erkenntnisse ergaben sich insbesondere hinsichtlich der Strukturen und Verbreitung der Oberkreide-, Jura- und der paläozoischen/kristallinen Gesteine im Bereich der Zentralen Schwellenzone in Oberösterreich. Diese ist nicht von jurassischen Gesteinen überlagert und ihre Südbegrenzung verläuft im Vergleich zu früheren Arbeiten weiter südlich. Die Jura-Sedimente erstrecken sich südlich der Schwellenzone weiter nach Süden als bisher bekannt. Die geologische Karte der Molassebasis wurde mit diesen Erkenntnissen aktualisiert. Die Ergebnisse haben weitgreifende Auswirkungen auf das Verständnis der Aquifergeometrien und Strömungsmodelle in diesem Bereich.

Bei der geostatistischen Temperaturmodellierung im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern wurden an Bohrungen geothermische Gradienten in Bezug auf die Oberfläche des Oberjuras berechnet und daraus Temperaturen in ver-

schiedenen Tiefen und auf verschiedenen geologischen Horizonten abgeleitet. Danach wurde zwischen den Datenpunkten interpoliert, um Temperaturverteilungskarten zu erstellen. Entlang der Oberkante des Oberjuras variieren die modellierten Temperaturwerte zwischen 50° C und 150° C, wobei ein nach Süden ansteigender Trend zu beobachten ist.

Für das konduktive Temperaturmodell im Pilotgebiet wurden die Wärmeleitfähigkeiten der geologischen Modelleinheiten anhand deren lithologischer Zusammensetzung abgeschätzt und anschließend die Temperaturverteilung zwischen der Geländeoberfläche und 7.000 m Tiefe für den stationären Fall mit Hilfe der Software FEFLOW modelliert. Die Verteilung ist dabei von der Tiefenlage der geologischen Einheiten abhängig. Wie bei dem geostatischen Modell zeigt die Temperaturverteilung entlang der Oberkante des Oberjuras einen nach Süden ansteigenden Trend, jedoch werden nur bei den Ergebnissen des konduktiven Modells die Effekte tektonischer Strukturen, wie der Zentralen Schwellenzone oder der Ried-Störung, sichtbar. Die Tiefenlage der 100° C-Isotherme zeigt, dass im Gebiet Ried–Geinberg eine Stromgewinnung mittels Erdwärme prinzipiell bereits ab einer Tiefe von -2.000 m bis -2.200 m Seehöhe möglich ist, während nordöstlich und südwestlich davon die Temperatur von 100° C erst in Tiefen von -3.400 m Seehöhe erreicht wird.

Die hydrogeologische Bearbeitung des Oberjura-Aquifers im österreichischen Teil des Pilotgebietes beinhaltet eine Abschätzung der hydraulischen Wirkung von Störungen, eine Re-Evaluierung vorhandener hydrochemischer und Isotopen-hydrologischer Daten sowie Geothermometer-Berechnungen. Störungen, die den Oberjura verwerfen, wurden je nach Versatz entweder als durchlässig (kein oder geringer Versatz) oder als Grundwasserbarrieren (bei großem Versatz und Abreißen des lithologischen Kontaktes innerhalb des Oberjuras) beschrieben. Barrieren wurde aufgrund der sprödetektonischen Beanspruchung des Gesteinsverbandes parallel zum Streichen der Störung zumindest abschnittsweise eine mögliche laterale Strömung attestiert, wenn dafür hydraulische Indizien bestanden, wie zum Beispiel Bohrungen, die durch Barrieren getrennt sind, sich aber dennoch wechselseitig beeinflussen. Die Kartierung der hydraulischen Funktion von Störungen hat Bedeutung für zukünftige Studien über Grundwasserströmungspfade und -richtungen.

Hydrochemische Analysen von Wasserproben nördlich der Zentralen Schwellenzone zeigen überwiegend einen Na-HCO₃-Cl-Wassertyp, eine Gesamtmineralisation von circa 1 g/l und belegen den meteorischen Charakter der Oberjura-Wässer. ¹⁸O- und ²H-Daten liegen nahe unterhalb der meteorischen Linie. Gruppierungen konnten weder in den hydrochemischen noch in den Isotopen-Daten beobachtet werden. Quarz-Geothermometer-Berechnungen zeigen bei einigen Bohrungen, dass wärmere Wässer aus tiefer liegenden Schichten in den Karst-Grundwasserleiter zutreten. Die Ergebnisse liegen überwiegend weit oberhalb von tatsächlich gemessenen Temperaturen. Für die Bereiche Geinberg, Altheim, Haag und Mehrnbach belegen die Geothermometer-Berechnungen einen Aufstieg wärmerer Wässer aus größeren Tiefen weiter südlich. Bei Obernberg, Reichersberg und St. Martin hingegen deuten die Berechnungen auf einen Zustrom von kühleren Wässern aus höheren, weiter nördlicheren Bereichen. Setzt man die berechneten Temperaturen mit den Tiefen der Oberkante des Oberjuras in Beziehung, liegen die Werte weit über den Temperaturen, die nach den vorherrschenden Gradienten zu erwarten wären.

Anhand der Ergebnisse der geologischen 3D-Modellierung und der Temperaturmodellierung wurden innerhalb des Pilotgebietes für jede Modelleinheit die Geopotenziale für trinkbare Tiefengrundwässer, Geothermie, Erdöl- und Erdgas-Produktion, sowie für die Speicherung von Erdgas oder CO₂ abgeschätzt. Die Abschätzung basierte auf den bei der geologischen Modellierung gewonnenen strukturgeologischen und tektonischen Erkenntnissen, auf der Temperaturverteilung, auf den in den Modelleinheiten vorkommenden Lithologien und daraus abgeleiteten hydraulischen Eigenschaften, auf der abgeschätzten Grundwasserergiebigkeit und auf der Mineralisation der Grundwässer. Aufgrund mangelnder Kenntnis der tatsächlichen hydrologischen Eigenschaften, insbesondere Porosität und Permeabilität, sowie aufgrund der Ungenauigkeiten bei der Modellierung stellen die Geopotenziale lediglich theoretische Potenziale dar. Ob die Ressourcen tatsächlich ausgebeutet werden können und ihre Gewinnung technisch möglich oder wirtschaftlich lohnend ist, wird dabei nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse sind daher nur als Hilfe bei vorbereitenden, regionalen Planungen zu verwenden.

GeoMol – Geological 3D Modelling of the Austrian Molasse Basin and Applications in Hydrogeology and Geothermal Energy within the Border Region of Upper Austria and Bavaria

Extended Abstract

The geological subsurface in Alpine foreland basins faces increasing demands concerning the use of geothermal energy, thermal water, and the storage of natural gas or carbon dioxide. Conflicts of use arise both locally in the case of concurrent extraction of different resources, and transnationally if the impact of facilities reaches across borders. In order to establish a common basis for joint management and three-dimensional spatial planning, the EU project GeoMol ‘Assessing Subsurface Potentials of the

Alpine Foreland Basins for Sustainable Planning and Use of Natural Resources’ was carried out by 14 partners in six countries (www.geomol.eu/home/index_html). The aim of this project was to develop a 3D geological model and to evaluate geopotentials in Alpine foreland basins (GEOmol TEAM, 2015).

This volume presents the work carried out in the Austrian foreland basin as part of the EU project GeoMol. Objectives were on the one hand the 3D geological modelling

of the basin in Upper and Lower Austria from the ground surface to the top of Paleozoic/crystalline rocks, and on the other hand the application of the model for geothermal and hydrogeological research in a pilot area covering the cross-border region of Upper Austria and Bavaria. Within the foreland basin, ten geological horizons were modelled. In the pilot area, the temperature distribution was modelled down to a depth of 7,000 m below sea level. In the Austrian part of the pilot area, a conceptual hydrogeological model was developed which describes aquifer geometries, groundwater temperatures and the hydraulic role of fault zones.

Geological evolution of the Austrian foreland basin

The geological evolution of the present foreland basin can be divided into three stages. From the Permo-Carboniferous to the Cretaceous, the area represented the southern continental margin of the Bohemian Massif. During this time, the mainland served as the source area for erosion products which were transported into the basin from the North. The oldest sediments were deposited during the Permo-Carboniferous in intramontane basins under limnic-fluvial conditions and hot, arid climate. Triassic sediments are not known in the area of today's foreland basin. During the Jurassic, the area was part of the Helvetic shelf where at first fine-grained sediments were deposited in shallow marine areas. Following a deepening of the shelf, carbonate platforms later developed under tropical climate conditions. Middle and Upper Jurassic sediments overlie Permo-Carboniferous and crystalline rocks discordantly. At the so-called spur of the Bohemian Massif, an area between Amstetten and St. Pölten, no deposition occurred during the Jurassic. In eastern Lower Austria, very thick Middle and Upper Jurassic sediments were deposited in a deep basin while carbonate platforms only existed at the western margin of this basin. During the Cretaceous, the area was uplifted and Jurassic rocks experienced erosion and karstification. A subsequent marine transgression during the Upper Cretaceous covered the area west of Steyr and northeast of Stockerau. Sandstones and marls were deposited in shallow marine conditions and tropical to sub-tropical climate. Due to the Alpine orogeny, the area was uplifted at the onset of the Paleogene and Mesozoic sediments were eroded, for example on the so-called Central Swell Zone, a tectonic high in Upper Austria.

From the Eocene up until the Miocene, a marine foreland basin existed between the Bohemian Massif in the North and the Alpine front in the South. Following the transgression of the Tethys ocean, the sedimentary record of the Molasse basin begins with Upper Eocene sediments deposited under shallow marine conditions in the North and deep sea sediments in the South. Progression of the Alpine front pushed the deep sea axis of the trough towards the North. During the Oligocene, turbidites and mudflows originated from the Alpine nappes in the South as well as from the mainland in the North while pelitic sediments formed in the central part of the basin. During the Lower Miocene, the basin was gradually filled and marine conditions ended first in Upper Austria, then later also in Lower Austria. The Upper Miocene is characterised by limnic-fluvial conditions and by thick sand and gravel deposits.

Finally, during the Pliocene and Pleistocene, the landscape seen today was formed by fluvial systems. Rivers trans-

ported weathering products from the Alps in the South, resulting in erosion and accumulation of gravel terraces. Eolian sedimentation during cold periods of the Pleistocene ice ages brought about thick layers of loess covering the terraces.

Tectonic setting of the Austrian foreland basin

Crystalline rocks of the Bohemian Massif form the base of the northern Alpine foreland basin in Austria, dipping towards the South and reaching depths of 4,000 m to 7,000 m below ground. The tectonic structures were formed during the Permian when a strike-slip/extensional regime resulted in intramontane basins and structural highs such as the Central Swell Zone. In Upper Austria, graben structures are delineated by synthetic, normal faults. In addition to NW-SE striking faults, younger, N-S striking faults exist, such as the Ried fault or the Steyr fault with vertical displacements of up to 800 m. In Lower Austria, east of the spur of the Bohemian Massif, the crystalline basement dips towards the Southeast. Tectonic structures here predominantly strike SW-NE and represent asymmetric half-grabens delineated by synsedimentary faults with significant vertical and strike-slip components. For example, the Mailberg fault exhibits a vertical throw of 2,000 m, the Diendorf fault a horizontal displacement of 25 km. Most faults originate in crystalline rocks and cut through Mesozoic and Paleogene layers up to the Kiscellian. Some faults, notably those striking N-S, reach up to the Egerian while overlying units are mostly undisturbed. Only a few faults reach the surface.

Thrust across (and into) the autochthonous Molasse, the allochthonous Molasse exhibits complex internal structures which were not resolved by the 3D modelling performed for the work presented here. Instead, only the envelope of the allochthonous Molasse was included in the model. The northern front of this envelope is exposed at the surface in Lower Austria while in Upper Austria it runs below ground roughly parallel to the northern front of the Flysch nappes.

Base data preparation

For the geological modelling of the Austrian foreland basin, base data included 688 published well logs, 95 unpublished well logs from Austrian oil companies RAG and OMV, 148 published cross-sections (4,500 km), 24 structural maps and 65 seismic profiles from RAG and OMV (1,300 km). 68 % of well logs extend to depths of at least 1,000 m below sea level, only 1 % reach deeper than 5,000 m below sea level. In Upper Austria, the average distance between boreholes corresponds to 0.9 km, in north-eastern Lower Austria to 2.5 km. The well data consist of name, year, location, ground elevation, true vertical depth and data source as well as top and bottom of the lithostratigraphic units to be modelled. The original, published information for each well can be viewed on the website of the Geological Survey of Austria (https://gisgba.geologie.ac.at/gbaviewer/?url=https://gisgba.geologie.ac.at/ArcGIS/rest/services/AT_GBA_PROFILE/MapServer). For modelling purposes, the data were fed into a MS Access database.

The published geological cross-sections can be viewed on the same website. In contrast to well data, cross-sec-

tions represent geological interpretations of raw data and provide mostly structural information of units or the dip direction and vertical extent of faults. Scans of the cross-sections were geo-referenced in the modelling software Gocad.

Structural maps and thickness maps also represent an interpretation of raw data. Prior to the work presented here, only two structural maps covered the entire Austrian foreland basin. They describe the base of Molasse sediments. All other structural maps cover only small areas of the basin and mostly describe the top of the Eocene. For some modelling units (Eocene, Upper Cretaceous, Upper and Lower Jurassic), thickness maps were used to model the base horizons. For modelling purposes, the maps were geo-referenced and digitised in ArcGIS before import into Gocad.

Seismic profiles were made available under the condition that raw data would not be published without explicit prior permission. In Upper Austria west of the river Enns, in Lower Austria between the rivers Ybbs and Melk as well as north-east of Neulengbach, the average distance between seismic lines corresponds to 10 km, in the remaining areas up to 20 km. Of the 65 seismic profiles, 17 were reprocessed, 37 underwent post-stack processing and 11 were exported from a 3D seismic block and did not require any processing. Seismic data preparation was performed by the Institute of Resource Management (Joanneum Research) using the software SeisSpace®/ProMAX® R5000. Interpretation of the processed data was carried out in collaboration with the Institute of Petroleum Geology (Montanuniversität Leoben) using the software Petrel. Horizons and fault sticks were identified in the time domain, converted into depth using a 3D velocity model, and finally exported for modelling.

For temperature modelling, 509 temperature measurements were used, 468 of which were bottom hole temperatures. Drill stem tests, temperature logs or measurements taken at the surface during pumping tests, also provided some data. The depths of individual measurements range from 500 m to 3,700 m, mostly from 1,500 m to 2,500 m below ground. Most of the temperature data (53 %) originate from the Egerian, followed by the crystalline basement (16 %), the Kiscellian (12 %) and the Upper Cretaceous (11 %). The quality of the data was evaluated according to type and documentation of measurements. Bottom hole temperatures were corrected and all data and metadata were stored in a relational database.

The conceptual hydrogeological model built on well logs, seismic profiles, the geological 3D model and the temperature model. In addition, geophysical well logs, hydraulic, hydrochemical, temperature and isotope data from 13 geothermal wells were used.

3D geological modelling in the Austrian foreland basin

In agreement with the European partners of the project GeoMol, ten horizons were modelled in the Austrian foreland basin. They concern the base of the Karpatian, the Ottangian, the Eggenburgian, the Egerian, the Kiscellian, the Eocene, the allochthonous Molasse, the Upper Cretaceous, the Upper Jurassic and the Lower Jurassic. The top

surface of Paleozoic/crystalline rocks is given by the bases of overlying units. Together with the ground surface (digital elevation model), these horizons define ten modelling units each including several stratigraphic layers or formations.

Modelling was performed using the software package Gocad. The first modelling step included a discrete smoothing interpolation between well markers, i.e. point data, for each horizon. The resulting provisional surfaces were then refined using isolines of structural and thickness maps. Fault lines were taken from geological maps and cross-sections and their intersection with model horizons was marked in 3D. Dip angle and direction were then used to construct fault planes. Modelling of vertical throw was helped by well markers on either side of each fault as well as by geological cross-sections and information found in the literature. The delineation of the horizontal extent of each horizon was extracted from geological maps (in case the horizons crop out at the surface) and from structural maps, and then refined with new well data.

To illustrate the modelling results, figures 19 to 28 in chapter 3 show structural and thickness maps for each horizon. In addition, seven cross-sections derived from the model are shown in figures 31 and 32. New insights into the subsurface structures of the Austrian foreland basin and into the regional extents of geological layers were obtained particularly for the Upper Cretaceous, the Jurassic and the Paleozoic/crystalline rocks along the Central Swell Zone. A redefinition of well data led to the Southern limit of this tectonic high being shifted significantly towards the South. On top of the tectonic high, Jurassic sediments do not exist or are too thin to be mapped. South of the tectonic high, Jurassic units extend further to the South than previously assumed. The existing geological map of the Molasse base was updated based on these findings which have wide-ranging implications for the understanding of aquifer geometries and for the conceptual hydrogeological model in this area.

The uncertainty of the model remains unquantified. However, modelling results are considered most reliable in the pilot area of Upper Austria where data density was highest and the surfaces were matched with results from the Bavarian modelling team. Discussions with the oil company RAG increased the reliability of results further. For the base of the Egerian, the Kiscellian, the Eocene, the Upper Cretaceous, the Upper and the Lower Jurassic, the uncertainty increases below the Alpine thrusts towards the South where few deep boreholes exist to constrain the surfaces and where seismic data could not be easily interpreted.

The same is true for the base of the allochthonous Molasse. The available seismic lines did not reach sufficiently far to the South (in Upper Austria) or Southeast (in Lower Austria) and well data were scarce. The internal structure of the allochthonous Molasse could not be resolved in seismic sections and was therefore not modelled. The top surface of Paleozoic/crystalline rocks could only be substantiated by 210 well logs up to a maximum depth of 4,230 m below sea level. Below this depth the surface remains unconstrained. Differentiation between Permo-Carboniferous sediments and crystalline rocks could not be performed in seismic sections.

Geothermal modelling in the pilot area of Upper Austria and Bavaria

Geothermal 3D modelling was performed in the pilot area of Upper Austria and Bavaria in order to show the subsurface temperature distribution and the occurrence of available geothermal resources. The Institute of Hydrogeology at the Technical University of Munich modelled the temperature distribution geostatistically; the Geological Survey of Austria performed numerical modelling taking conductive heat flow into account.

For the geostatistical model, geothermal gradients were calculated for the top surface of the Upper Jurassic based on a modelled temperature distribution at ground surface and on corrected temperature measurements in boreholes. Only high quality data from bottom hole tests and undisturbed temperature logs were selected as input. At each borehole, temperatures were then calculated using the gradients and depth. Finally, these temperatures (point data) were interpolated using indicator kriging to obtain maps of the temperature distribution. At borehole locations, the interpolation results were compared to input data and residuals were shown on the maps.

Results of the geostatistical modelling were visualised as depth-serialised maps of the temperature distribution at depths of 1,000 m, 2,000 m, 3,000 m and 4,500 m below ground as well as at the base of the Tertiary and the top of the Upper Jurassic. For the latter, temperatures range between 50° C and 150° C and show an increasing trend towards the South. Differences between modelled temperatures and corrected raw data lie between -55.4° C and +36° C with 75 % of residuals ranging between +/-10° C.

For the conductive model, input data included modelled temperature distributions at ground surface and at a depth of 7,000 m. Geological layers were imported from the geological 3D model into FEFLOW and thermal conductivities were estimated for each layer through a parameter estimation of the lithological composition. Modelling was then performed using the Fourier equation for conductive heat flow under stationary conditions. Convective heat transport by groundwater flow was not taken into account.

The resulting conductive model shows that, between ground surface and a depth of 7,000 m, temperatures range from 9° C to 220° C. The distribution is clearly controlled by the geometry of geological layers. As for the geostatistical model, results were visualised as depth-serialised maps of the temperature distribution at depths of 500 m, 1,000 m, 2,000 m, 3,000 m and 4,000 m below ground and at the top of the Upper Jurassic. In addition, depth maps of the 60° C, 100° C and 120° C isotherms were derived. All maps can be viewed on the GeoMol website (<http://maps.geomol.eu>).

The 100° C isotherm map shows at what depth electrical power generation is possible in principle. The shallowest part is situated in the area of Ried-Geinberg, north of the Central Swell Zone, where temperatures of 100° C are reached at depths of 2,000 m to 2,200 m below sea level. To the Northeast and the Southwest, the depth of the isotherm increases to 3,400 m below sea level. The map of the temperature distribution at the top of the Upper Jurassic derived from the conductive model shows an increasing trend towards the South, similar to results of the geostatistical model. However, the structural control

of tectonic features such as the Central Swell Zone or the Ried fault becomes clearly visible only in the conductive modelling results.

Residuals between the conductive model and corrected raw data lie between -55° C and +36° C with 75 % of residuals ranging between +/-20° C. The residuals can be interpreted as indicating the effect of convective heat flow. To approximate the real temperature distribution at the top of the Upper Jurassic, residuals were combined with the modelling results and a corrected temperature map was constructed which indirectly takes convective heat flow into account.

Hydrogeological study of the Upper Jurassic aquifer in the Austrian part of the pilot area

The hydrogeological work on the Upper Jurassic aquifer in the Austrian part of the pilot area was carried out by Geo-team, a consulting agency for hydrogeology, geothermics and environment. It involved an interpretation of tectonic faults with respect to their hydraulic role for groundwater flow, a re-evaluation of hydrochemical and isotope data for the identification of water type, mixing processes and regional trends, and finally an analysis of geo-thermometer calculations.

Fault zones can have the role of enhancing or reducing the hydraulic conductivity of an aquifer and can in some cases even constitute barriers to flow. While in zones of brittle deformation conductivity is generally amplified due to increased fracturing, the vertical displacement of groundwater-bearing layers along faults can lead to lower transmissivity. If the contact of a confined permeable layer on either side of a fault is lost due to vertical throws larger than the layer thickness, then groundwater flow across fault zones becomes impossible. However, in this case lateral groundwater flow parallel to, and on either side of, the fault can be improved due to increased fracturing.

The evaluation of the hydraulic function of faults was based on the amount of vertical throw as seen in seismic profiles or cross-sections. Faults with no or little displacement were considered permeable, while faults with significant throw and loss of contact between layers were deemed impermeable to flow. If indications for a hydraulic connection across barriers existed, for example through interacting wells, the barriers (or sections thereof) were given the attribute of possible lateral flow. As a result, the Ried fault, the northern and southern edges of the Central Swell Zone and several other faults were identified as hydraulic barriers with possible lateral flow at least along sections of the faults. The mapping of the hydraulic role of faults will be used in subsequent studies of groundwater flow paths and directions.

At 12 geothermal wells, hydrochemical analyses of groundwater samples from the Upper Jurassic aquifer were available from previous studies. The most abundant major ions in these samples represent Na⁺, HCO₃⁻ and Cl⁻, the amount of total dissolved solids (TDS) being approximately 1 g/l. The only exception is a sample from well Obernberg 1 with a Na-Cl water type and 3.5 g/l TDS. All water samples demonstrate similar characteristics and are of meteoric origin. No grouping of different hydrochemical facies could be observed in the data and no new knowledge on the provenance of the waters was gained through the

work presented here. No data were available for groundwater south of the Central Swell Zone.

At 10 geothermal wells, ^{18}O and ^2H isotope data of water samples from the Upper Jurassic aquifer were also available from previous studies. Again, all data are derived from water samples taken north of the Central Swell Zone. The data all cluster below, but near, the global meteoric water line and do not show any distinguishable trends. Equal to the re-evaluation of hydrochemical data, no new insight was gained from the isotope hydrological data. The water samples differ clearly in isotopic composition from groundwater sampled in overlying stratigraphic units. In total, the ^{18}O and ^2H isotope ratios of 102 samples were available for this comparison. Among water samples from younger geological units, groundwater circulating in Upper Cretaceous layers shows the highest variability, possibly due to mixing with groundwater from Jurassic units which are in contact with Upper Cretaceous layers at fault zones.

Geo-thermometer calculations provide information on the ambient temperature of the geological layers from which the groundwater originated or through which the groundwater passed. Comparing the calculated temperatures to actual measurements allows reconstruction of the depth from where deep thermal groundwater ascended. Geo-thermometer calculations based on dissolved quartz content of water samples taken from the Upper Jurassic aquifer at 11 geothermal wells north of the Central Swell zone indicate that warmer groundwater infiltrates the Upper Jurassic aquifer from greater depths.

Most of the calculated temperatures exceed the actual measurements by far. North as well as south of the Central Swell Zone, geothermometers indicate maximum thermal water temperatures of approximately 140° C. For the wells Geinberg 1, Geinberg Th 2, Altheim Th 1a, Haag Th 1, Mehrnbach Th 1a and Mehrnbach Th 2, the results point to groundwater originating from greater depths further south in the basin. At the wells Obernberg 1 and Reichersberg 2, located near the Ried fault, geo-thermometer data are below the actually measured temperatures and are a possible sign of mixing with cooler waters from crystalline rocks

of the Bohemian Massif to the North. Similarly, groundwater from the well St. Martin Th 1a seems to be recharged with cooler waters from the North. At Simbach-Braunau, geo-thermometer calculations yield the same values as real temperature measurements which mean that no recharge occurs from either deeper or shallower parts of the basin. When plotted against the depth of the aquifer, geo-thermometer results from wells at Geinberg, Altheim, Haag and Mehrnbach show far higher temperatures than what would be expected from geothermal gradients for the top of the Upper Jurassic (3.1–4.6° C/100 m). This also confirms the ascent of thermal waters at these wells from greater depths.

Geopotentials

In the pilot area, the subsurface potential for geothermal use, deep drinking water, oil and gas production as well as for the storage of natural gas or carbon dioxide were evaluated within each of the model units. These potentials were derived from the lithological makeup of model units, from estimates of hydraulic properties such as porosity and permeability, from the estimated groundwater yield, the mineralisation of groundwater, the modelled temperature distribution and from the structural and tectonic features of the 3D geological model. Due to the uncertainties of these estimates and of the modelling itself, the potentials represent theoretical rather than technical, economic or exploitable potentials.

A potential for deep drinking water was identified for the Ottnangian, the Eggenburgian and the Egerian units. Geo-thermal potential was recognised within the Permo-Mesozoic units with hydro-geothermal power generation being limited to the Upper Jurassic. Oil and gas potential was already known through extensive exploration activities to be present within the Eggenburgian, the Egerian, the Kiscellian, the Eocene and the Permo-Mesozoic units. For the storage of natural gas or CO₂ a potential exists within abandoned gas fields in the model units Eggenburgian, Egerian, Eocene and Upper Cretaceous.

1 Einleitung

Die Erstellung von geologischen 3D-Modellen gewinnt neben der geologischen Kartierung der Oberfläche zunehmend an Bedeutung und wird von vielen Geologischen Diensten bereits als Kernaufgabe wahrgenommen. Regionale geologische 3D-Modelle decken mittlerweile wenigstens 20 % der Landesfläche vieler europäischer Staaten ab, insbesondere in den großen Sedimentbecken, und dienen als Basis für Prozessmodellierungen in der Hydrogeologie, Geothermie oder der Rohstoffforschung (PFLEIDERER & KESSLER, 2015). In Österreich lagen regionale geologische 3D-Modelle bisher für das steirische und pannonische Becken (Projekt NANUTIWA – DOMBERGER, 2007), das Wiener Becken (Projekt TransEnergy – GÖTZL et al., 2012), das Lavanttal-Becken und Villach-Karawanken-Becken (Projekt Transthermal – GÖTZL et al., 2007) und das Tauernfenster (Projekt Thermtec – GÖTZL et al., 2015) vor. Im Rahmen des EU-Projektes GeoMol wurde nun ein geologisches 3D-Modell des ober- und niederösterreichischen Molassebeckens erstellt und zur Berechnung von Temperaturverteilungen im Untergrund, zur Entwicklung eines hydrogeologischen Konzeptmodells und zur Abschätzung von Geopotenzialen verwendet. Der vorliegende Bericht stellt die Methodik, das geologische Modell und die Ergebnisse der Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet von Oberösterreich und Bayern vor.

1.1 EU-Projekt GeoMol

Das EU-Projekt GeoMol wurde im Rahmen des Alpenraumprogramms der Europäischen Territorialen Kooperation (ETZ) im Zeitraum von September 2012 bis Juni 2015 von 14 Partnern aus sechs Ländern durchgeführt (GEO-MOL TEAM, 2015). Dabei wurde der geologische Untergrund des Molassebeckens im nördlichen Alpenvorland und eines Teils des Po-Beckens in Italien in 3D modelliert und Geopotenziale wie Erdwärme, Thermalwasser und mögliche Speicherformationen von Erdgas oder Kohlenstoffdioxid (CO_2) bewertet. Neben der Veröffentlichung des Projektberichtes in Buchform wurden die Ergebnisse im Internet publiziert, das grobe geologische 3D-Modell in einem 3D-Explorer, detaillierte Schichtlagerungs- und Geopotenzialkarten einzelner Pilotgebiete in einem Mapviewer, beides erreichbar über die Projekt-Homepage (www.geomol.eu/home/index_html). Eine Auswahl von Schichtlagerungs- und Geopotenzialkarten wurde auch in den Webdienst der European Geological Data Infrastructure (EGDI) eingebracht (www.europe-geology.eu/map-viewer/).

Die Veranlassung zu diesem EU-Projekt waren zum einen die steigenden Anforderungen an den Untergrund, zum anderen die länderübergreifende Problemstellung bei dessen Nutzung, die gegenseitige Beeinflussung bei gleichzeitiger Gewinnung verschiedener Ressourcen sowie die daraus resultierende Notwendigkeit einer gemeinsamen Raumplanung in drei Dimensionen. Das von Savoyen bis an die tschechische Grenze durchgehende, harmonisierte geologische 3D-Modell bietet hierfür eine wertvolle Grundlage. Zusätzlich wurde eine Software-unabhängige Infrastruktur zur Bearbeitung von geologischen 3D-Daten geschaffen, die es mehreren Benutzern gleichzeitig erlaubt, mit unter-

schiedlichen Programmen, Koordinatensystemen und Datennutzungsrechten an einem gemeinsamen 3D-Modell zu arbeiten (DIEPOLDER et al., 2014; GIETZEL et al., 2014). Die Visualisierung des Modells ist über Internet-Browser ohne vorigen Download von Daten oder Installation von Software/Plug-Ins möglich.

1.2 Projektziele in Österreich

Ziele des Projektes in Österreich waren die geologische Modellierung des Molassebeckens in Ober- und Niederösterreich von der Oberkante Kristallin bzw. Paläozoikum bis zur Geländeoberfläche sowie in einem Pilotgebiet im Grenzgebiet Oberösterreich/Bayern die Anwendung des Modells hinsichtlich geothermischer und hydrogeologischer Fragestellungen. Innerhalb des Modellgebietes, das die Molassezone und die südlich anschließende Flyschzone einschließt (Abb. 1), waren nach Absprache mit den übrigen GeoMol-Projektpartnern insgesamt zehn Horizonte des Mesozoikums und der autochthonen Molasse zu modellieren. Innerhalb des Pilotgebietes (Abb. 1) wurde angestrebt, die Temperaturverteilung im Untergrund bis in eine Tiefe von maximal -7.000 m ü. A. zu modellieren und, für den österreichischen Anteil, ein hydrogeologisches Konzeptmodell mit Aquifergeometrien, Grundwassertemperaturen und der hydraulischen Bedeutung regionaler Störungszonen zu erstellen. Anhand des Temperaturmodells sollten Tiefenzonen ausgewiesen werden, in denen Erdwärme zur Bereitstellung von Nah- und Fernwärme, untergeordnet auch zur Stromerzeugung genutzt werden kann. Das hydrogeologische Modell soll als Grundlage zur länderübergreifenden Bewirtschaftung des Oberjura-Tiefengrundwasserleiters dienen, dessen Thermalwassernutzung für balneologische Zwecke in Oberösterreich und Bayern durch die Ständige Gewässerkommission nach dem Regensburger Vertrag geregelt wird (BÜTTNER & KÖLMER, 2012).

1.3 Geologische Situation und Entwicklungs geschichte der autochthonen Vorlandmolasse in Österreich

Die Geologie des österreichischen Molassebeckens ist durch intensive Erdöl- und Erdgasexploration seit den 1950er Jahren erforscht und unter anderem in den Arbeiten von MALZER et al. (1993), WAGNER (1996, 1998) und STEININGER & STEINER (2005) beschrieben. Das Vorlandbecken nördlich der Alpen entstand während des Paläogens vor rund 34 Ma durch die Auflast der nach Norden drängenden Alpenfront auf den europäischen Kontinent. In diesem Vorlandbecken liegen känozoische Sedimente teils auf dem kristallinen Grundgebirge der Böhmisches Masse (variszisches Kristallin des prä-alpidischen Südrandes von Europa), teils auf darüber abgelagerten mesozoischen, sehr selten auch paläozoischen Sedimentgesteinen. Hinsichtlich des tektonischen Aufbaus und der Sedimentfüllung bestehen innerhalb der autochthonen Molassezone regionale Unterschiede. Der Sporn der Böhmisches Masse bei Amstetten (Abb. 1) trennt einen westlichen von einem

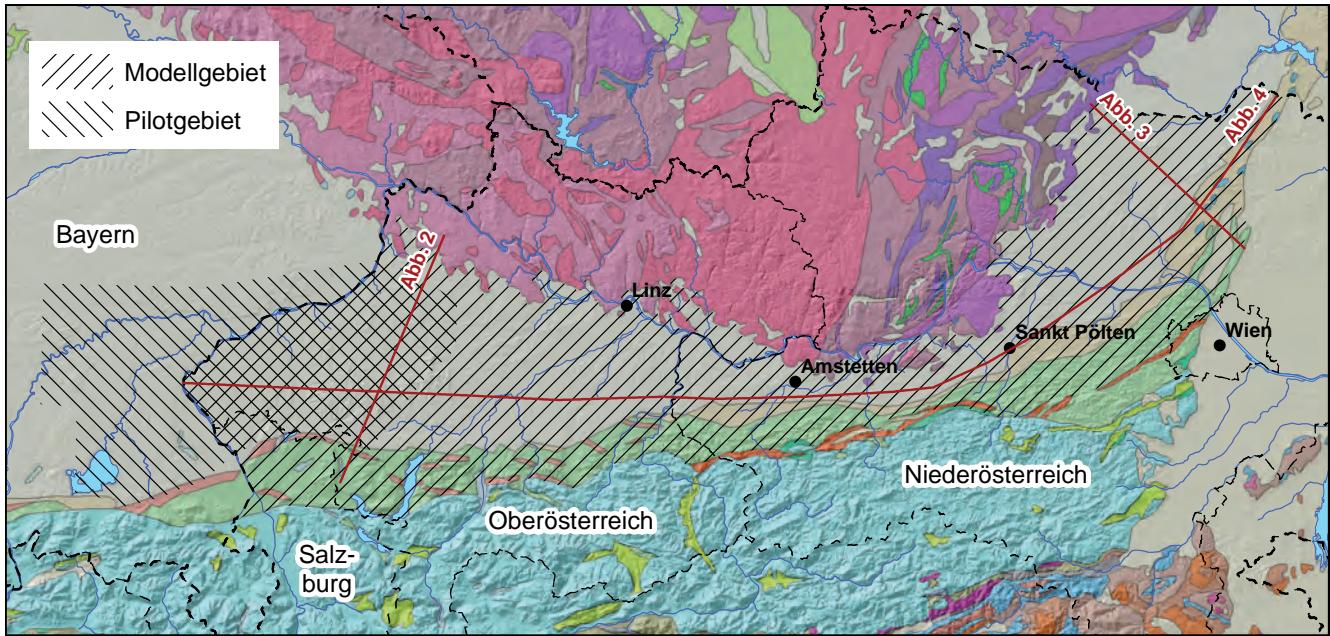


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes auf der Geologischen Karte 1:1.500.000 (SCHUSTER et al., 2015) und Lage der Profile der Abbildungen 2 bis 4.

östlichen Teil mit unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen und Schichtfolgen. Während der Deckenüberschiebungen der alpinen Einheiten von Süden wirkte der Sporn als Rampe, im Osten begrenzt durch die Diendorf-Störung, im Westen durch die Steyr-Störung (Abb. 6).

Der unterschiedliche Aufbau des westlichen Molassebeckens Oberösterreichs und des östlichen Molassebeckens Niederösterreichs wird in den geologischen Profilen der Abbildungen 2 (nach KRÖLL et al., 2006a: Profil A-B) und 3 (nach KRÖLL & WESSELY, 2001: Profil A-B) sichtbar. Der Verlauf der Profillinien ist in Abbildung 1 dargestellt. In beiden Schnitten ist das durch synthetische Störungen unterbrochene Abtauchen des Kristallins nach Süden ersicht-

lich. In Oberösterreich (Abb. 2) liegen zum Teil mächtige mesozoische Sedimente in tektonischen Gräben über dem Kristallin, auf tektonischen Hochzonen wird das Kristallin direkt von Molassesedimenten überdeckt. In Niederösterreich hingegen treten Halbgräben auf, in denen mächtige permokarbonische und mesozoische, insbesondere jurassische Schichtstapel das Kristallin überlagern (Abb. 3).

In einem West-Ost-Profil (Abb. 4), das aus dem geologischen 3D-Modell (Kap. 3) abgeleitet ist, zeigt sich die regionale Verteilung der Schichtfolgen westlich und östlich des Sporns der Böhmisches Masse. Die mesozoische Überlagerung des Kristallins reicht von Westen bis an die Steyr-Störung, auch die frühen paläogenen Schichten (Eozän,

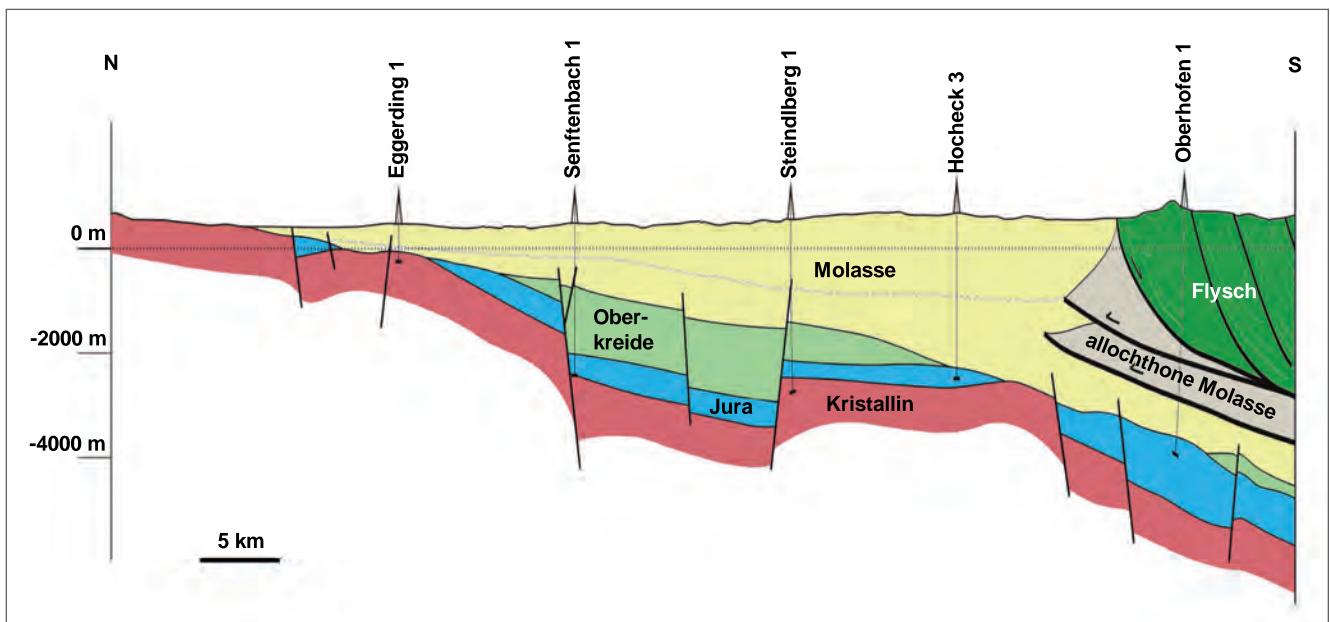


Abb. 2.
Geologisches Profil durch das Molassebecken in Oberösterreich/Salzburg nahe der Grenze zu Deutschland, 3,3-fach überhöht (nach KRÖLL et al., 2006a: Profil A-B).

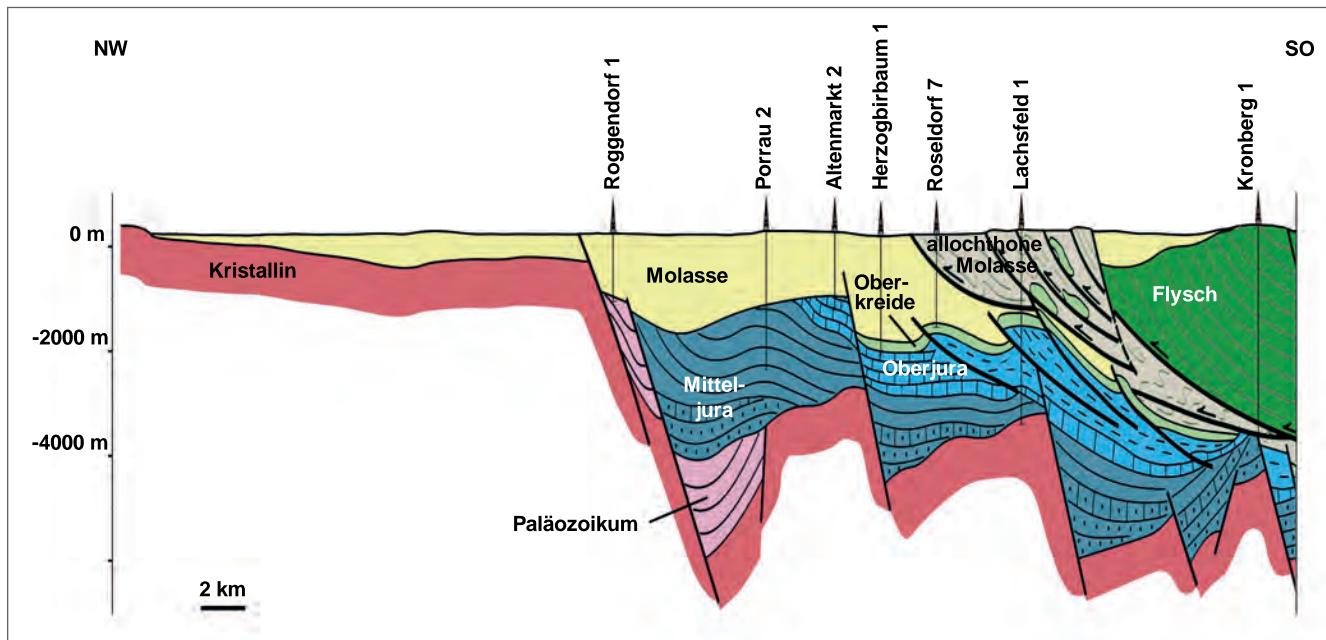


Abb. 3.
Geologisches Profil durch das Molassebecken in Niederösterreich nahe der Grenze zur Tschechischen Republik, 2,5-fach überhöht (nach KRÖLL & WESSELY, 2001: Profil A-B).

Kiscellium) keilen wenig weiter im Osten aus. Von Osten her reichen die mesozoischen Schichten bis Tulln. Erst die Sedimente des Egeriums und des Eggenburgiums überdecken den zentralen Teil und erstrecken sich von Oberösterreich bis an die tschechische Grenze. Ottangische Anteile im „Sandstreifenschlier“ zwischen Enns und Mank sind zwar möglich, aber nicht durchgehend dokumentiert. Ab dem Karpatium finden sich im zentralen Teil, zwischen dem Hausruck in Oberösterreich und der Donau in Niederösterreich, wiederum keine Molassesedimente.

Kontinentalrand der Böhmisches Masse

Während der Entstehungsgeschichte des heutigen Molassebeckens und seines paläozoisch-mesozoischen Untergrundes bildeten im Norden weite Teile des Kristallins der

Böhmischen Masse ein Festland und dienten als Liefergebiet, aus welchem Erosionsmaterial nach Süden geschüttet wurde. Im Zuge der Ablagerung der ältesten Sedimente in intramontanen Becken des **Permokarbons** herrschten limnisch-fluviatile bis terrestrische Ablagerungsbedingungen und feuchtheiße bis aride klimatische Verhältnisse. Ablagerungen triassischer Sedimente sind im Raum der heutigen Molassezone nicht bekannt.

Im **Jura** war die heutige Molassezone Teil des helvetischen Schelfs, wobei permische, möglicherweise auch triassische Sedimente auf durch Hebung entstandenen Inseln erodiert wurden und sich in flachmarinen Bereichen zunächst tonige und sandige Sedimente ablagerten. Nach einer Absenkung bildeten sich auf den ehemaligen Inseln unter tropischem Klima Karbonatplattformen (RUPP et al., 2011). Die Schichtfolge dieses sedimentären Zyklus um-

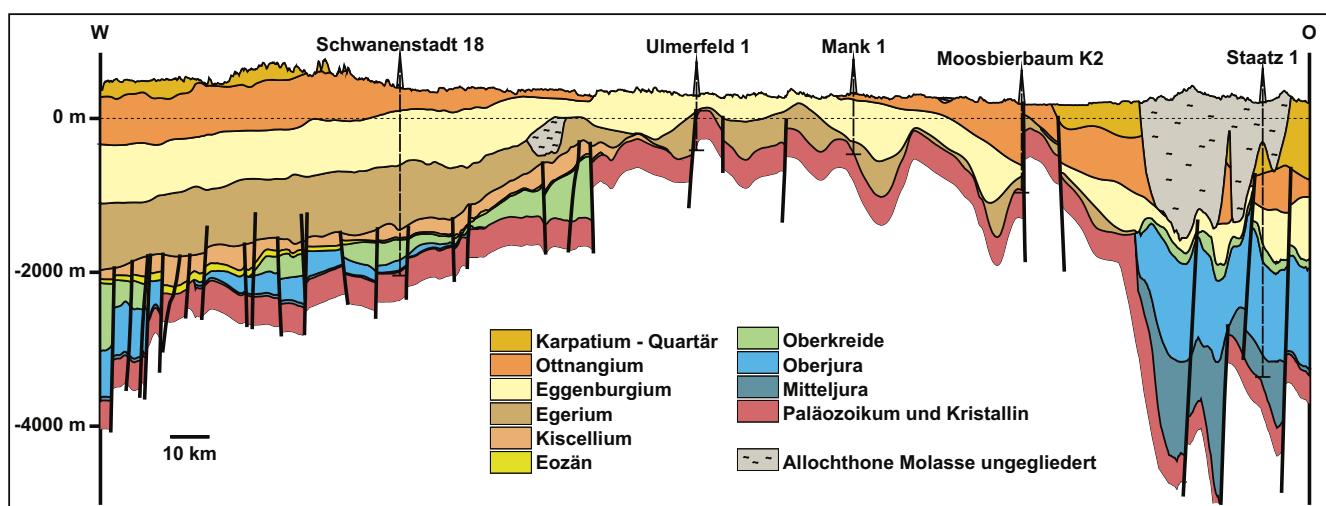


Abb. 4.
Geologisches West-Ost-Profil durch das Molassebecken von Ober- nach Niederösterreich, 20-fach überhöht.

fasst Sedimente des Mittel- und Oberjura. Diese überlagern das Permokarbon bzw. das Kristallin diskordant, wobei im Raum des Sporns der Böhmisches Masse, etwa im Bereich zwischen Sattledt in Oberösterreich und Stockerau in Niederösterreich, keine Sedimentgesteine aus dieser Zeit anzutreffen sind (Abb. 4). Im östlichen Niederösterreich bestand ein tiefes Becken, in dem sehr mächtige Schichten des Mittel- und Oberjura abgelagert wurden. Karbonatplattformen bildeten sich in Niederösterreich nur am Westrand dieses Beckens (WESSELY, 2006).

Während der **Kreidezeit** erfolgte eine Heraushebung des Gebietes mit Erosion und Verkarstung der jurassischen Gesteine (MALZER et al., 1993). Die anschließende Meerestransgression in der Oberkreide reichte von Westen bis nach Steyr, im östlichen Niederösterreich war nur das Gebiet nordöstlich von Stockerau von Meer bedeckt. Es herrschten seicht-marine Bedingungen, unter welchen sich bei immer noch tropischen bis subtropischen klimatischen Verhältnissen hauptsächlich Sand- und Mergelsteine bildeten. An der Grenze Oberkreide/Paläogen kam es aufgrund der alpidischen Orogenese zu erneuter Heraushebung mit Erosion der mesozoischen Gesteine bis auf das Kristallin, so zum Beispiel auf Hochzonen wie der Zentralen Schwellenzone. In Niederösterreich wurde dabei mehr erodiert als in Oberösterreich (WAGNER, 1998).

Marines Vorlandbecken

Ab dem oberen **Eozän** entstand nach einer Transgression aus der südlich gelegenen Tethys das eigentliche Molassebecken. In Oberösterreich bildeten sich nördlich der Schwellenzone Lagunen, südlich davon bestand ein offenes Meer (RUPP et al., 2011). In Niederösterreich westlich des Sporns der Böhmisches Masse ist die zeitliche Einstufung lokaler, fluviatiler Ablagerungen aus dem Eozän nicht gesichert (WESSELY, 2006). Durch die nach Norden

drängende Alpenfront tiefe sich im **unteren Oligozän** das Molassebecken schnell ein und es kam zur Ablagerung der vorwiegend feinkörnigen Sedimente des Kiscelliums (Taf. 1). In Oberösterreich greifen diese Sedimente weit nach Norden aus, in Niederösterreich sind tiefmarine Ablagerungen vergleichbaren Alters in Molassefenstern und der Bohrung Urmannsau, eingebaut in den Deckenstapel der Alpen, bekannt (WESSELY, 2006). Am Nordrand des Molassebeckens wurden zur gleichen Zeit vor allem limnisch fluviatile bis brackische Sedimente gebildet. Die anhaltende Aufschiebung der Deckenstapel des alpinen Orogen verlagerte die Beckenachse weiter nach Norden, sodass im **oberen Oligozän** (unteres Egerium) auch die marine Sedimentation weit nach Norden ausgreift. Am Nordrand des Beckens kamen neben brackischen Tonen flachmarine Sande zur Ablagerung, südlich davon, dem alpinen Orogen vorgelagert, wurde das Becken weiter abgesenkt (WAGNER, 1998). Abbildung 5 stellt ein paläogeografisches Modell der Molassezone zu dieser Zeit dar (nach MALZER et al., 1993). Demnach existierte damals ein tiefer, Ost-West gerichteter Trog, einerseits mit durch Bodenströmungen verursachter submariner Erosion, andererseits mit Sedimentation von Turbiditen und Rutschmassen, die von den nach Norden drängenden Schuppen ausgingen (HINSCH, 2008; COVAULT et al., 2009). Auch am Nordhang kam es zur Ablagerung von Rutschmassen sowie von Deltasedimenten. In ruhigeren Bereichen des tieferen Beckens lagerte sich pelitisches Material (Schlier) ab.

Zur selben Zeit verlandete das Becken in Bayern, in das oberösterreichische Molassebecken wurden nun Sedimente von Norden, Süden und von Westen geschüttet. Diese Entwicklung hielt bis in das **untere Miozän** (unteres Eggenburgium) an. Danach wurde die marine Verbindung nach Westen zwar wieder reaktiviert, die nordwärts gerichtete Aufschiebung der Alpen kam in Oberösterreich aber bald zum Stillstand. Das tiefe oberösterreichische

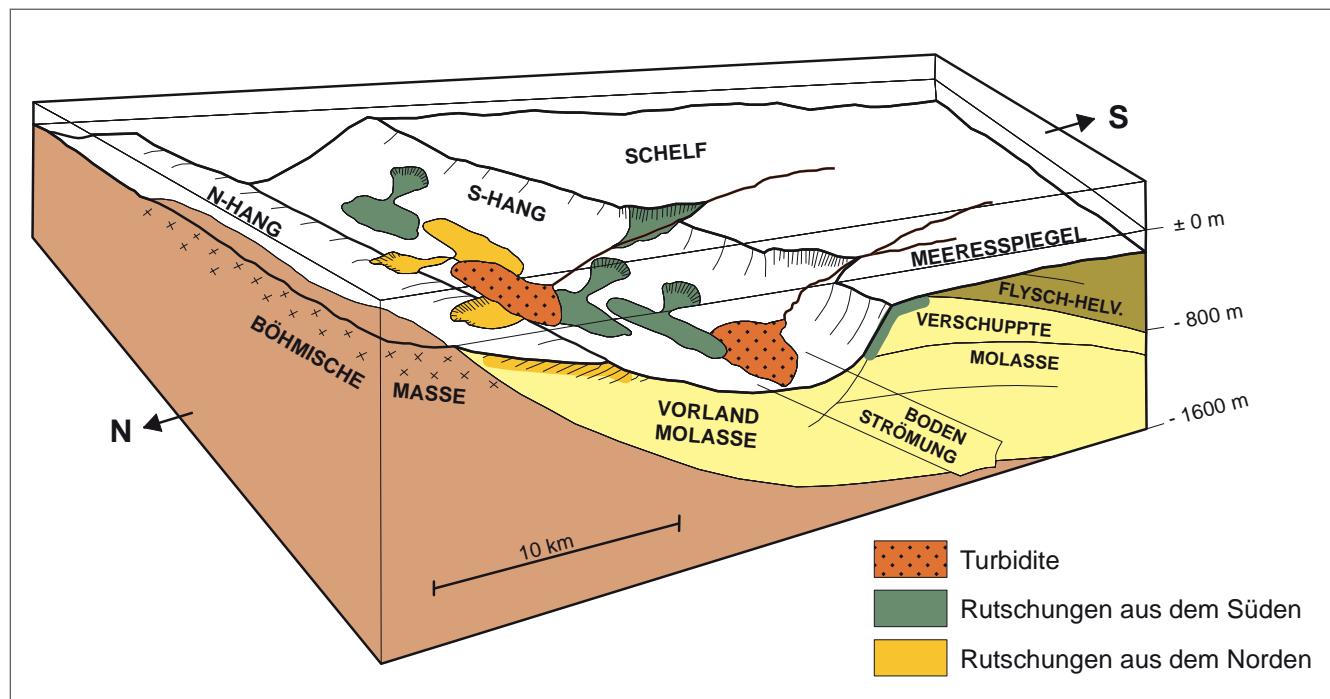


Abb. 5. Paläogeografisches Modell des Molassebeckens im unteren Miozän (nach MALZER et al., 1993).

Molassebecken wurde langsam aufgefüllt und verflachte zunehmend, im oberen Ottangium endete hier die marine Entwicklung. In Niederösterreich nördlich der Donau kam es im Zeitraum Eggenburgium–Ottangium mehrfach zu Transgressionen mit Küstensanden im nördlichen Randbereich und pelitischen Sedimenten in tieferen Teilen des Beckens („Eggenburg-Transgression“, „Ottang-Transgression“; WESSELY, 2006). Im oberen Ottangium war nahezu die gesamte Paratethys verbrackt und möglicherweise in einzelne Teilbecken zerfallen, in Niederösterreich jedoch existierte noch ein tieferes, vollmarines Becken (WESSELY, 2006). Mit dem Umschwenken der niederösterreichischen Molasse-Trogachse nach Nordwesten setzt sich die marine Entwicklung des Karpatiums und Badeniums in Niederösterreich fort, bis im Sarmatium auch hier das Becken verflacht und weiträumig verbrackt. Ab dem **oberen Miozän** zerfällt die Paratethys endgültig in mehrere Teilbecken. Im Westen Oberösterreichs bildeten sich limnisch-fluviatile Ablagerungen mit Kohletonen und mächtigen Schotterkörpern, in der niederösterreichischen Molassezone wurden ebenfalls fluviatile Sande und Kiese eines mächtigen Flusssystems abgelagert, welches als distaler Abschnitt der oberösterreichischen fluviatilen Sedimente schlussendlich in den östlich gelegenen Pannonischen See mündete. Mit diesen Schüttungen endet die Bildung von Molassesedimenten im oberösterreichisch-niederösterreichischen Raum.

Quartäre Landschaftsgestaltung

Der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten während des **Quartärs** führte im nördlichen Alpenvorland zur Ausbildung der heutigen Landschaft. Das Gewässernetz wurde tiefergelegt, es kam zu Erosion, aber auch zu Akkumulation von fluviatilen Schottern in Form von eiszeitlichen Terrassen entlang der Flüsse, die Verwitterungsschutt von Süden aus den Alpen transportierten. Äolische Sedimentation erfolgte in Form von Lössdecken. Die Donau als Vorflut transportierte das Material wiederum von West nach Ost und lagerte es ebenfalls in Form von Terrassenkörpern ab (KOHL, 2000; VAN HUSEN & REITNER, 2011).

1.3.1 Stratigrafie/Lithologie

Tafel 1 gibt eine stratigrafische und lithologische Übersicht der ober- und niederösterreichischen Molassezone, kompiliert aus PILLER et al. (2004), MALZER et al. (1993) und WAGNER (1998). Für die vier Abschnitte Inn–Bad Hall, Bad Hall–Amstetten, Amstetten–Tulln und Tulln–Thaya sind die prinzipiell anzutreffenden geologischen Formationen, deren Lithologie und deren stratigrafische Einordnung angeführt. Die Säulen sind nach den generellen Mächtigkeiten skaliert, welche dem geologischen 3D-Modell (Kap. 3) entnommen sind. Zusätzlich werden ausgewählte Bohrprofile auf einer Übersichtskarte dargestellt.

Die ersten Sedimente lagerten sich während des **Permokarbons** ab und sind bezüglich ihres Alters, ihrer Lithologie und Verbreitung wenig bekannt, da sie in seismischen Daten schwierig zu interpretieren sind und nur in wenigen Bohrungen angetroffen wurden (in Oberösterreich z.B. Jagdhub 1 – VAN HUSEN & EGGER, 2014; Lindach 1 – KOLL-MANN, 1977; Seebach 1 – KOHL & KRENNMAYR, 1997; Hochburg 1, Haidermoos 1 und Mattighofen 1 – RUPP et al.,

2011; in Niederösterreich z.B. Altenmarkt im Thale 1, Holabrunn 1 und Mailberg K1 – ROETZEL, 2009). Die fluviatilen Sedimentgesteine sind heute in tektonischen Grabenstrukturen erhalten. Es handelt sich um Sand-, Schluff- und Tonsteine mit gelegentlichen Einschaltungen von Kohleflözen. In Oberösterreich liegen die Ablagerungen am Rande der Zentralen Schwellenzone, in Niederösterreich tritt das Paläozoikum als Zöbing-Formation auch an die Oberfläche.

Im transgressiv überlagernden, mittleren **Mitteljura** folgen im Westen fluviatile, quarzitische Sandsteine, Arkosen mit Kohleflözen und Tonlagen, darüber flachmarine Sande, im Osten umfasst der Gresten-Formation kontinentale Deltasedimente mit Arkosen, Sandsteinen und Kohlelagern, überlagert von marinen Tonsteinen, erneuten Deltaschüttungen mit flach-marinen Sandsteinen und abschließend Tonsteinen. Der obere Mitteljura und der **Oberjura** bestehen im westlichen Oberösterreich aus der Purbeck-Formation, die auf dem inneren Schelf abgelagert wurde und aus Knollenkalken, Dolomiten, Schwammkalken, Korallenriffen und Lagunenablagerungen aufgebaut ist. Im östlichen Niederösterreich ist der obere Mitteljura durch dolomitische Sandsteine der Nikolčice–Höflein-Formation repräsentiert, im Oberjura liegen hier Kalksteine der Vranovice-Formation, darüber im Westen die Kalksteine der Altenmarkt-Formation und im Osten die Mergel der Mikulov-Formation und die Sandsteine der Kurdejov-Formation vor. Im zentralen Bereich fehlen die jurassischen Gesteine.

Die transgressiv überlagernde unterste Oberkreide (Cenomanium) besteht im westlichen Oberösterreich aus marinen Glaukonitsandsteinen mit Tonmergeln und Kalksteinbänken, weiter östlich kommen im Cenomanium Sandsteine der Schiedlberg-Formation vor. Die restliche **Oberkreide** wird südlich der Schwellenzone durch Globotruncanen-Tone und Globotruncanen-Mergel, nordwestlich durch Seichtwasser-Sandsteine gebildet, während weiter östlich tonige Sandsteine der Piberbach-Formation, Mergel und Tonsteine der Wirnzberg-Formation, Sandsteine der Neuhofen-, Niederneukirchen- und Thann-Formation sowie tonige Sandsteine der Teufelsgraben-Formation vorliegen. In Niederösterreich nördlich der Donau bestehen die Ameis- und die Poysdorf-Formation der Oberkreide abwechselnd aus Sandsteinen und Mergeln. Zwischen Steyr und Tulln sind keine kretazischen Gesteine dokumentiert.

Das transgressiv überlagernde **Eozän** ist im westlichen Oberösterreich durch die Perwang-Gruppe vertreten, die auf der Schwellenzone aus flach-marinen Lithothamnienkalken und südlich davon aus tief-marinen Globigerinenkalken besteht, nördlich der Schwellenzone treten die limnischen Sandsteine der Voitsdorf-Formation sowie die lagunären Sandsteine der Cerithien-Schichten und der Ampfing-Formation auf (RUPP et al., 2011). In Niederösterreich ist in lokalen Grabenstrukturen das Moosbierbaumer Konglomerat wahrscheinlich aus dieser Zeit erhalten.

Für das Oligozän und Miozän der österreichischen Molassezone wird die Nomenklatur der Paratethys-Stufen benutzt, die von den Standardstufen abweichen (siehe stratigrafische Tabelle in Tafel 1). Das **Kiscellium** umfasst in Oberösterreich die Fischschiefer der Schöneck-Formation, die Mergelkalke der Dynow-Formation, die Bändermergel der Eggerding-Formation und die Tonmergel der Zupfing-Formation, allesamt tief-marine Ablagerungen.

Am Kristallinrand wurden neben der limnisch-fluviatilen bis brackischen Pielach-Formation bereits erste Sandpakte der flachmarinen Linz-Melk-Formation abgelagert. Östlich des Kristallinsporns überwiegen die brackischen, tonig-sandigen Sedimente der die Oberkreide transgressiv überlagernden Pielach-Formation. Altersgleiche, tiefer marine Ablagerungen wurden in Niederösterreich vom Deckenstapel der Alpen überfahren und in diesen eingebaut.

Sedimentgesteine des darauffolgenden **Egeriums** sind aus dem gesamten, den Alpen vorgelagerten Molassebecken bekannt. In Oberösterreich zählen hierzu die Puchkirchen-Formation mit tief-marinen Mergeln, Sandstein- und Konglomerathorizonten, weiter nördlich und östlich die flachmarinen Sande der Linz-Melk-Formation, die transgressiv auf dem Kristallin aufliegen. Zwischen den tiefmarinen Trog sedimenten der Puchkirchen-Formation und der flachmarinen Linz-Melk-Formation vermittelt der pelitische „Ältere Schlier“, der zumindest in Oberösterreich in die Eferding-Formation und die Ebelsberg-Formation unterteilt werden kann.

Das **Eggenburgium** ist in Oberösterreich durch transgressiv überlagernde tief-marine Mergel und Tonsteine (Sandstreifenschlier) der Hall-Gruppe repräsentiert, die im Westen an der Basis Sandsteine der Lindach-Formation beinhaltet. Nördlich der Schwellenzone schalten sich immer wieder turbiditische Sande in die Hall-Formation ein. Östlich von Amstetten besteht die Hall-Formation ebenfalls aus tief-marinen Peliten, am Ostrand der Böhmisches Masse wurden die Sande und Pelite der Eggenburg-Gruppe abgelagert.

Das **Otnangium** ist im westlichen Oberösterreich durch die teils transgressiv ausgebildete Innviertel-Gruppe vertreten, die aus tiefer- bis flach-marinen Sanden und Peliten mehrerer Formationen aufgebaut ist und randlich sandige Deltaschüttungen einschließt. Im Zuge der Beckenauffüllung und Verbrackung entstanden am Ende des Otnangiums die Sande der *Oncophora*-Schichten. Im östlichen Oberösterreich ist das Otnangium neben der Kletzenmarkt-Formation, der Plesching-Formation und der Vorchdorf-Formation vor allem durch den *Robulus*-Schlier vertreten. Dieser ist zwischen Enns und Mank nur mehr schlecht dokumentiert, otnangische Anteile im Sandstreifenschlier sind aber nicht auszuschließen. Östlich von Mank tritt der *Robulus*-Schlier gemeinsam mit der Prinzendorf-Formation, der Mauer-Formation und diversen Blockschichten wieder in Erscheinung. Überlagert werden diese Einheiten von der Traisen-Formation und der Dietersdorf-Formation. Nördlich der Donau in Niederösterreich finden sich in Beckenfazies die Pelite der Zellerndorf-Formation mit der Limberg-Subformation.

Vom **Karpatium** bis **Pannionium** lagerten sich im westlichen Oberösterreich erosiv die früher als „Kohleführende Süßwasserschichten“ bezeichneten Sedimente der Oberen Süßwassermolasse ab, deren markanteste Vertreter die pannonischen Formationen der Hausruckviertel-Gruppe (Kobernaußerwald-, Ampflwang- und Hausruck-Formation) sind. In Niederösterreich dagegen hält vorerst die marine Entwicklung weiter an. Während die karpatischen Tonmergel und Sande der Laa-Formation nur nördlich der Donau anzutreffen sind, entwickelten sich südlich der Donau im Badenium die Deltasedimente der Hollenburg-Karlstetten-Formation, während nördlich der Donau die ebenfalls deltaisch beeinflusste Grund- und Gaißendorf-Formation

zur Ablagerung kam. Die sarmatische Sedimentation wird von der brackischen bis seicht marinen Ziersdorf-Formation geprägt. Mit dem Pannionum endet die marine Entwicklung in der niederösterreichischen Molassezone und die sandigen Kiese der Hollabrunn-Mistelbach-Formation kamen als fluviatile Sedimente einer „Ur-Donau“ zur Ausbildung.

Im **Pleistozän** kam es in Oberösterreich zur Ablagerung der Kiese von Reuharting-Schnelling und anderer altpleistozäner Kiese, in Niederösterreich wurden plio-pleistozäne Schotter am Südrand der Böhmischen Masse, zum Beispiel im Raum Melk, abgelagert. In weiterer Folge wurden dann im gesamten Vorland die Kiessande der Älteren (Günz) und Jüngeren (Mindel) Deckenschotter, der Hochterrassen (Riß) und der Niederterrassen (Würm) abgelagert und teilweise von Lössakkumulationen überdeckt.

1.3.2 Struktur/Tektonik

Wie in den Abbildungen 2 und 3 ersichtlich, bildet das Kristallin der Böhmischen Masse den Untergrund des Vorlandbeckens, der nach Süden bis auf 4.000 bis 7.000 m Tiefe abtaucht. Diese Struktur entstand im Perm durch Scher- und Extensionstektonik, wobei sich intramontane Teilbecken und Schwellen bildeten (RUPP et al., 2011). Als Beispiel ist hier in Oberösterreich die Nordwest-Südost gerichtete Zentrale Schwellenzone anzuführen, die eine Verlängerung des Landshut-Neuötting Hochs in Bayern darstellt (Abb. 6). Sie trennt den nördlich gelegenen Braunnauer Trog von dem Salzach Becken im Süden. Jüngere Absenkungen ließen das Ried-Schwanenstadt Becken und das Bad Haller Becken entstehen (MALZER et al., 1993). Die Gräben sind von synthetischen Abschiebungen begrenzt (Abb. 2). In Niederösterreich östlich von Amstetten biegt das Becken nach Nordosten um, die paläozoischen Grabensysteme zeigen hier eine Südwest-Nordost-Richtung. Hier handelt es sich um synsedimentäre, asymmetrische Halbgräben (Abb. 3), deren größte Absenkung jeweils im Nordwesten liegt und deren Abschiebungsversatz bis zu 2.800 m betragen kann (WESSELY, 2006). In diesen Gräben sind mächtige permokarbone und jurassische Sedimentabfolgen erhalten.

In Oberösterreich bestehen generell zwei Störungssysteme, eines verläuft in Nordwest-Südost-Richtung, gepaart mit Nordost-Südwest gerichteten Störungen, und eines in West-Ost-Richtung, gepaart mit Nord-Süd gerichteten Störungen (WAGNER, 1998). Als prominente Beispiele sind die Ried- und die Steyr-Störung anzuführen, die im Paläogen angelegt wurden und bis zu 600 m (Ried) beziehungsweise 800 m (Steyr) Vertikalversatz aufweisen. In Niederösterreich verlaufen die Störungen hauptsächlich in Südwest-Nordost-Richtung und besitzen meist nicht nur Abschiebungs-, sondern auch Blattverschiebungscharakter. Beispielsweise versetzt die sinistrale Seitenverschiebung der Diendorf-Störung das nordwestlich gelegene Kristallin und das südöstliche Molassebecken um 25 km. An der Mailberg-Störung wurde die Südost-Scholle im Mitteljura um 2.000 m abgesenkt.

In Abbildung 6 sind auf der Grundlage der Geologischen Karte 1:1.500.000 (SCHUSTER et al., 2015) alle im geologischen 3D-Modell (Kap. 3) erfassten Störungen strichiert dargestellt. In der Molassezone reichen nur wenige

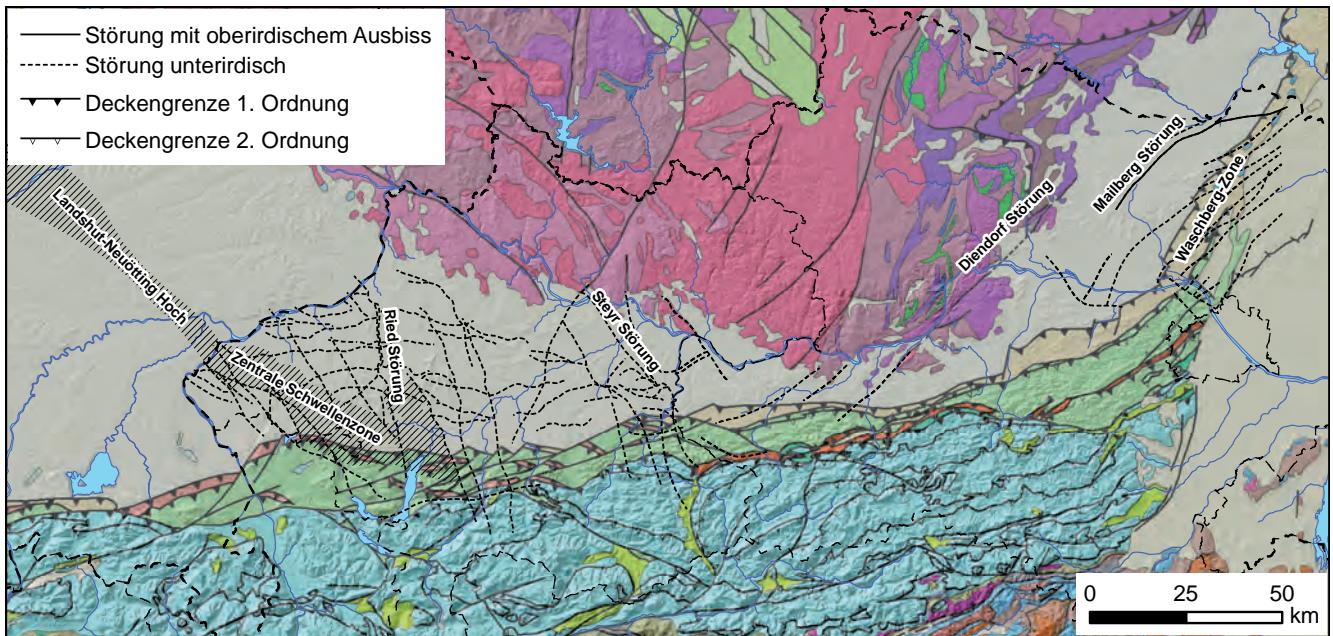


Abb. 6.
Tektonische Übersicht des Arbeitsgebietes.

Störungen, wie zum Beispiel die Mailberg- und die Diendorf-Störung, bis an die Oberfläche. In den Abbildungen 2 bis 4 wird ersichtlich, dass die meisten Störungen ihren Ursprung im Kristallin nehmen und die aufliegenden mesozoischen und paläogenen Schichten bis einschließlich das Kiscellum durchschneiden. Manche Störungen, vornehmlich die in West-Ost- und Nord-Süd-Richtung, erfassen auch die darüber liegenden Schichten bis zum Egerium, während das Eggenburgium und noch jüngere Einheiten weitgehend ungestört sind.

Auf die autochthone Molasse überschoben, beziehungsweise im Untergrund in sie hineingeschoben, liegt die allochthone, verschuppte Molasse (STEININGER et al., 1986), die in Niederösterreich an die Oberfläche tritt und nördlich der Donau als Waschbergzone bezeichnet wird (Abb. 3). Während die autochthonen Schichten des Mesozoikums

und des Känozoikums mit leichtem Süd-Einfallen auf dem kristallinen Untergrund eben aufliegen, ist der interne Aufbau der verschuppten Molasse sehr komplex, in seismischen Daten schwieriger aufzulösen und daher im vorliegenden Projekt nur in Form einer einhüllenden Begrenzung modelliert worden (Kap. 3). In den Abbildungen 2 bis 4 ist die verschuppte Molasse ungegliedert in grauer Farbe dargestellt. Die nördliche Front entspricht in Niederösterreich der an der Oberfläche ausbeißenden Deckengrenze (Nordgrenze der allochthonen Molasse in Abbildung 6). In Oberösterreich verläuft die Front nördlich von und parallel zur Nordgrenze der Flyschzone im Untergrund, wobei bei Perwang, nördlich von Salzburg, und bei Sierning, südlich von Linz, zwei 7 bis 9 km nach Norden reichende Ausbuchtungen zu erkennen sind (Abb. 25), die bereits von GUSTERHUBER et al. (2013) beschrieben wurden.

2 Datengrundlage und Datenaufbereitung

Zum Aufbau des geologischen 3D-Modells in Österreich (Kap. 3) wurden publizierte Bohrungen, Profilschnitte und Schichtlagerungskarten sowie nicht publizierte Bohrdaten und reflexionsseismische Profile der Erdöl- und Ergasunternehmen RAG und OMV verwendet. Letztere waren der Geologischen Bundesanstalt (GBA) für das Projekt Geo-Mol auf Basis von Datennutzungsvereinbarungen zur Verfügung gestellt worden. Die Veröffentlichung von Rohdaten, aber auch von Ergebnissen, die Rückschlüsse auf Rohdaten zulassen, war dabei untersagt. Daher kann beispielsweise die Lage der benutzten seismischen Linien in Abbildung 7 nicht dargestellt werden. Die Recherche, Eingabe und Aufbereitung der publizierten Daten erfolgte an der Geologischen Bundesanstalt, die Datenbearbeitung der reflexionsseismischen Profile am Institut für Ressourcenmanagement (Joanneum Research). Die Interpretation der seismischen Daten erfolgte in Zusammenarbeit von Joanneum Research mit dem Lehrstuhl für Erdölgeologie der Montanuniversität Leoben.

Für die geothermische Modellierung in Oberösterreich und Bayern (Kap. 4) wurde ausschließlich auf Literaturdaten (Temperaturmessungen, Isothermenkarten) und interne Daten aus dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt zurückgegriffen. Die Messungen stammen aus Bottom-Hole-Tests (BHT), Drill-Stem-Tests (DST), Pumpversuchen in Thermalwasserbohrungen sowie aus Bohrlochtemperatur-Logs in verschiedenen Tiefen und wurden mit Hilfe des geologischen 3D-Modells den jeweiligen Schichten zugeordnet. Die Datenaufbereitung wurde von der Geologischen Bundesanstalt sowie vom Lehrstuhl für Hydrogeologie der Technischen Universität München (bayrischer Anteil des Untersuchungsgebietes) durchgeführt.

Die Erstellung des hydrogeologischen Konzeptmodells in Oberösterreich (Kap. 5) setzte auf den publizierten Bohrungen, den seismischen Profilen, dem geologischen

3D-Modell und dem Temperaturmodell auf. Zusätzlich wurden geologische Bohrprofile sowie bohrlochgeophysikalische, geothermische, hydraulische, hydrochemische und isotopenhydrologische Daten von Geothermie-Bohrungen aus dem Archiv des Technischen Büros für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges. m.b.H. (Geoteam) verwendet. Die Aufbereitung dieser zusätzlichen Daten erfolgte durch die Geoteam Ges.m.b.H.

2.1 Bohrdaten, geologische Profilschnitte und Schichtlagerungskarten

Für die geologische Modellierung wurden publizierte Bohrprofile von insgesamt 688 Bohrungen zusammengetragen. Die Daten stammen hauptsächlich aus den Erläuterungen geologischer Karten, aus den in Kapitel 1 erwähnten Publikationen sowie aus Veröffentlichungen namhafter österreichischer Erdölgeologen in geowissenschaftlichen Zeitschriften. Die Bohrungen wurden, soweit verfügbar, mit Angabe von Bohrungsname, Errichtungsjahr, Koordinaten, Seehöhe, Endteufe und Quellenangabe in einer projektspezifischen Bohrlochdatenbank zusammengefasst. Diese Datenbank beinhaltet auch die in den jeweiligen Bohrungen angetroffenen Unter- und Oberkanten der zu modellierenden lithostratigrafischen Einheiten (siehe Kapitel 3 für eine Liste der Modelleinheiten).

Die Lage der verwendeten, publizierten Bohrungen ist in Abbildung 7 dargestellt. Die räumliche Verteilung spiegelt naturgemäß die Aktionsbereiche der österreichischen Erdöl- und Erdgasexploration innerhalb der Molassezone wider. Relativ hohe Datendichten finden sich in Oberösterreich bei einem mittleren Abstand zwischen Bohrungen von 0,9 km und im nordöstlichen Niederösterreich mit einem mittleren Abstand zwischen Bohrungen von 2,5 km.

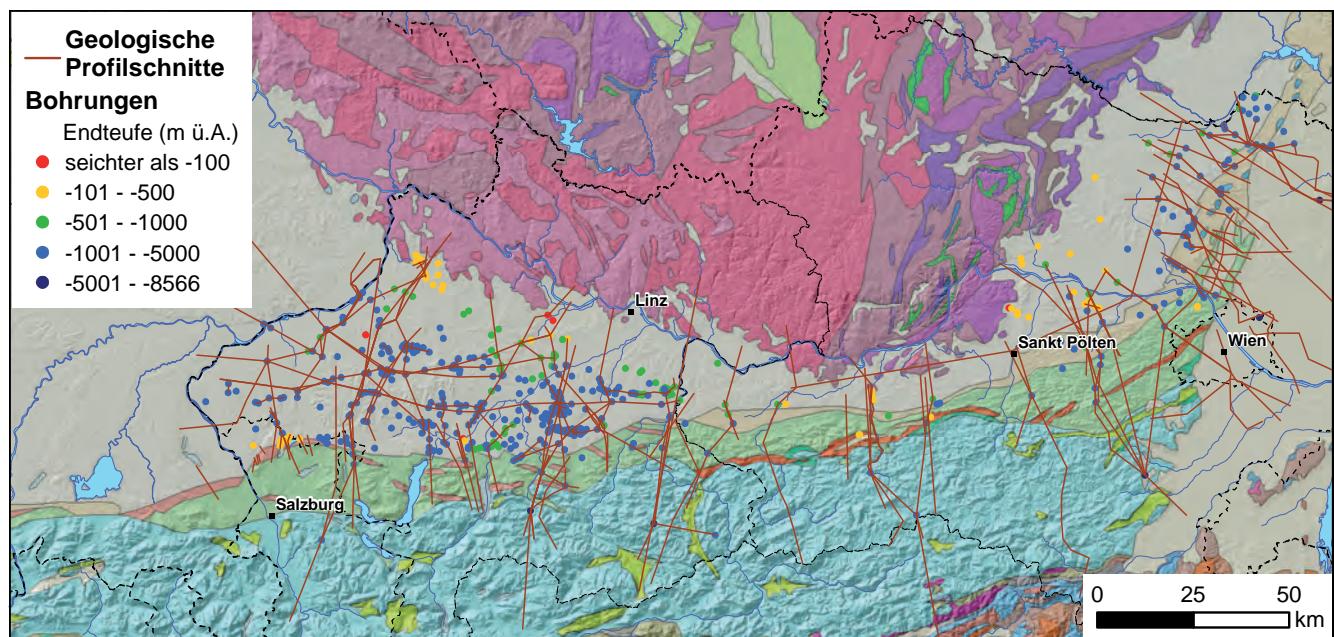


Abb. 7.
Lage der verwendeten publizierten Bohrungen und geologischen Profilschnitte.

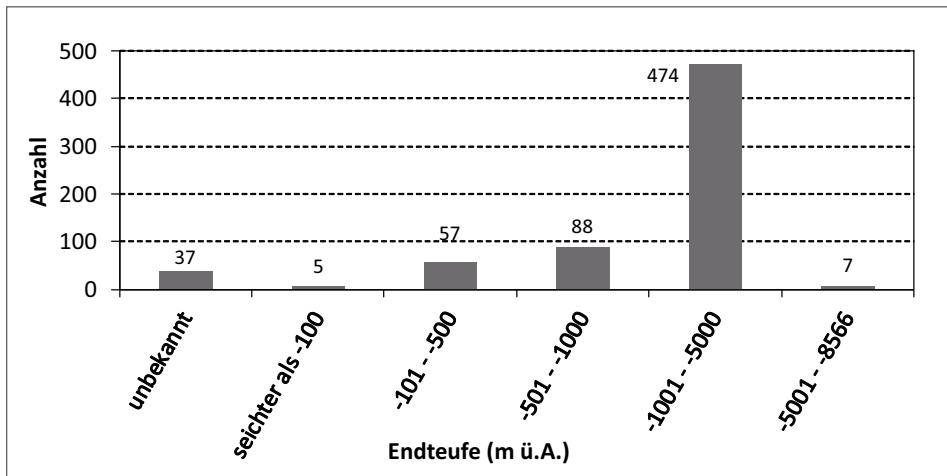


Abb. 8.
Häufigkeitsverteilung der Endteufen der publizierten Bohrungen aus Abbildung 7.

Bei der Auswahl der einzugebenden Daten wurde der Fokus auf tiefe Bohrungen aus der Erdöl- und Erdgasexploration gelegt. Die in Abbildung 8 dargestellte Verteilung der Endteufen zeigt daher einen deutlichen Schwerpunkt bei Bohrungen mit Längen zwischen 1.000 m und 5.000 m (474 von 688 Bohrungen). Die Bohrungen können auf dem Mapviewer der Geologischen Bundesanstalt eingesehen werden (https://gisgba.geologie.ac.at/gbaviewer/?url=https://gisgba.geologie.ac.at/ArcGIS/rest/services/AT_GBA_PROFILE/MapServer).

Die Anzahl der von den Erdöl- und Ergasunternehmen zur Verfügung gestellten Bohrdatensätze beläuft sich bei RAG auf 24 und bei OMV auf 71 Bohrungen. Die Auswahl der Bohrungen aus den Archiven der Erdöl- und Erdgasunternehmen wurde nach ihrer Nähe zu den reflexionsseismischen Profilen getroffen, um bei deren Interpretation und Zeit-Tiefen-Konvertierung als Referenz dienen zu können (Kap. 2.2). Die Datensätze enthalten, wie bei den publizierten Bohrprofilen, Angaben zur Bohrung und zu Unter- und Oberkanten lithostratigraphischer Einheiten.

Als zweite Datenquelle für die geologische Modellierung wurden publizierte geologische Profilschnitte zusammengetragen. Die Lage dieser Schnitte ist ebenfalls in Abbildung 7 dargestellt. Insgesamt wurden 148 Profile mit einer Gesamtlänge von 4.500 km aufbereitet. Sie können ebenfalls auf dem Mapviewer der Geologischen Bundesanstalt eingesehen werden. Profilschnitte stellen von Geologen bereits interpretierte Informationen dar und liefern strukturelle Informationen zu den geologischen Einheiten sowie Anhaltspunkte bezüglich des Einfalles und der vertikalen Ausdehnung von Störungen.

Als dritte Datenquelle für die geologische Modellierung wurden 24 publizierte Schichtlagerungskarten zusammengetragen (Abb. 9, Tab. 1). Dabei handelt es sich um Strukturkarten der Ober- oder Unterkanten einzelner stratigrafischer Einheiten (z.B. Oberkante Eozän oder Molassebasis) und um Mächtigkeitskarten einzelner Schichtpakete (z.B. Mächtigkeit der Jura-Karbonate). Die Schichtlagerungskarten stammen aus den Jahren 1949 bis 2012, die Mehrheit wurde in den Jahren 1980 bis 2000 publiziert.

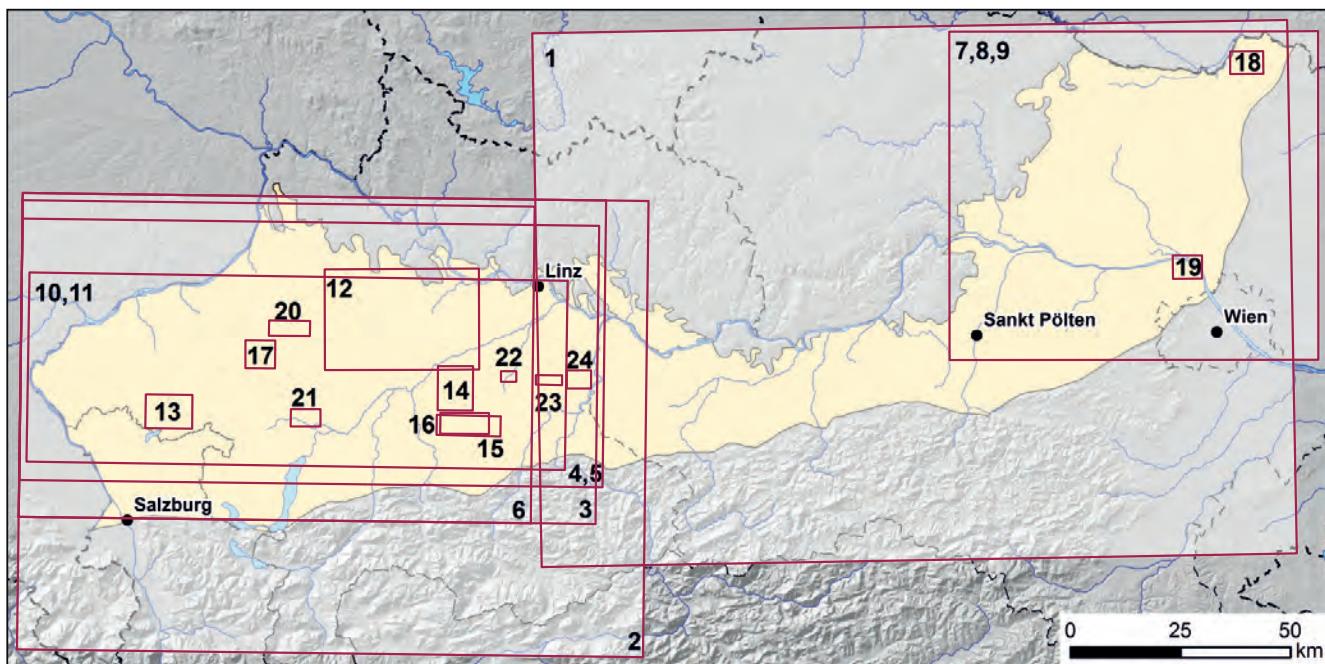


Abb. 9.
Lage der verwendeten Schichtlagerungskarten (Angaben zur Nummerierung, siehe Tabelle 1).

Nr.	Kartentitel	Quelle
1.	Strukturkarte der Molassebasis Niederösterreich	KRÖLL et al. (2001)
2.	Strukturkarte der Molassebasis Salzburg-Oberösterreich	KRÖLL et al. (2006b)
3.	Cenoman Mächtigkeiten – Verbreitung des Cenomans und der Ölfelder	NACHTMANN (1995)
4.	Mächtigkeitsverteilung der Rupelablagerungen in der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs	MALZER (1981)
5.	Paläogeographische Verbreitung und Mächtigkeitsentwicklung der Sand-Schottergruppe der Puchkirchener Serie in Oberösterreich und Salzburg	MALZER (1981)
6.	Total thickness of Jurassic carbonates	NACHTMANN & WAGNER (1987)
7.	Mächtigkeitskarte für das autochthone Mesozoikum	KAPOUNEK et al. (1967)
8.	Strukturkarte Oberkante autochthones Mesozoikum	KAPOUNEK et al. (1967)
9.	Strukturkarte Oberkante Kristallin	KAPOUNEK et al. (1967)
10.	Depth map base of Innviertel Group	GUSTERHUBER et al. (2012)
11.	Depth map base of Upper Freshwater Molasse	GUSTERHUBER et al. (2012)
12.	Das Relief des kristallinen Untergrundes NW Wels	GRILL & WALDMANN (1949)
13.	Relief der Oberen Meeresmolasse	BAUMGARTNER (1980)
14.	Strukturkarte der Eozänoberkante	NACHTMANN (1989)
15.	Strukturkarte des Feldes Voitsdorf für die Oberkante des Obereozäns	ABERER et al. (1964)
16.	Voitsdorf – Strukturkarte der Oberkante des Eozäns	MALZER et al. (1993)
17.	Ölfeld Kemating – Strukturkarte Top Obereozän	POLESNY (1983)
18.	Gaslagerstätte Wildendürnbach – Strukturkarte der Oberkante Unterhelvet	LOGIGAN & DIEM (1964)
19.	Geologische Strukturkarte der Oberkante Dogger des Gas-Kondensatfeldes Höflein	WESSELY (1993)
20.	Sechs Struktur- und Isopachenkarten der basalen Horizonte der Tertiären Molasse von der Oberkante der Oberkreide bis zur Oberkante des Rupelischen Bändermergels	KOLLMANN (1966)
21.	Ölfeld Puchkirchen – Strukturkarte Top Obereozän	POLESNY (1983)
22.	Feld Piberbach: Öl- und Gasvorkommen in der östlichen Molasse Oberösterreichs – Oberkante Eozän	KREUTZER (1993)
23.	Feld Wirnitzberg: Öl- und Gasvorkommen in der östlichen Molasse Oberösterreichs – Oberkante Eozän	KREUTZER (1993)
24.	Feld Thann-Teufelsgraben: Öl- und Gasvorkommen in der östlichen Molasse Oberösterreichs – Oberkante Eozän	KREUTZER (1993)

Tab. 1.
Titel und Quelle der verwendeten Schichtlagerungskarten.

Die Hälfte dieser Karten decken jeweils große Flächen im Übersichtsmaßstab 1:200.000 ab (Nr. 1–12 in Tabelle 1) und stellen Mächtigkeitsverteilungen oder Reliefkarten sowohl des Neogens und Paläogens als auch des Mesozoikums oder des Kristallins dar. Die restlichen Karten (Nr. 13–24 in Tabelle 1) beschreiben kleine Gebiete im Detailmaßstab 1:10.000 oder 1:20.000 und hierbei meist die Oberkante des Eozäns. Zur Gänze abgedeckt wird das Arbeitsgebiet nur hinsichtlich der Molassebasis (Nr. 1 und 2 in Tabelle 1; KRÖLL et al., 2001, 2006b).

Aufbereitung

Um Daten aus verschiedenen Quellen und mit unterschiedlichen Formaten in eine einheitliche Struktur zu bringen, verarbeiten und visualisieren zu können, wurde ein ArcGIS

Projekt aufgebaut. Aus geologischen Karten wurden Informationen über Ausbreitung und Ausbiss von Horizonten sowie Störungsverläufe extrahiert. Schichtlagerungskarten (Abb. 9) wurden georeferenziert und darin enthaltene Isolinien und Störungen vektorisiert und attribuiert, um sie in der geologischen Modellierungssoftware Gocad weiter verarbeiten zu können. Geologische Profilschnitte wurden gescannt und direkt in der 3D-Modellierungssoftware entlang der Profilschnittlinie vertikal georeferenziert.

Mächtigkeitsberechnungen wurden für einige Horizonte auf Basis der Bohrungsdatenbank durchgeführt und bereichsweise mit publizierten Mächtigkeitskarten kombiniert. Dies war speziell für Horizonte notwendig, welche durch sehr wenige Bohrungen beschrieben sind oder bedingt durch tektonische- bzw. Erosionsprozesse starke Niveauunterschiede aufweisen.

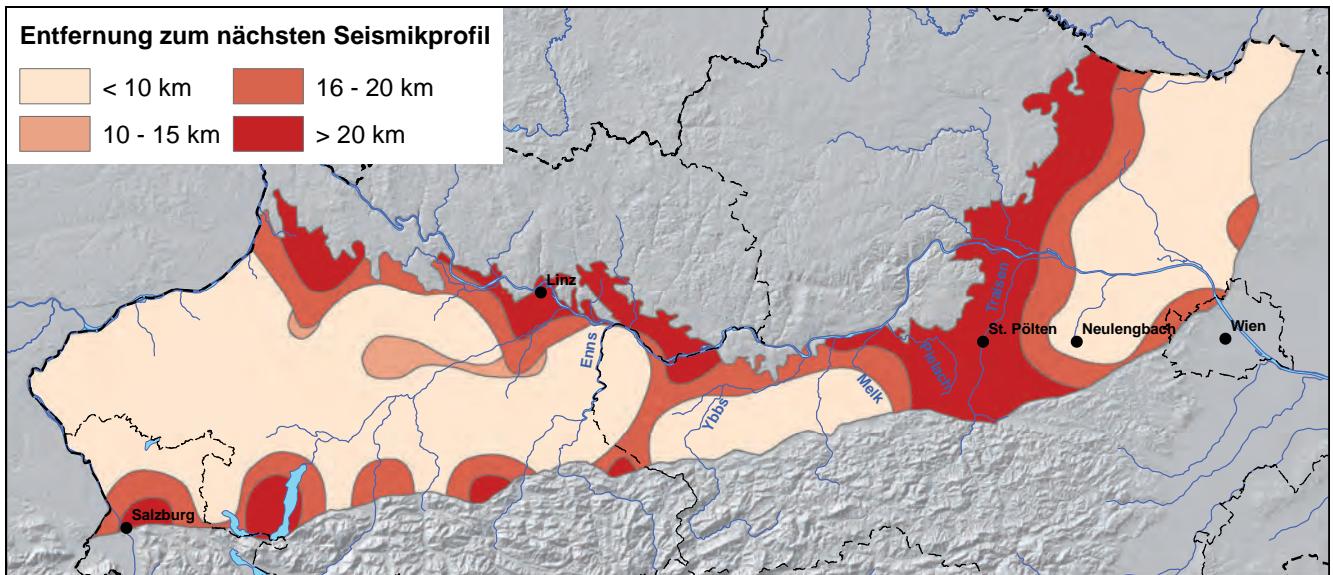


Abb. 10.
Datendichte der reflexionsseismischen Profile.

2.2 Reflexionsseismische Profile

Reflexionsseismische Rohdaten wurden von den österreichischen Erdöl- und Ergasunternehmen OMV und RAG zur Verfügung gestellt. Die Akquisition dieser Daten erfolgte in den Jahren 1963 bis 2000 mit Vibratoren, Sprengstoff oder Hydraulikhämmern als Signalquelle. Die reflektierten Signale wurden mit 24, teilweise mit 96 aktiven Kanälen, Geophonabständen von 30 bis 75 m und mit 6- bis 48-facher Untergrundüberdeckung aufgenommen. Insgesamt waren für das Projekt 65 seismische Profile mit einer Gesamtlänge von 1.300 km verfügbar. In Oberösterreich westlich der Enns, in Niederösterreich zwischen den Flüssen Ybbs und Melk sowie zwischen Neulengbach und der tschechischen Grenze beträgt der Abstand zwischen diesen Profilen circa 10 km (Abb. 10). Am Nord- und Südrand des Molassebeckens sowie zwischen den Flüssen Enns und Ybbs beziehungsweise Pielach und Traisen liegen bis zu 20 km zwischen benachbarten Seismikprofilen.

Bearbeitung („Processing“)

Von den 65 Profilen wurden 17 neu bearbeitet („reprocessed“) und 37 einer Post-Stack Bearbeitung unterzogen, während 11 Profile einem 3D Seismik-Block der RAG entstammten und keine Bearbeitung erforderten. Die Datenbearbeitung erfolgte unter Verwendung der Software SeisSpace®/ProMAX® R5000 der Firma Haliburton und beinhaltete für die Neubearbeitung folgende Schritte:

- Datenimport aus SGY-Dateien – Einlesen der Koordinaten- und Höhenwerte.
- Qualitätsprüfung auf Vollständigkeit und Plausibilität.
- Korrektur von eventuellen aufzeichnungsbedingten Zeitverzögerungen und Zeitverschiebungen.
- Transformation auf ein minimalphasiges Signal („minimum delay“), basierend auf der Transformation des autokorrierten, synthetisch erzeugten Steuersignals („Klauder wavelet“).

- Definition der Aufnahme- und Liniengeometrie – Zuordnung der seismischen Spuren zu einer begradigten CDP-Bezugslinie („crooked line“ geometry setup).
- Korrektur der sphärischen Divergenz.
- Kurzwellige statische Korrektur.
- Signal-Dekonvolution – „multichannel spiking deconvolution“ gefolgt von „single channel spiking deconvolution“.
- Dynamische Korrektur („normal move out“).
- Begrenzung der Signaldehnung auf 40 bis 65 % („stretch-mute“).
- Stapelung.
- Statische Korrektur auf ein einheitliches Bezugsniveau (300 m ü. A. in Oberösterreich, 150 m ü. A. in Niederösterreich).
- Rest-statische Korrektur.
- Bandpassfilterung, F-X Dekonvolution und gewichtete Spurmischung.
- Migration.

Die Post-Stack Bearbeitung wurde bei 38 bereits migrierten Profilen durchgeführt und beschränkte sich auf folgende Schritte:

- Digitalisierung der ursprünglich im PDF-Format vorliegenden Originalplots.
- Schärfen von bestimmten Bereichen des Spektrums, F-X Dekonvolution, gewichtete Spurmischung und neigungsabhängiger Kohärenzfilter („dipscan-stack“).

An 33 der von den Erdöl- und Erdgasunternehmen zur Verfügung gestellten Bohrungen wurden Sonic- und Dichte-Logs mit seismischen Signalen naheliegender Profile korreliert und synthetische Seismogramme berechnet. Dies erlaubte die Ableitung von Zeit-Tiefen-Beziehungen und die Konvertierung von in den Bohrprofilen in Tiefe angegebenen Schichtgrenzen in die Zeitdomäne. Die Konver-

tierung wurde für die Schichtunterkanten des Karpatiums, des Ottangiums, des Eggenburgiums, des Egeriums, des Kiscelliums, des Känozoikums und der Oberkreide sowie für die Oberkante des Kristallins/Paläozoikums durchgeführt.

Interpretation

Die Interpretation der seismischen Profile beruhte auf der Lage der konvertierten Bohrungsschichtgrenzen und bezog zusätzlich geologische und geophysikalische Informationen, wie das Auftreten von Winkeldiskordanzen oder den Reflexionscharakter einzelner Schichtpakete, mit ein. In der Zeitdomäne wurde identifiziert, welche sichtbaren Reflektoren in den prozessierten seismischen Profilen den gesuchten stratigrafischen Schichtgrenzen entsprechen. Die Kartierung seismischer Phasen erfolgte sodann mithilfe der Interpretationssoftware Petrel der Firma Schlumberger.

Abbildung 11 zeigt den Reflexionscharakter der einzelnen Schichtpakete und die interpretierten stratigrafischen Schichtgrenzen in einem Ausschnitt eines seismischen Profils aus Oberösterreich. Der tiefste interpretierte Horizont entspricht der **Oberkante des Kristallins der Böhmisches Masse** beziehungsweise der Oberkante der permo-karbonen Grabensedimente. Während der kristalline Untergrund weitgehend durch diffuse und chaotische Reflektoren gekennzeichnet ist, weist das Permokarbon parallele Reflektoren auf. Dennoch waren die Abgrenzung des Permokarbons gegen das Kristallin und das Kartieren der Unterkante des Permokarbons nicht möglich. Daraus wurde die Oberkante des Kristallins/Paläozoikums an der Basis des tiefsten, lateral kontinuierlichen Reflektors kartiert. Sowohl das Kristallin als auch die mesozoischen Sedimente sind an Störungen versetzt, die in Oberösterreich ungefähr in Nord-Süd-Richtung streichen. In Niederösterreich im Bereich der jurassischen Halbgräben wird die Oberkante des Kristallins von jurassischem beziehungsweise kretazischen Störungen versetzt, die in Südwest-Nordost-Richtung verlaufen.

Im östlichen Niederösterreich konnte in den seismischen Profilen auch die **Unterkante des Oberjuras** kartiert werden (Abb. 12). Sie repräsentiert die Oberkante der Gresten-Formation. Der tiefere Teil dieses Komplexes wird durch starke parallele Reflektoren gekennzeichnet, während der obere Teil dagegen häufig weitgehend transparent ist oder Reflexionen geringerer Amplitude aufweist. Die asymmetrische Mächtigkeit der Gresten-Formation spiegelt die Halbgraben-Geometrie wider (Abb. 12, siehe auch Kapitel 1.3.2). Die **Unterkante der Oberkreide**, d.h. die Grenze zwischen Jura und Kreide, ist vor allem in Niederösterreich als Winkeldiskordanz ausgebildet. Sie wurde an der Basis eines Paketes mit mehreren starken Reflektoren festgelegt.

Die **Unterkante des Känozoikums** stellt eine markante Winkeldiskordanz dar und ist durch einen starken Reflektor charakterisiert, unabhängig davon, ob das Känozoikum mesozoischen oder noch älteren Gesteinen aufliegt. In Oberösterreich entspricht die Basis des Känozoikums der Unterkante des Eozäns, in Niederösterreich meist der Unterkante des Egeriums. Wegen der geringen Mächtigkeit des Eozäns in Oberösterreich folgt die **Unterkante des Kiscelliums** knapp über der des Känozoikums. Der

Impedanzkontrast zwischen eozänen Kalken (Lithothamnien-Kalk) und überlagernden Peliten (Schöneck-Formation) erzeugt einen starken Reflektor. Die **Unterkante des Egeriums** ist in den Seismikprofilen nicht als markanter Reflektor ausgebildet, allerdings aufgrund der zahlreichen Bohraufschlüsse gut bekannt. Im Bereich des Puchkirchen-Rinnensystems wurde sie als Unterkante der tiefsten Rinne kartiert. In Niederösterreich wurde sie nur westlich von Amstetten ausgeschieden, wo Sedimente des Kiscelliums vorhanden sind. Dort wurde sie über einem relativ geringmächtigen Schichtpaket mit starken, kontinuierlichen Reflektoren festgelegt. Im Vergleich zu den tieferen Horizonten werden die Unterkante des Egeriums sowie die darüber liegenden miozänen Schichten nur von wenigen Störungen versetzt.

Die **Unterkante des Eggenburgiums** ist als starke Erosionsdiskordanz ausgebildet. Im mittleren Niederösterreich, etwa zwischen Wieselburg und St. Pölten bildet sie die Oberkante eines Schichtpaketes mit starken kontinuierlichen Reflektoren. Der Übergang vom Eggenburgium zum Ottangium ist graduell und daher nicht als markanter Reflektor ausgebildet. Zahlreiche Bohraufschlüsse erleichtern aber die Kartierung. In Oberösterreich zeigt die **Unterkante des Ottangiums** in Nord-Süd gerichteten Seismikprofilen eine onlap-Beziehung mit der Unterkante des Eggenburgiums. Dies reflektiert das Auskeilen der Hall-Formation nach Norden. In Niederösterreich ist nördlich von Tulln die Unterkante des Ottangiums stark versetzt, während die Unterkante des Karpatiums keinen Versatz aufweist. Dies deutet auf Zerrungstektonik während des Ottangiums hin. Die **Unterkante des Karpatiums** konnte nur in Niederösterreich in wenigen Linien identifiziert werden. Nördlich von Stockerau wurde sie an der Oberkante eines Schichtpaketes mit starken Reflexionen festgelegt. An der Grenze zur Tschechischen Republik ist auf einem Seismikprofil die starke intra-karpatische Erosion (WESSELY, 2006) klar zu erkennen.

Bei der Auskartierung von Störungen auf den Seismikprofilen wurden nur jene tektonischen Elemente eingezeichnet, welche für die Modellierung der tieferen geologischen Schichten relevant sind. Der Einfachheit halber wurde bei einer Störung immer nur von einer Fläche ausgegangen. Tatsächlich handelt es sich jedoch meist um Zonen mit einer größeren Anzahl von eng und mehr oder weniger parallel zueinander verlaufenden Flächen. Störungszonen wurden manuell dort festgelegt, wo deutliche Versätze oder Diskontinuitäten an Reflektoren sichtbar, oder nebeneinanderliegende Schichtpakete mit verschiedenem Einfallen erkennbar waren. Die Abgrenzung der autochthonen von der allochthonen, verschuppten Molasse erfolgte ebenfalls manuell. Letztere ist auf den Seismikprofilen ähnlich dem Kristallin durch diffuse und chaotische Reflektoren gekennzeichnet.

Geschwindigkeitsmodell

Für die Berechnung des Geschwindigkeitsmodells wurden Zeit-Tiefen-Beziehungen aus Bohrungen sowie Stapelgeschwindigkeiten aus der seismischen Datenbearbeitung verwendet. Anhand der Schichtgrenzen der Bohrprofile in der Zeit- und Tiefendomäne wurden Intervall-Geschwindigkeiten für die einzelnen Modellelementen abgeleitet. Für Einheiten, die in mehreren Bohrungen vorkommen, wurden mittlere Geschwindigkeiten berechnet. Als zusätzli-

che Eingangsinformation für das Geschwindigkeitsmodell wurden Stapelgeschwindigkeiten (RMS-Geschwindigkeiten) verwendet. Diese wurden mithilfe der Formel von Dix (1955) in Intervall- und Durchschnittsgeschwindigkeiten umgerechnet und anhand der synthetischen Seismogramme korrigiert. Sämtliche Daten wurden danach in ein Ge-

schwindigkeitsmodell importiert. Wegen der geringen Anzahl der allen Geschwindigkeitsdaten zugrundeliegenden Sonic-Logs (38 für eine Fläche von über 12.000 km²) wurde das Modell unter Annahme einer nahezu homogenen Geschwindigkeitsverteilung innerhalb der Modelleinheiten berechnet.

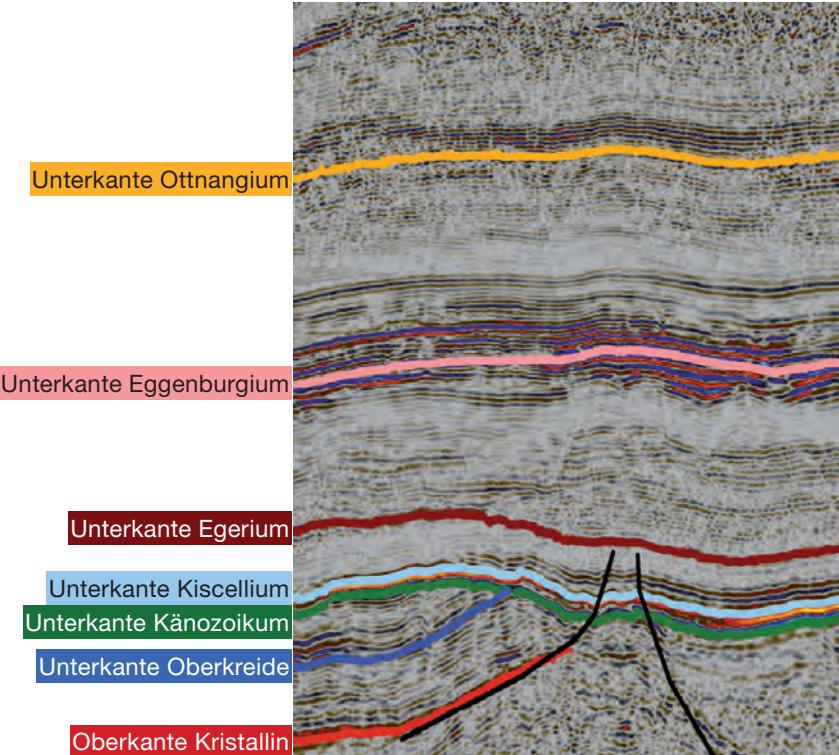


Abb. 11.
Reflexionscharakter der Schichtpakete in einem seismischen Profil in Oberösterreich.

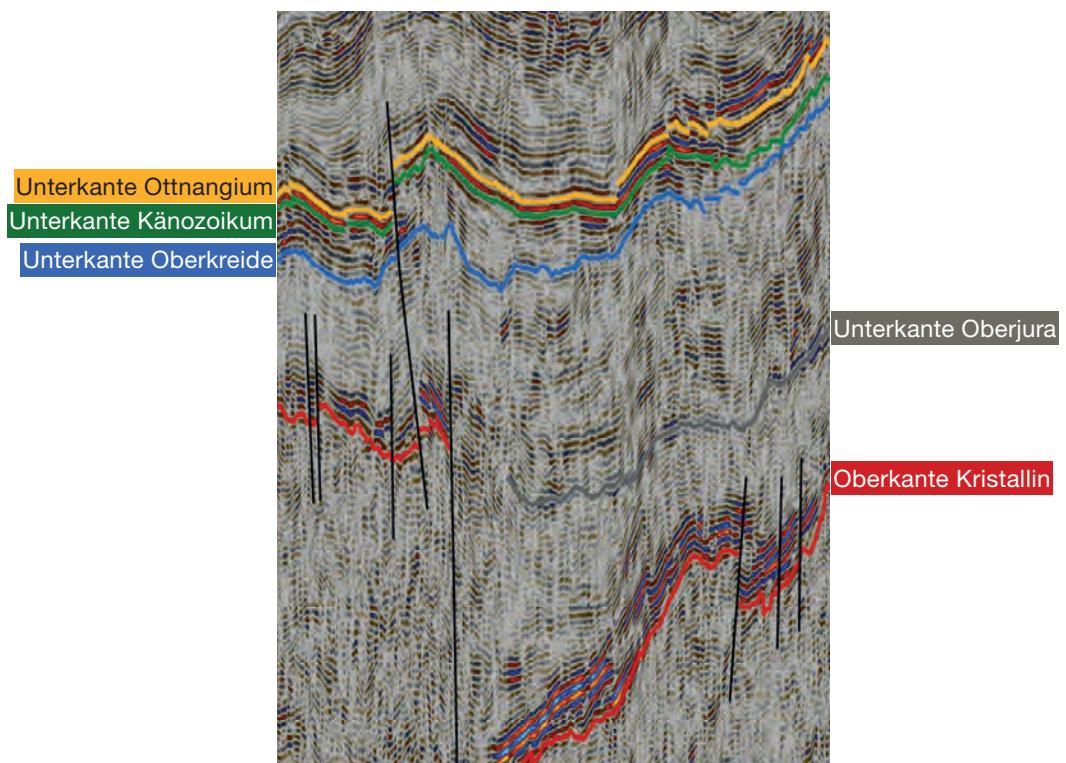


Abb. 12.
Reflexionscharakter der Schichtpakete in einem seismischen Profil in Niederösterreich.

Das dreidimensionale Geschwindigkeitsmodell enthält in Oberösterreich sieben Modelleinheiten (Tab. 2) und besteht aus Voxeln mit einer horizontalen Erstreckung von 250 x 250 m. In Niederösterreich wurden sechs Einheiten modelliert (Tab. 2), die Voxelgröße beträgt hier 500 x 500 m. In beiden Modellen sind in der Vertikalen zwischen Ober- und Unterkante jeder Einheit mehrere Voxel übereinander gestapelt, um eine vertikale Geschwindigkeitsvariation innerhalb der Einheiten zu ermöglichen. Die Voxel wurden mit Geschwindigkeitswerten gefüllt, die zwischen Boh-

rungen unter Verwendung einer minimalen Krümmungsfunktion geostatistisch interpoliert wurden. Tabelle 2 gibt Minimal-, Median- und Maximalwerte der Geschwindigkeiten der einzelnen Modelleinheiten an. Aufgrund der geringen Mächtigkeit des Mitteljuras in Oberösterreich wurde der gesamte Jura zusammengefasst. Ebenso schließen in Niederösterreich wegen der geringen Mächtigkeit der Oberkreide die Geschwindigkeiten für den Oberjura die Schichten der Oberkreide mit ein. Das Eozän kommt in Niederösterreich nicht vor.

Einheit	Oberösterreich			Niederösterreich		
	Intervallgeschwindigkeit (m/s)			Intervallgeschwindigkeit (m/s)		
	Minimum	Median	Maximum	Minimum	Median	Maximum
Karpatium–Pannonium Ottnangium	1.800	2.400	2.850	1.800	2.300	2.800
Eggenburgium	2.700	3.200	3.850	2.600	2.800	3.400
Egerium	2.750	3.500	4.500	2.600	3.000	4.000
Kiscellium	2.100	3.000	4.500	2.100	2.800	4.200
Eozän	2.800	3.700	6.000	-/-	-/-	-/-
Oberkreide	3.000	3.600	5.000	2.800	3.500	5.500
Oberjura	3.200	4.700	6.000			
Mitteljura				2.900	3.200	4.500

Tab. 2.
Intervallgeschwindigkeiten der Modelleinheiten in Ober- und Niederösterreich.

Die in der Zeitdomäne auf den seismischen Profilen auskartierte Horizonte und Störungen wurden mit diesem Geschwindigkeitsmodell in die Tiefdomäne umgewandelt und für die darauffolgende geologische Modellierung exportiert.

2.3 Temperaturdaten

Um das geologische 3D-Modell im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern mit geothermischen Parametern auszustatten und die Temperaturverteilung modellieren zu können, war eine Zusammenstellung und Aufbereitung von Temperaturdaten und Wärmeleitfähigkeiten erforderlich. Die Temperatur-Eingangsdaten bestehen ausschließlich aus Literaturdaten, die entweder im Rahmen von Bohrlochtests durch die Kohlenwasserstoff-Industrie erhoben oder in Berichten über die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Thermalwasserbohrungen aufgezeichnet wurden. Die Aufbereitung und Korrektur der Temperaturdaten erfolgte für den österreichischen Teil des Pilotgebietes durch die Geologische Bundesanstalt, für den bayerischen Teil wurden die Korrekturen vom Lehrstuhl für Hydrogeologie der Technischen Universität München durchgeführt.

Datenquellen

Die mit Abstand wichtigste Quelle für Temperaturdaten im österreichischen Teil des Pilotgebietes stellt die Dissertation von KAMYAR (2000) über Untergrundtemperaturen in der Molasse und im Flysch dar. Weitere für die Modellierung verwendete Daten stammen aus dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt. Insbesondere im Grenzgebiet Ober-

österreich–Bayern wurden darüber hinaus vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik in Hannover zusätzliche Temperatur-Logs über das Fachinformationssystem Geophysik zur Verfügung gestellt. Abbildung 13 zeigt die Verteilung sämtlicher Tiefbohrungen mit Temperaturangaben im Bereich des Pilotgebietes Oberösterreich–Bayern.

Im österreichischen Teil des Pilotgebietes konnten an 347 Bohrungen insgesamt 678 Temperaturangaben in definierten Messtiefen abgeleitet werden, von denen allerdings nur 509 Werte tatsächlich für die thermische Modellierung herangezogen wurden. Die verbleibenden Temperaturangaben wurden aufgrund fehlender Plausibilität infolge von ungenauer Datendokumentation oder fehlerhafter Temperaturangaben verworfen. Der überwiegende Anteil (75,4 %) der tatsächlich verwendeten Temperaturangaben stammt von KAMYAR (2000) und wurde im Rahmen des Projekts GeoMol neu prozessiert (BHT-Korrektur). Aus den Archiven der Geologischen Bundesanstalt stammen 11,4 % der benutzten Daten. Hierbei handelt es sich ausschließlich um BHT-Messdaten, die korrigiert werden konnten. Aus dem Fachinformationssystem Geophysik des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik konnten 9,1 % der benutzten Daten entnommen werden. Diese Datenquelle deckt vor allem den bayerischen Teil des Pilotgebietes ab. Die restlichen Datenquellen (in Summe 4,1 %) stellen Literaturquellen und technische Berichte zu Thermalwasserbohrungen im österreichischen Teil des Pilotgebietes dar. Hierbei handelt es sich hauptsächlich um Austrittstemperaturen, die im Zuge von Pumpversuchen gemessen wurden und anschließend ausgewertet werden konnten.

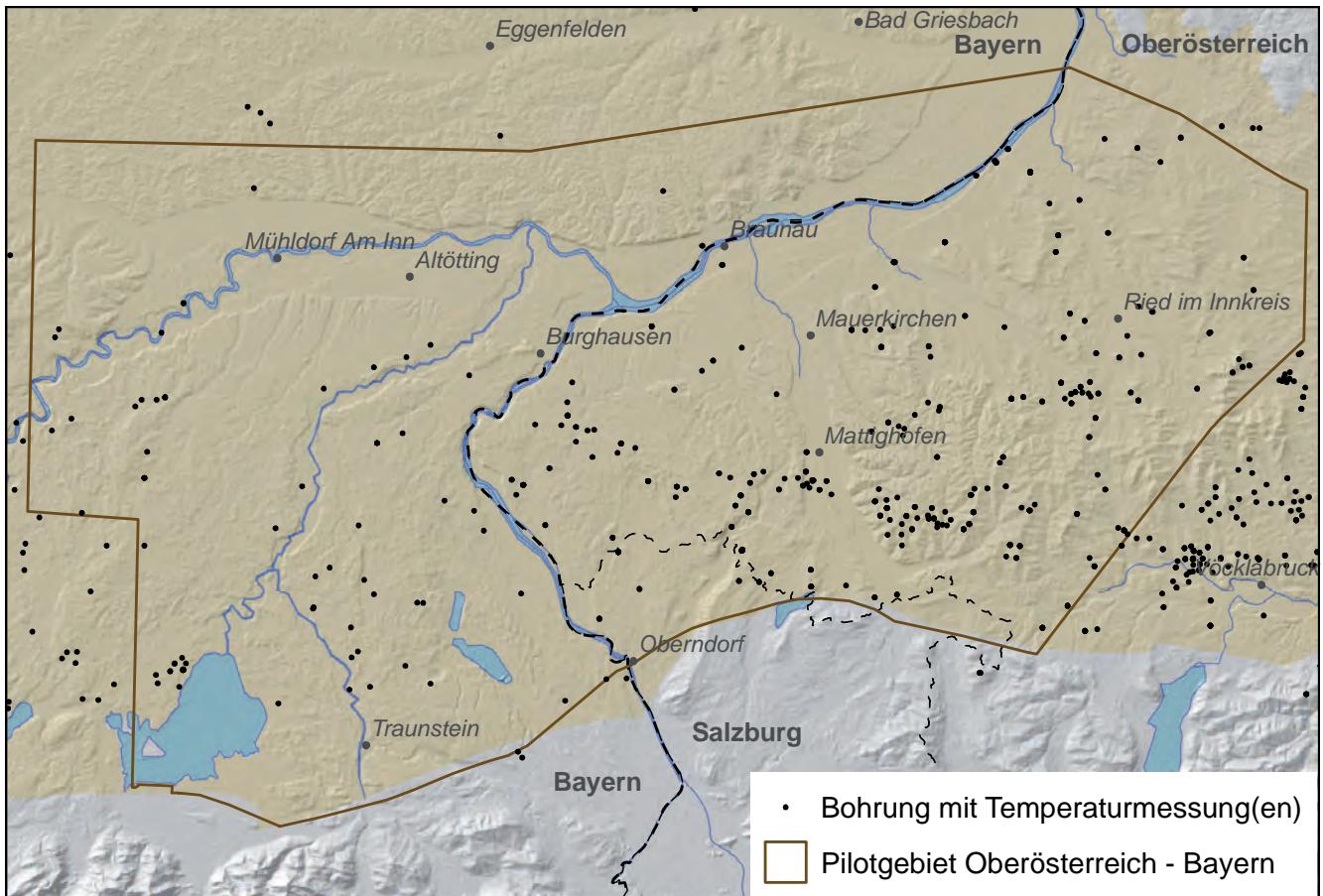


Abb. 13.
Verteilung der Tiefbohrungen mit Temperaturmesswerten im Bereich des Pilotgebietes Oberösterreich–Bayern.

Folgende Methoden der Temperaturmessung kommen in den Daten vor:

- BHT-Messungen: Bottom Hole Temperaturen (BHT) werden im Zuge von Bohrlochgeophysik gemessen. Dabei wird meist ein analoges Maximal-Thermometer verwendet. Da die Temperaturen mit zunehmender Tiefe ansteigen, wird die maximale gemessene Temperatur dem tiefsten Punkt des Bohrlochs zugeordnet. BHT-Messungen reflektieren die Temperatur des Bohrschlams, der während des Bohrvorgangs stark durch die Zirkulation der Spülung beeinflusst ist. Auch nach Abschluss der Bohrung besteht noch eine gewisse Zeit ein thermisches Ungleichgewicht zwischen Bohrschlamm und Bohrloch-Umgebung. Bei einer Stillstandzeit von weniger als einer Woche müssen BHT-Daten daher hinsichtlich des Einflusses der Spülungstemperatur korrigiert werden.

BHT-Messungen stellen den häufigsten Typ (92 %) der verwendeten Daten dar.

- DST-Messungen: Drill Stem Test (DST) Messungen werden im Zuge von hydraulischen Bohrlochtests bei Kohlenwasserstoffbohrungen durchgeführt. Generell spiegeln DST-Daten die tatsächliche Formationstemperatur wider, da die Messgeräte die Temperatur des in das Bohrloch einfließenden Formations-Fluides (Wasser, Öl oder Gas) aufnehmen. Fehlerquellen bei DST-Messungen sind (1) gering durchlässige oder trockene Reser-

voire, bei denen nur ein Rückfluss des Bohrschlams auftritt, (2) eine Mischung von Formations-Fluiden und Spülung sowie (3) adiabatische Abkühlvorgänge aufgrund von einströmenden und expandierenden Formationsgas. Bei Vorliegen einer ausführlichen Dokumentation des hydraulischen Bohrlochtests können diese Fehlerquellen jedoch identifiziert und korrigiert werden.

DST-Werte umfassen 2 % des verwendeten Datensatzes.

- Temperatur-Logs (ungestörte Logs): Nach einer Stillstandzeit von mindestens einer Woche zeigen kontinuierliche Temperatur-Logs eine nur mehr geringe Beeinflussung durch die Spülung. Die benötigte Stillstandzeit ist abhängig von der Dauer der Bohrung und der Endtiefen des Bohrlochs. Bei Thermalbohrungen werden Temperatur-Logs zur Identifizierung von Zuflussbereichen durchgeführt.
- Ausfluss- (Austritts-) Temperaturen an Thermalbohrungen: Diese werden während Pumpversuchen an der Oberfläche gemessen und spiegeln im Allgemeinen nicht die tatsächlichen Formationstemperaturen in der Tiefe wider, da das Thermalwasser während des Aufstiegs im Bohrloch abkühlt. Liegen jedoch Austrittstemperaturen zu verschiedenen Pumpgraten vor, lässt sich die ungestörte Reservoirtemperatur abschätzen. Die anzuwendenden Rechenmethoden ähneln hierbei der BHT-Korrektur.

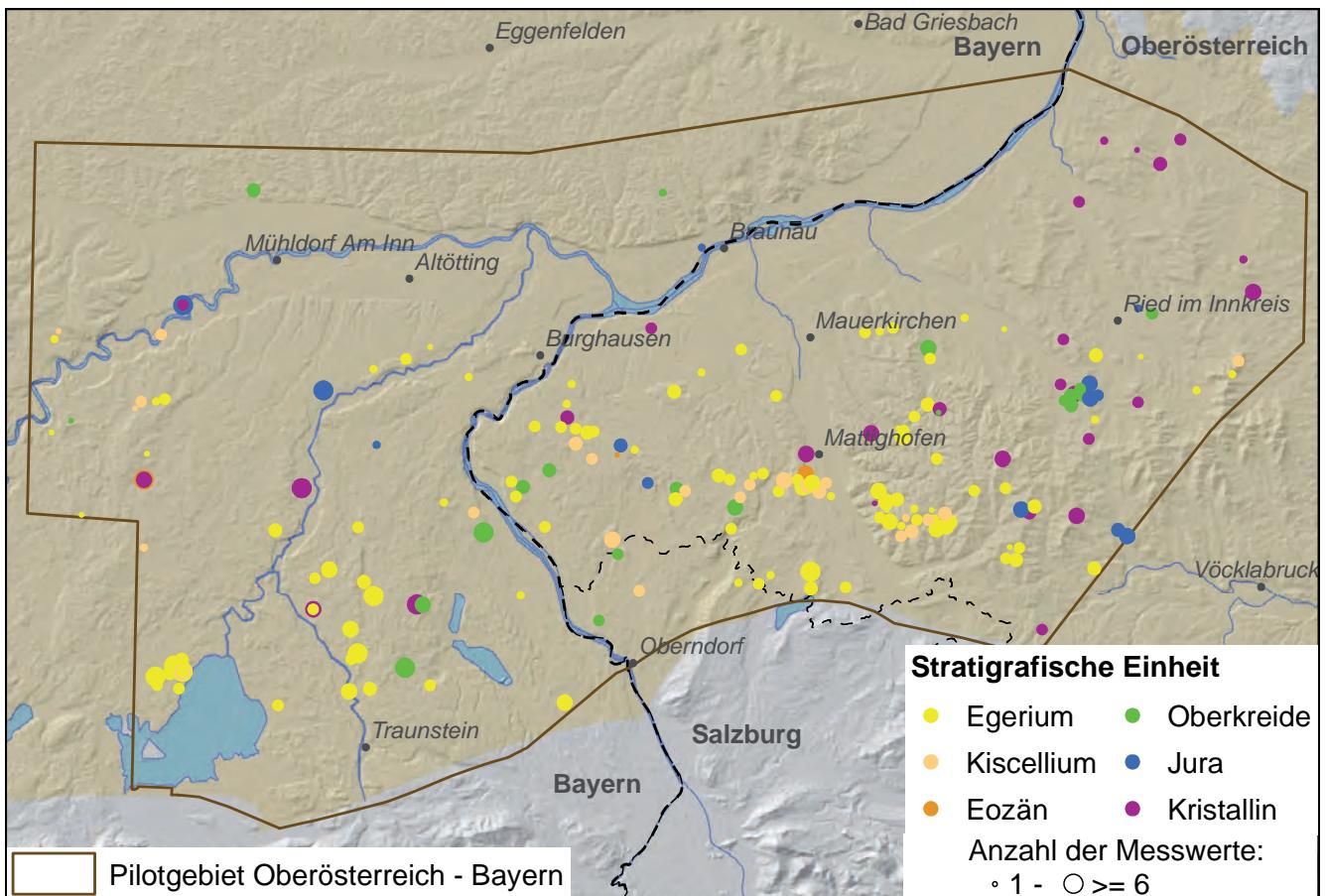


Abb. 14.
Verteilung der verwendeten BHT-Messungen auf die stratigrafischen Einheiten innerhalb des Pilotgebietes.

Die Aufteilung der verwendeten Temperaturdaten auf stratigrafische Einheiten zeigt im österreichischen Anteil des Pilotgebietes einen eindeutigen Schwerpunkt im Egerium (47,7 % aller benutzten Temperaturangaben). Für den Bereich des autochthonen Beckenuntergrundes (Mesozökum und Paläozoökum/Kristallin) liegen 140 Messdaten (27,6 %) vor, wobei 48 Messdaten im Bereich des Juras erhoben wurden. Im bayerischen Anteil des Pilotgebietes wurden lediglich Temperaturmessungen in Nähe der Oberkante des Juras und der Unterkante des Eozäns verwendet.

Abbildung 14 zeigt für sämtliche verwendeten BHT-Messungen einerseits deren räumliche Verteilung, andererseits die Anzahl der Einzelmesswerte pro Bohrung und deren stratigrafische Zuordnung. Bedingt durch die Kohlenwasserstoff-Exploration befindet sich der räumliche Schwerpunkt der vorliegenden Daten entlang eines Ost-West streichenden Bandes im Zentralbereich der Molassezone, wobei die Hälfte der vorhandenen Messdaten in Oberösterreich nur Tiefenbereiche bis einschließlich Egerium abdeckten. Vor allem im Norden des Molassebeckens sowie vereinzelt im Bereich der alpinen Überschiebung liegen aber auch Temperaturmessungen aus dem autochthonen Untergrund des Molassebeckens vor. In den meisten Fällen sind diese Temperaturangaben jedoch nur mit einer geringen Anzahl an BHT-Einzelmessungen belegt und somit weniger zuverlässig.

Bewertung der Datenquellen

Um die Qualität der zur Verfügung stehenden Temperaturmessungen im österreichisch-bayerischen Pilotgebiet miteinander vergleichbar zu machen und harmonisierte Plausibilitätsanalysen zu ermöglichen, wurde ein qualitatives Beurteilungsschema von Temperaturmessungen benutzt, welches an CLAUSER et al. (2002) angelehnt war. Dieses Schema berücksichtigt die verschiedenen Messmethoden sowie die dazu vorhandenen Messwertdokumentationen. Es wurde ursprünglich entwickelt, um eine Gewichtung der räumlichen Interpolation von Temperaturdaten zu ermöglichen. Die Qualitätsindizes je nach Messmethode und Rahmenbedingungen sowie die anzuwendenden Korrekturverfahren sind Tabelle 3 zu entnehmen.

Abbildung 15 zeigt die Qualitätsindizes zur Beurteilung der kumulierten Temperaturinformationen in allen verwendeten Tiefbohrungen im Pilotgebiet. Zu diesem Zweck wurden die Qualitätsindizes der einzelnen Temperaturmessungen in verschiedenen Messteufen zu einem Gesamtindex pro Bohrung aufsummiert. Abbildung 15 zeigt zudem die maximal mit Temperaturdaten abgedeckte Messteufe. Im Bereich des oberösterreichischen Anteils des Pilotgebietes liegt der Datenschwerpunkt entlang der Zentralen Schwelzenzone, jedoch werden zumeist nur moderate Tiefen abgedeckt. Die tiefer reichenden Bohrungen weisen tendenziell geringere kumulierte Qualitätsindizes auf.

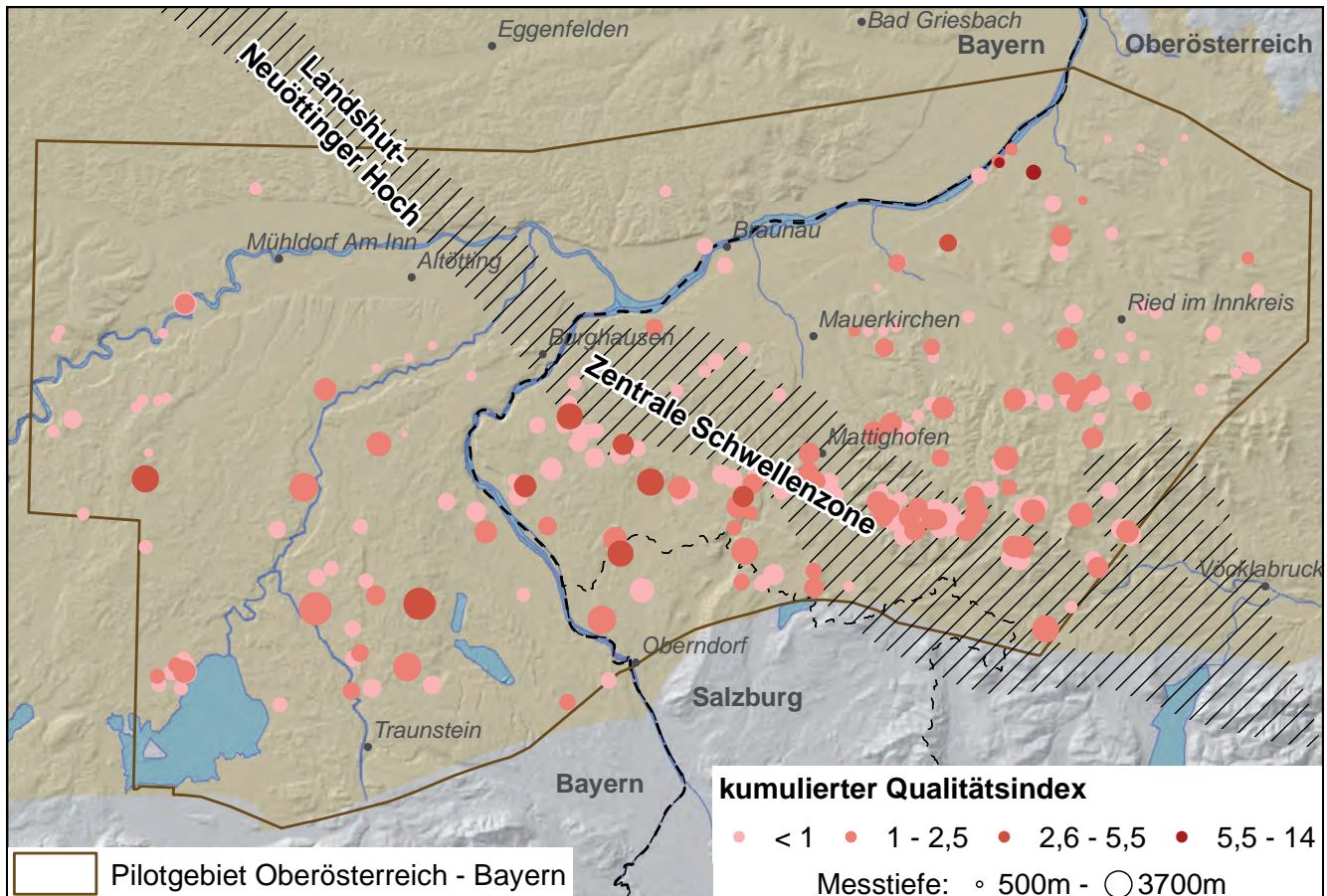


Abb. 15.
Kumulierte Qualitätsindex der Temperaturmessdaten in Tiefbohrungen innerhalb des Pilotgebietes gemäß den Qualitätsindizes nach CLAUSER et al. (2002).

Qualitätsindex	Messmethode
1	Ungestörtes Log, mindestens drei Wochen Stillstandzeit von Bohrlochfluiden.
0,7	Fördertest, DST, Production Test. BHT – mindestens drei Messungen in einer Tiefe. Korrektur: Explosionszyylinderquellenansatz (LEBLANC et al., 1981) extrapoliertes Wert.
0,63	BHT – mindestens zwei Messungen in einer Tiefe. Messung der Austrittstemperatur im Zuge eines Pumpversuchs zu verschiedenen Pumpraten. Korrektur: kontinuierliche Linienquelle: Horner-Plot Methode (HORNER, 1951) oder Korrektur: Explosionslinienquellenansatz (LACHENBRUCH & BREWER, 1959).
0,35	BHT – eine Messung, Radius und Zeit seit Ende der Zirkulation bekannt. BHT – eine Messung, Zeit seit Ende der Zirkulation bekannt. Messung der Austrittstemperatur im Zuge eines Pumpversuchs zu verschiedenen Pumpraten.
0,14	BHT – eine Messung, Radius der Bohrung bekannt. BHT – eine Messung, weder Zeit seit Ende der Zirkulation noch Radius bekannt.

Tab. 3.
Qualitatives Bewertungsschema von Temperaturmessungen in Tiefbohrungen nach CLAUSER et al. (2002).

BHT-Korrektur

Aufgrund der thermischen Störung des Bohrloches infolge der zirkulierenden Bohrspülung müssen BHT-Daten korrigiert werden. Die Auswahl der Korrekturmethode richtet sich nach der Anzahl der zu verschiedenen Zeitpunkten gemessenen BHT-Werte in einem spezifischen Tiefenabschnitt sowie nach der zur Verfügung stehenden Hintergrundinformationen zur Bohrung (Radius, Spülungstyp) und zum Bohr- und Messvorgang (Zirkulationszeitraum

und Stillstandzeit zwischen Ende der Zirkulation und Durchführung der geophysikalischen Bohrlochmessung).

Im Rahmen des Projektes GeoMol wurden rechnerische BHT-Korrekturmethode nach LEBLANC et al. (1981) angewendet, die auf dem Prinzip einer zylindrischen Explosionsquelle beruhen. Es wird dabei ein unmittelbares Freisetzen einer Temperaturdifferenz ΔT zwischen dem thermisch ungestörten Gebirge und der Temperatur der Spülung angenommen. Diese Temperaturdifferenz kann je nach Teu-

fe der aktuell niedergebrachten Bohrung negativ (Spülung wärmer als das Gebirge infolge der Wärmefreisetzung des Bohrmeißels) oder positiv sein (Spülung kälter als das Gebirge). Die kritische Tiefe, bei welcher die Spülungstemperatur (circa 30° C) der ungestörten Bohrlochtemperatur entspricht, befindet sich in der Molassezone etwa in 500 bis 800 m unter Gelände.

Das Korrekturverfahren von LEBLANC et al. (1981) nimmt einen rein konduktiven Wärmeausgleich zwischen der Bohrspülung und dem umgebenden Gebirge in Form eines radialen, homogenen Wärmeflusses entlang der Bohrlochaußenfläche an.

$$BHT(t) = T_F + \Delta T \left[\exp \left(-\frac{a^2}{4\kappa t} \right) - 1 \right]$$

Hierbei sind $BHT(t)$ die gemessene Bottom Hole Temperatur zum Zeitpunkt t , T_F die ungestörte Formationstemperatur ($BHT_{t \rightarrow \infty}$), ΔT die Temperaturdifferenz, a der Bohrlochradius (m), und κ die Temperaturleitfähigkeit des Systems Bohrspülung-umgebendes Gebirge (m^2/s).

Auf Grundlage dieser Formel wurden je nach vorhandener Datengrundlage folgende Rechenverfahren angewendet:

- a) **ein BHT-Wert vorhanden:** Vorwärtsrechnung unter Annahme der Temperaturleitfähigkeit κ und einer initialen Spülungstemperatur T_{Mud} zum Zeitpunkt $t = 0$.
- b) **zwei BHT-Werte vorhanden:** Rekursive Berechnung unter Annahme der Temperaturleitfähigkeit κ .
- c) **drei oder mehr BHT-Werte vorhanden:** Inverse Berechnung mit Optimierung der Parameter T_F und κ , wobei Startwerte für κ und T_{Mud} vorgegeben werden.

Da der Parameter T_{Mud} kaum und der Parameter κ prinzipiell nicht bekannt sind, liefern die Verfahren a) und b) Ergebnisse, die stark fehlerbehaftet sein können. Verfahren c) liefert zumindest eine Angabe über die Anpassung der konduktiven thermischen Ausgleichskurve an die gemessenen BHT-Werte und erlaubt somit eine Fehlerabschätzung.

Prinzipiell ist anzumerken, dass der Störeinfluss (ΔT) je nach Tiefenlage der Bohrung mehrere 10° C betragen kann. Die BHT-Korrektur liefert im Idealfall einen Fehler von $\pm 1^\circ C$, was der Messgenauigkeit des Maximalthermometers in der bohrlochgeophysikalischen Sonde entspricht. Im Realfall sind jedoch selbst bei Verfahren c) resultierende absolute Korrekturfehler im Bereich von $> 5^\circ C$ möglich. Die möglichen Fehlerquellen repräsentieren:

- Eine Nachzirkulation der Spülung, wodurch die Annahme einer Explosionsquelle mit rein konduktivem Temperaturausgleich verletzt wird.
- Die ungenaue Angabe der Stillstandzeit der Bohrung vor Messung der Maximaltemperatur.

Berechnung von vertikalen Distanzen zu relevanten stratigrafischen Horizonten

Im Rahmen des Forschungsvorhabens AccordTemp@GeoMol wurde vom Lehrstuhl für Hydrogeologie der Technischen Universität München eine geostatistische Temperaturmodellierung durchgeführt (Kap. 4.3). Um die Verwendung der Daten für diese Modellierung zu ermöglichen, wurden für die Temperaturwerte innerhalb der geologischen Einheiten Eozän, Oberjura und Paläozoikum/Kristallin die Entfernung zu den Grenzflächen Unterkante Eozän, Oberkante Oberjura und Oberkante Paläozoikum/Kristallin ermittelt. Diese Entfernungen wurden zusammen mit den Temperaturwerten in der Datenbank abgespeichert.

Temperatur-Datenbank

Die Temperaturdatenbank besteht aus drei miteinander verknüpften Tabellen. Die erste Tabelle beinhaltet die Metadaten der Bohrung, aus der die Temperaturmessungen stammen, einschließlich Name, Koordinaten, Seehöhe, Endteufe und Literaturquelle der Bohrung. In einer zweiten Tabelle sind Angaben wie Tiefe der Messintervalle und Anzahl der jeweiligen Messungen enthalten. Die auf ihre Verwendbarkeit geprüften und korrigierten Temperaturdaten stehen in einer dritten Tabelle, zusammen mit Messtiefe, stratigrafischer Einheit, Messmethode, Qualitätsindex und Literaturquelle. Die Zuteilung zu stratigrafischen Einheiten erfolgte, wenn vorhanden, anhand von Bohrprofilen, ansonsten mit Hilfe des geologischen 3D-Modells (Kap. 3). Jeder Messwert ist über den Bohrungsnamen mit der Metadatentabelle verknüpft, um auf die Lage der Bohrung, die Datenquelle und die Messmethode zurückgreifen zu können.

2.4 Hydrogeologische Daten

Für die Erstellung des hydrogeologischen Konzeptmodells im österreichischen Anteil des Pilotgebietes wurden neben den seismischen Profilen (Kap. 2.2), dem geologischen 3D-Modell (Kap. 3) und dem Temperaturmodell (Kap. 4) Schichtenverzeichnisse sowie bohrloch-geophysikalische, geothermische, hydraulische, hydrochemische und isotopenhydrologische Daten von Geothermie-Bohrungen verwendet, die bereits im Zuge früherer Arbeiten von Geoteam zusammengetragen wurden (GOLDBRUNNER et al., 2007, 2012). Diese Daten wurden im Rahmen des Projektes GeoMol überprüft und aktualisiert. Der überwiegende Teil der oberösterreichischen Thermalwasserbohrungen liegt im Pilotgebiet. Abbildung 16 zeigt die Lage der verwendeten Bohrungen. Welche Informationen zu den Bohrungen verfügbar waren, ist in Tabelle 4 aufgelistet.

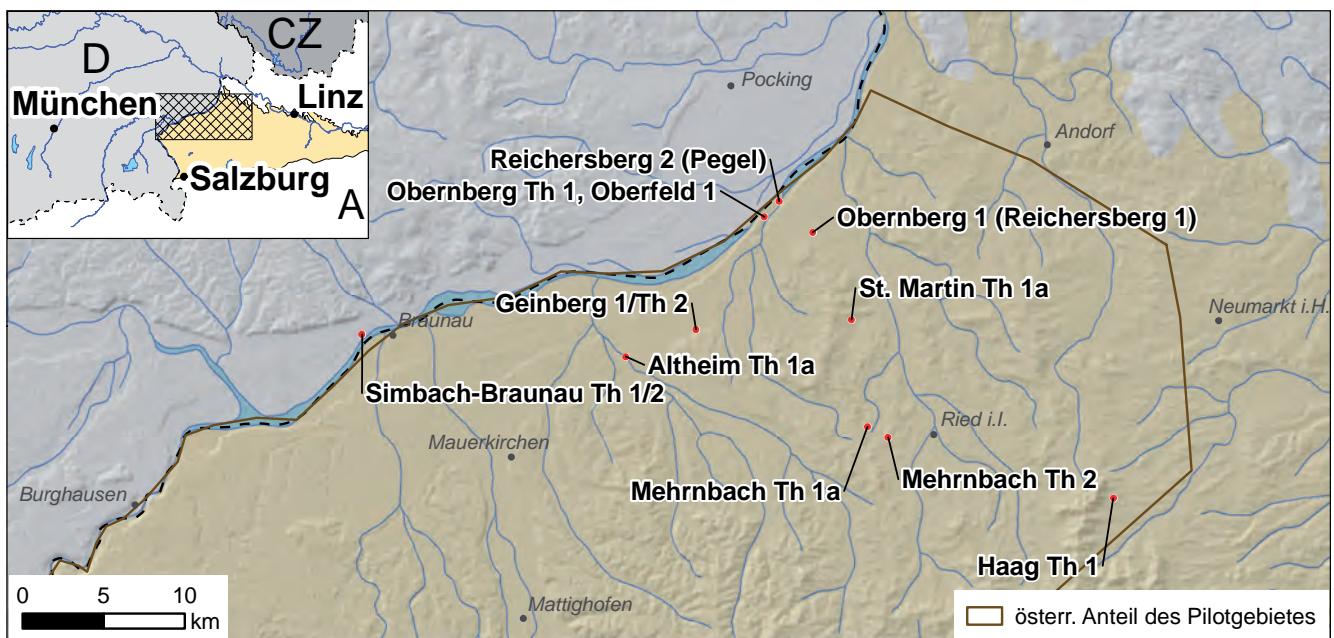


Abb. 16.
Lage der für das hydrogeologische Konzeptmodell verwendeten Bohrungen (siehe auch Tabelle 4; zur Lage des Kartenausschnittes, siehe Inset oben links).

Name	Schichtenverzeichnis	Ausbau	Bohrloch-geophysik	hydraulischer Test	Druckverhältnisse	Hydrochemie	Isotope	Temperaturmessungen
Altheim Th 1a	BI	BI	BI	OJ	OJ: K	OJ	OJ	OJ: K, BI
Geinberg 1	BI	BI	BI		OJ: BI	OJ	OJ	OJ: K
Geinberg Th 2	BI	BI	BI	OJ	OJ: K*, BI*	OJ	OJ	OJ: K
Haag Th 1	BI	BI	BI*	OJ**		OJ	OJ	OJ: K, BI*
Mehrnbach Th 1a	BI	BI	BI	OJ	OJ: K, BI	OJ	OJ	OJ: K, BI
Mehrnbach Th 2	BI	BI	BI	OJ	OJ: K, BI	OJ	OJ	OJ: K, BI
Oberfeld 1	BI*			OJ	OJ: K, BI	OJ		OJ: K, BI
Obernberg 1 (Reichersberg 1)	BI	BI			OJ: BI	OJ*		OJ: BI
Obernberg Th 1 (Oberkreide)	BI	BI		OK	OK: K	OK	OK	OK: K, BI
Reichersberg 2 (Pegel)	BI	BI	BI	OJ*	OJ: K, BI	OJ	OJ	OJ: K, BI
Simbach-Braunau Th 1	BI	BI	BI	OJ	OJ: K, BI	OJ	OJ	OJ: K
Simbach-Braunau Th 2	BI	BI	BI	OJ	OJ: K, BI	OJ	OJ	OJ: K
St. Martin Th 1a	BI*	BI*		OJ	OJ: K	OJ	OJ	OJ: K, BI

Tab. 4.
Verfügbarkeit von Daten und Messungen zu den Bohrungen in Abbildung 16 (K = Messung am Sondenkopf, BI = Bohrloch, OJ = Oberjura, OK = Oberkreide, * = Daten teilweise vorhanden, ** = Daten unvollständig vorhanden).

3 Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens

3.1 Ausgangssituation

Geologische 3D-Modellierungen werden in Österreich seitens der Kohlenwasserstoff- oder der Bergbauindustrie standardmäßig durchgeführt. Die Modelle sind meist kleinräumig und von hoher Detailgenauigkeit, um beispielsweise Bohr- oder Abbau-Planungen durchführen zu können. Regionale Modelle in größerem Maßstab existieren bisher für das Steirische und Pannonische Becken (Projekt NANUTIWA – DOMBERGER, 2007), das Wiener Becken (Projekt TransEnergy – GÖTZL et al., 2012), das Lavanttal-Becken und Villach-Karawanken-Becken (Projekt Transthermal – GÖTZL et al., 2007) und das Tauernfenster (Projekt Thermtec – GÖTZL et al., 2015). Für das Molassebecken im nördlichen Alpenvorland lagen flächendeckend für Ober- und Niederösterreich bisher jeweils nur eine Struktur- und eine geologische Karte der Molassebasis vor (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2001, 2006a, b). Die Modellierung der Haupthorizonte der Molassesedimente und deren Untergrund im gesamten Molassebecken war eines der Ziele des Projektes GeoMol.

3.2 Methodik

Abbildung 17 zeigt den Arbeitsablauf zur geologischen 3D-Modellierung von der Datenerhebung und -eingabe in Datenbanken über die Aufbereitung bis zum geologischen

3D-Modell. Die Eingangsdaten und deren Aufbereitung sind in Kapitel 2.1 und 2.2 beschrieben.

Zur Erstellung des geologischen 3D-Modells wurde die Modellierungssoftware Gocad verwendet. Im ArcGIS aufgearbeitete Eingangsdaten, wie geologische Karten, Strukturkarten oder Mächtigkeitskarten (Kap. 2.1), wurden in Dateiformaten abgespeichert, die in Gocad eingelesen werden können. Marker von Schichtober- oder Schichtunterkanten wurden aus der Bohrungsdatenbank (Kap. 2.1) als Text-Dateien exportiert und in Gocad in Form von Punkten mit X-Y-Z-Koordinaten eingelesen. Geologische Profilschnitte wurden direkt in Gocad aufgearbeitet und mussten daher nicht aus anderen Programmen importiert werden.

Harmonisierung und Qualitätskontrolle der Eingangsdaten

Die Daten, auf welchen das geologische 3D-Modell basiert, stammen aus unterschiedlichen Quellen und Jahren. Die älteste Publikation stammt aus dem Jahr 1949 (GRILL & WALDMANN, 1949), die jüngste Bohrung (Jagdhub 1) aus 2013 (VAN HUSEN & EGGER, 2014). Zur Erstellung des 3D-Modells musste eine Harmonisierung dieser in vieler Hinsicht unterschiedlichen Daten vorgenommen werden. Zusätzlich wurden sämtliche Punkt-, Linien- und Flächendaten einer Qualitätskontrolle unterzogen.

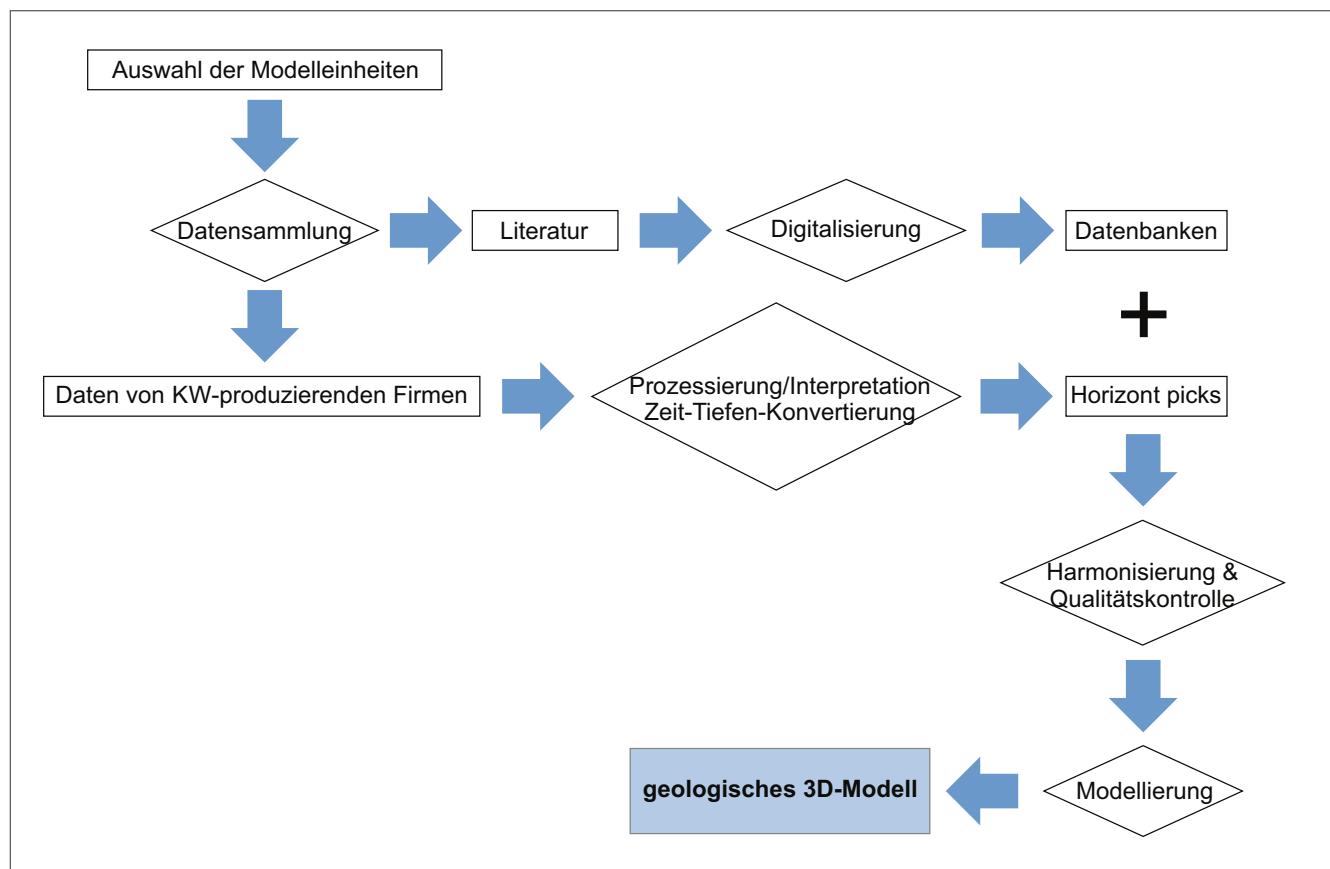


Abb. 17.
Workflow-Diagramm zur Erstellung des geologischen 3D-Modells.

Die (chrono-)stratigrafische Zuordnung der Schichten in Bohrungsbeschreibungen ist in den verschiedenen Publikationen über die Jahre hinweg nicht konsistent. Dies beruht auf unterschiedlichen Interpretationen der Bearbeiter, aber auch auf späteren Reklassifizierungen von Schichtgliedern. Daher wurden sämtliche vorkommende Formationsnamen und Schichtbezeichnungen harmonisiert und den derzeitig offiziellen Begriffen (PILLER et al., 2004; Taf. 1) zugeordnet.

Bei der Auswahl der Informationsquellen, insbesondere im Falle sich widersprechender Tiefenangaben, wurde mithilfe der 3D-Visualisierung in Gocad entschieden, welche Quelle als am vertrauenswürdigsten anzusehen ist. Dabei stellte sich heraus, dass jüngere Publikationen nicht unbedingt immer älteren Arbeiten vorzuziehen sind.

- Publikationen, die **Bohrungen** sehr detailliert beschreiben und ein grafisch aufgearbeitetes Bohrprofil, kombiniert mit einer Strukturkarte, enthalten, wurden meist als vertrauenswürdig angesehen. Auch zusammenfassende Auflistungen von Bohrprofilen, wie z.B. in den Erläuterungen zu geologischen Karten, waren generell sehr wertvoll. Diskrepanzen zwischen Tiefenangaben beruhen häufig auf Tippfehlern, die relativ einfach zu erkennen und zu korrigieren waren. Generell wurden Tiefenangaben zu Schichtgrenzen aus Bohrungen jenen aus der Seismik vorgezogen.
- Die Ergebnisse aus den bearbeiteten und neu interpretierten 2D-**Seismiklinien** wurden hauptsächlich hinsichtlich strukturgeologischer Überlegungen sowie der regionalen Verbreitung von Horizonten verwendet. In der Zeitdomäne waren Schichtabfolgen, generelles Einfallen, Diskordanzen und Störungen gut erkennbar. Die für die Zeit-Tiefen-Konvertierung zur Verfügung stehenden Geschwindigkeitsdaten waren jedoch nicht ausreichend, um ein glaubwürdiges Ergebnis hinsichtlich der Tiefenlage von Schichtgrenzen zu erzielen. Zu einem Großteil konnten die tiefenkonvertierten Seismikprofile daher nicht verwendet werden.
- Geologische **Profilschnitte** waren vor allem wegen der (in frühen Publikationen noch analogen) Zeichenunge nauigkeit nur selten für die Extraktion von Tiefenangaben verwertbar. Die Schnitte lieferten hauptsächlich konzeptionelle Informationen über Schichtabfolgen, mächtigkeiten und lagerungsverhältnisse sowie über die Lage von Störungen.
- Publikationen, die einen speziellen stratigrafischen Horizont beschreiben, sind in den meisten Fällen sehr umfangreich, detailliert und von guter Qualität und wurden daher als vertrauenswürdig angesehen. **Strukturkarten** basieren normalerweise auf 2D- oder 3D-Seismik unter Miteinbeziehung von Bohrungsmarkern. Unterschiedliche Tiefenangaben desselben Horizonts in verschiedenen Publikationen sind meist auf geänderte Zeit-Tiefen-Konvertierungen oder auf die Miteinbeziehung neuer Bohrungen zurückzuführen. Ältere publizierte Strukturkarten wurden daher bereichsweise aufgrund von Angaben neuerer Bohrungen umgezeichnet. In Bereichen, wo sich mehrere Karten überlagern, wurden die Strukturen, wenn nötig, harmonisiert.

Verarbeitung der Eingangsdaten zu einem Modell

Um die geologischen Horizonte zu berechnen, wurden die Punkte der Bohrungsmarker sowie die Isolinien aus Strukturkarten in Gocad mittels Discrete Smooth Interpolation (DSI) zu triangulierten Flächen interpoliert (Abb. 18a). Der „Erstentwurf“ dieser Flächen wurde anschließend durch zusätzlich herangezogene Eingangsdaten immer mehr verfeinert.

Die in ArcGIS berechneten Mächtigkeitsverteilungen (Kap. 2.1) wurden für einzelne Modelleinheiten (Eozän, Oberkreide, Oberjura, Mitteljura) benutzt, um deren Schichtunterkanten zu modellieren. Dabei wurde den jeweils darüber liegenden Horizonten (Referenzhorizonte) die Eigenschaft „Mächtigkeit“ zugewiesen. Aus der Kombination der Tiefenlage eines Referenzhorizonts mit der zugewiesenen Mächtigkeit der zu bearbeitenden Modelleinheit wurde dann eine provisorische Schichtunterkante berechnet. Diese wurde anschließend je nach Bedarf zur Gänze oder in Teilbereichen mit Punktdaten oder Isolinien verfeinert (Abb. 18b).

Den in ArcGIS aus diversen Strukturkarten digitalisierten Störungsverläufen (Kap. 2.1) wurden in verschiedenen Tiefenstufen mithilfe der geologischen Profilschnitte ein ungefähres Einfallen und Steilheit zugewiesen. Je nachdem in welchem Zeitabschnitt der Erdgeschichte die Störungen aktiv waren, wurden die Störungsflächen nach oben und unten begrenzt. Aus den daraus resultierenden Datensätzen wurden, ähnlich der Berechnung geologischer Horizonte, triangulierte Flächen erstellt. Mit diesen Störungsflächen wurden die einzelnen geologischen Horizonte verschnitten und ein Versatz erzeugt (Abb. 18c). Um Beträge der Vertikalversätze modellieren zu können, wurden in erster Linie Bohrungen, welche zu beiden Seiten der Störungen (Hangendscholle und Liegendscholle) vorhanden sind, aber auch Profilschnitte und Beschreibungen aus Publikationen herangezogen.

Die Ausbisslinien der Modelleinheiten an der Oberfläche wurden aus geologischen Karten übernommen. Regionale Begrenzungen der Horizonte im Untergrund wurden vorwiegend durch Schichtverbreitungskarten ermittelt. Weitere Begrenzungen ergaben sich durch die Modellierung selbst, indem Horizonte miteinander verschnitten und so neue Begrenzungen erzeugt wurden. Die Kombination dieser Ausbiss-/Begrenzungslinien ergab ein vollständiges Bild der Verbreitung der Horizonte im Untergrund. Für jede geologische Einheit entstanden so auch mehrere nicht zusammenhängende Polygone. Diese Polygone wurden jeweils auf die stratigrafisch höher liegende Einheit projiziert um die Flächen modellieren zu können (Abb. 18d).

3.3 Geologisches Modell

Nach dem in Abbildung 18 dargestellten Schema wurde ein zusammenhängendes, homogenes geologisches Modell der wichtigsten stratigrafischen Horizonte der Molassezone und deren Untergrund erstellt. Wie in Kapitel 1.3 beschrieben, erlebten der niederösterreichische und der oberösterreichische Anteil der Molassezone, getrennt durch den Sporn der Böhmischem Masse, eine unterschiedliche geologische Entwicklung. Die zwei Gebiete zeichnen sich auch durch unterschiedliche Datendichten

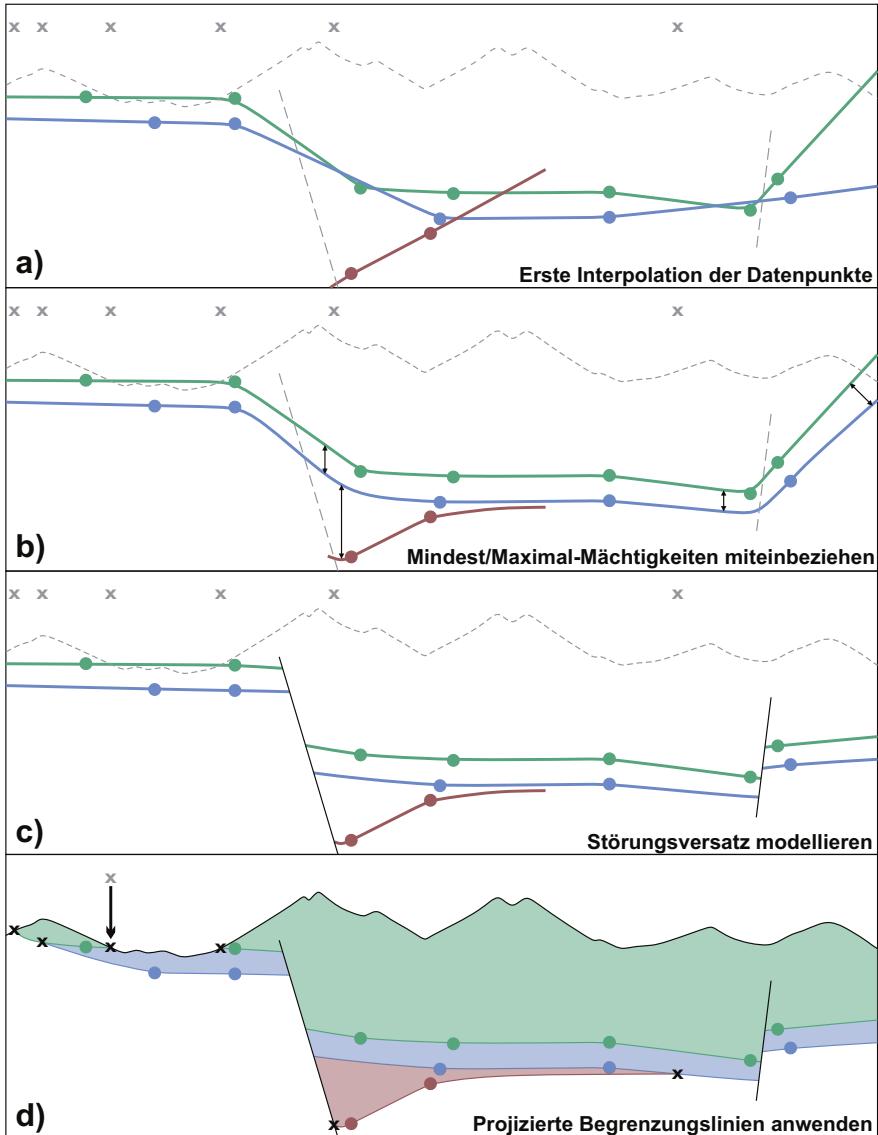


Abb. 18.
Schema zur Verarbeitung von geologischen Eingangsdaten zu einem geologischen Modell.

aus. Da die Erdöl- und Erdgas führenden und somit gut erkundeten Horizonte zu einem größeren Anteil in der oberösterreichischen Molassezone zu finden sind, liegen hier wesentlich mehr Eingangsdaten vor. Die beiden Gebiete wurden in einem ersten Schritt separat modelliert und erst später zusammengefügt.

Das Modell wird durch sieben Horizonte im Känozoikum sowie drei Horizonte des autochthonen Mesozoikums im Beckenuntergrund aufgebaut. Die insgesamt zehn Horizonte und die Art der Kontakte sind in Tabelle 5 aufgelistet.

Bezeichnung des modellierten Horizontes	Art des Kontaktes
Basis Karpatium	Erosionsfläche
Basis Ottnangium	Konkordanz
Basis Eggenburgium	Erosionsfläche
Basis Egerium	Konkordanz, bereichsweise Erosionsfläche
Basis Kiscellium	Konkordanz
Basis Eozän	Erosionsfläche
Basis Allochthone Molasse	tektonische Grenze
Basis Oberkreide	Erosionsfläche
Basis Oberjura	Konkordanz
Basis Mitteljura	Erosionsfläche

Tab. 5.
Modellierte Horizonte und Art des Kontaktes.

Zusammen mit der Geländeoberkante (GOK) begrenzen diese Horizonte zehn Modelleinheiten, innerhalb derer jeweils mehrere Schichtpakete beziehungsweise Formationen zusammengefasst sind. Die stratigrafische Einstufung dieser Formationen und ihre lithologischen Inhalte sind in Tafel 1 übersichtsweise dargestellt. In Kapitel 1.3 wird ihre geologische Entwicklungsgeschichte, die Stratigraphie und Lithologie ausführlich beschrieben. Als Ergebnisse der geologischen 3D-Modellierung zeigen die Abbildungen 19 bis 28 die Strukturkarten der Modellhorizonte und die Mächtigkeitsverteilungen der Modelleinheiten. Abbil-

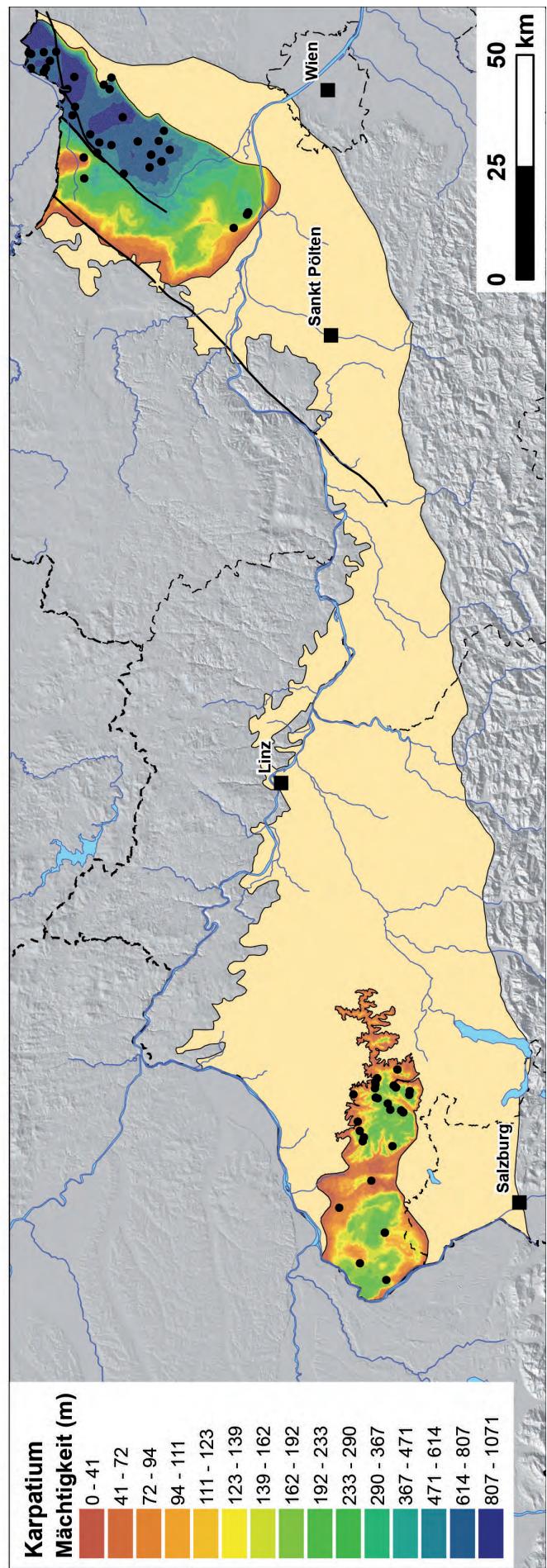
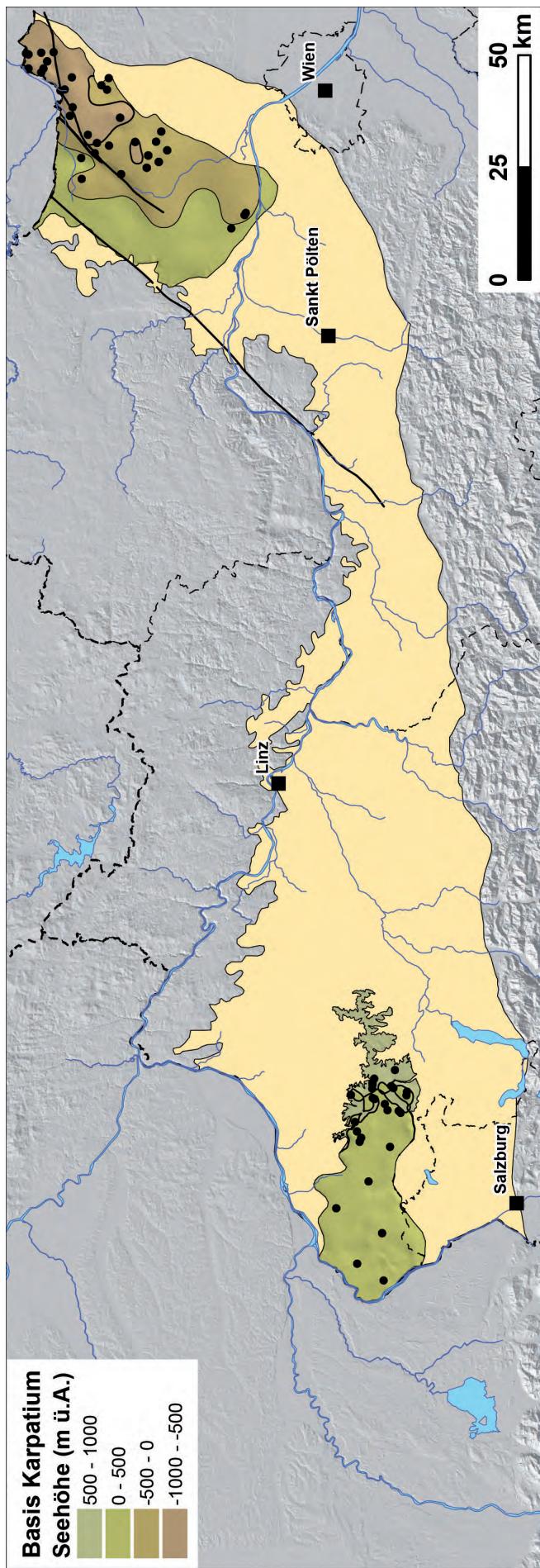
dung 29 zeigt die Oberkante des Paläozoikums/Kristallins, deren Struktur sich aus den Unterkanten der jeweils ältesten, dem Paläozoikum/Kristallin aufliegenden Modelleinheiten ergibt. Abbildung 30 stellt die geologische Karte an der Molassebasis dar, die im Vergleich zu früheren Arbeiten (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006a) einige Neuerungen aufweist. Abschließend sind in den Abbildungen 31 und 32 sieben aus dem Modell abgeleitete Querprofile dargestellt. Die Lage der Profile wurde so festgelegt, dass typische Strukturen und Bohrungen abgebildet werden.

Karpatium und höhere Einheiten

Diese Modelleinheit beinhaltet Sedimente des Karpatiums bis einschließlich des Pannoniums. Quartäre Ablagerungen wurden nicht berücksichtigt, da der Fokus des 3D-Modells auf einer Übersicht des Molassebeckens vom Neogen bis zur Kristallinoberkante lag. Prominente Schichtglieder in der Modelleinheit sind in Niederösterreich unter anderem die Laa-Formation, im westlichen Oberösterreich die früher als „Kohleführende Süßwasserschichten“ bezeichneten Sedimente der Oberen Süßwassermolasse (GROISS, 1989), welche bis 1993 als Kohlelieferant dienten (MAYRHOFER, 2007).

Die Verbreitung der Ablagerungen ist räumlich stark begrenzt und bedeckt lediglich den westlichen Teil Oberösterreichs und den nordöstlichen Teil Niederösterreichs (Abb. 19). Im Hausruckviertel stellt die Unterkante des Karpatiums aufgrund der hohen Dichte an Bohrungsmarkern, der relativ ebenen Lagerung und der geringen Mächtigkeit von maximal 300 m den am besten dokumentierten Horizont dar. In Niederösterreich taucht er an der Liegendscholle der Mailberg-Störung bis in Tiefen von -870 m Seehöhe ab.

Abb. 19.
Unterkante und Mächtigkeit des Karpatiums und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



Ottnangium

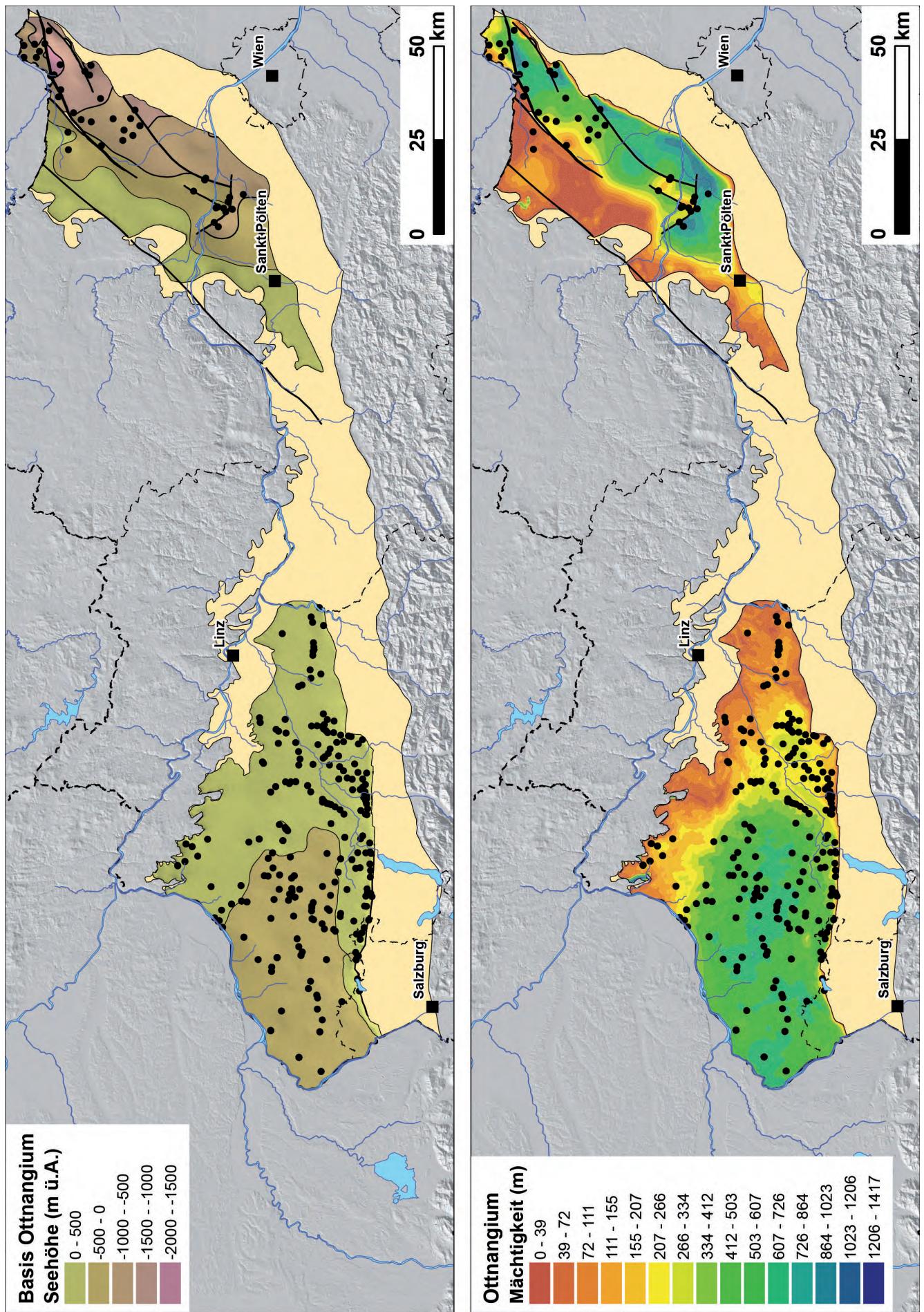
Von Oberösterreich bis in den Raum Steyr umfasst das Ottnangium die Innviertel-Gruppe inklusive der *Oncophora*-Schichten. Im östlichen Oberösterreich ist das Ottnangium vor allem durch den *Robulus*-Schlier vertreten. Im westlichen Niederösterreich schließt die Modelleinheit die Traisen-Formation und die Dietersdorf-Formation ein. Nördlich der Donau besteht das Ottnangium aus der Zellerndorf-Formation.

Im Gegensatz zu den Lagerstätten des Wiener Beckens, wo Erdöl und Erdgas auch im Pannonium vorkommen, liegen in Niederösterreich die seichtesten Erdgasfunde der Molassezone im Ottnangium mit Lagerstätten wie Wildendürnbach und Roseldorf (LOGIGAN & DIEM, 1964).

Im Vergleich zur Oberen Süßwassermolasse erstreckt sich die Modelleinheit des Ottnangiums über einen größeren Bereich des Modellgebiets, jedoch mit einer markanten Sedimentationslücke zwischen der nieder-/oberösterreichischen Landesgrenze und St. Leonhard am Forst (Abb. 20). Circa 300 Bohrungsdurchschlagpunkte und eine für Oberösterreich fast flächendeckende Strukturkarte (GUSTERHUBER et al., 2012; Nr. 10 in Tabelle 1) repräsentieren den wichtigsten Dateninput für die Unterkante des Ottnangiums.

Im westlichsten Oberösterreich liegt der Horizont in einer maximalen Tiefe von -360 m Seehöhe, die Mächtigkeit des Ottnangiums nimmt von Osten nach Westen zu. In Niederösterreich an der Liegendscholle der Mailberg-Störung reicht die Basis bis in eine Tiefe von -1.700 m Seehöhe, die Mächtigkeit nimmt hier generell nach Südosten zu.

Abb. 20.
Unterkante und Mächtigkeit des Ottnangiums und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



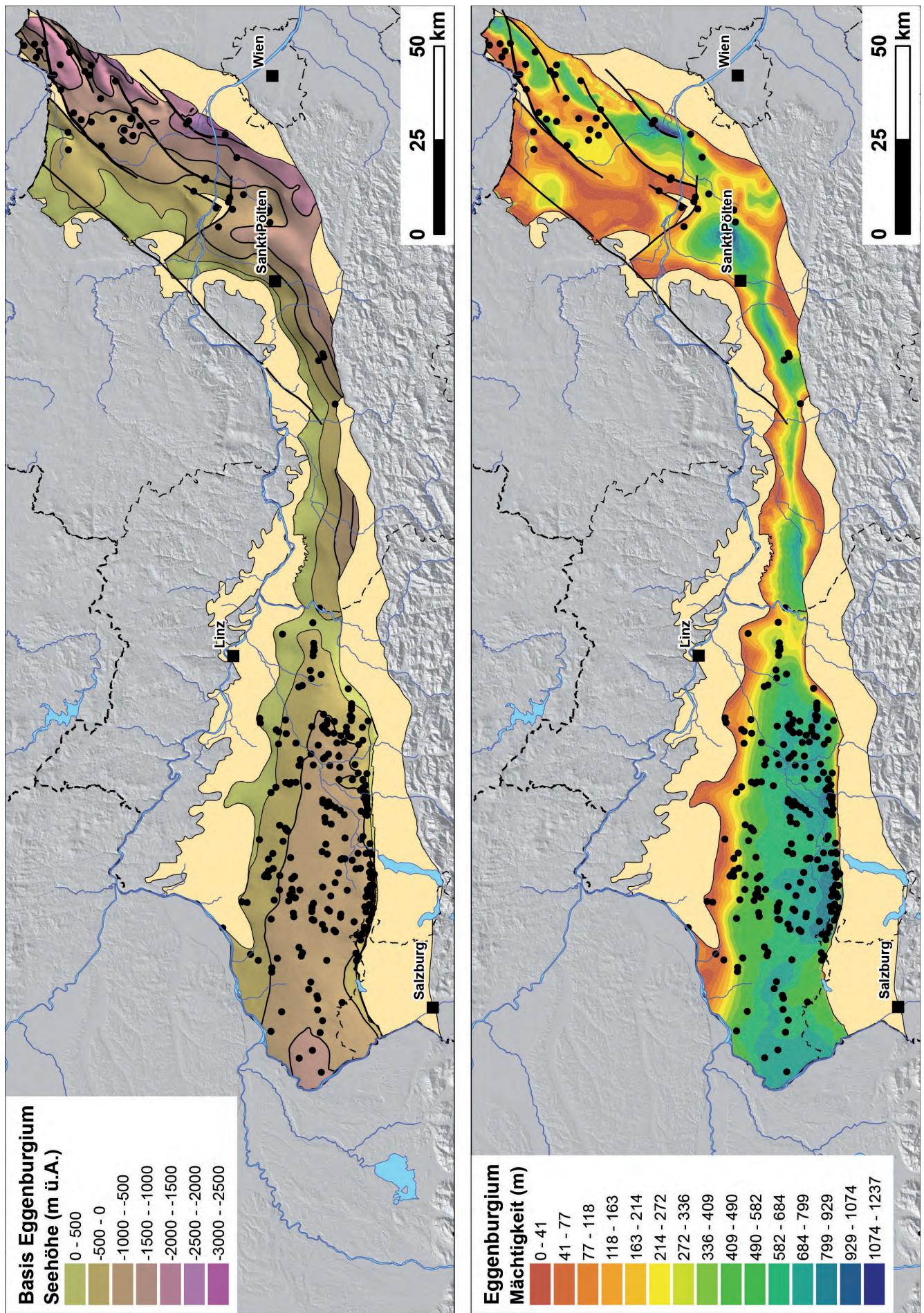
Eggenburgium

Die Ablagerungen des Eggenburgiums bestehen in Oberösterreich aus der tief-marinen Hall-Gruppe, im Raum St. Pölten bis Laa an der Thaya aus der seicht-marinen Eggenburg-Gruppe.

Diese sich über die gesamte Molassezone erstreckende Modelleinheit (Abb. 21) ist in vielen Bereichen gas- und im östlichsten Niederösterreich bei Stockerau auch ölführend (KREUTZER, 1993). Da sich die meisten Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in tiefer liegenden Einheiten befinden, durchdringen circa 300 Bohrungen die Basis des Eggenburgiums.

In Oberösterreich ist eine West–Ost streichende Trogform mit maximalen Tiefen von -1.140 m Seehöhe zu erkennen, während die Basis in Niederösterreich generell nach Süden beziehungsweise nach Südosten abfällt. Bei Stockerau werden Tiefen bis -2.660 m Seehöhe erreicht, die Mächtigkeit des Eggenburgiums beträgt hier im Mittel allerdings nur 250 m.

Abb. 21.
Unterkante und Mächtigkeit des Eggenburgiums und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



Egerium

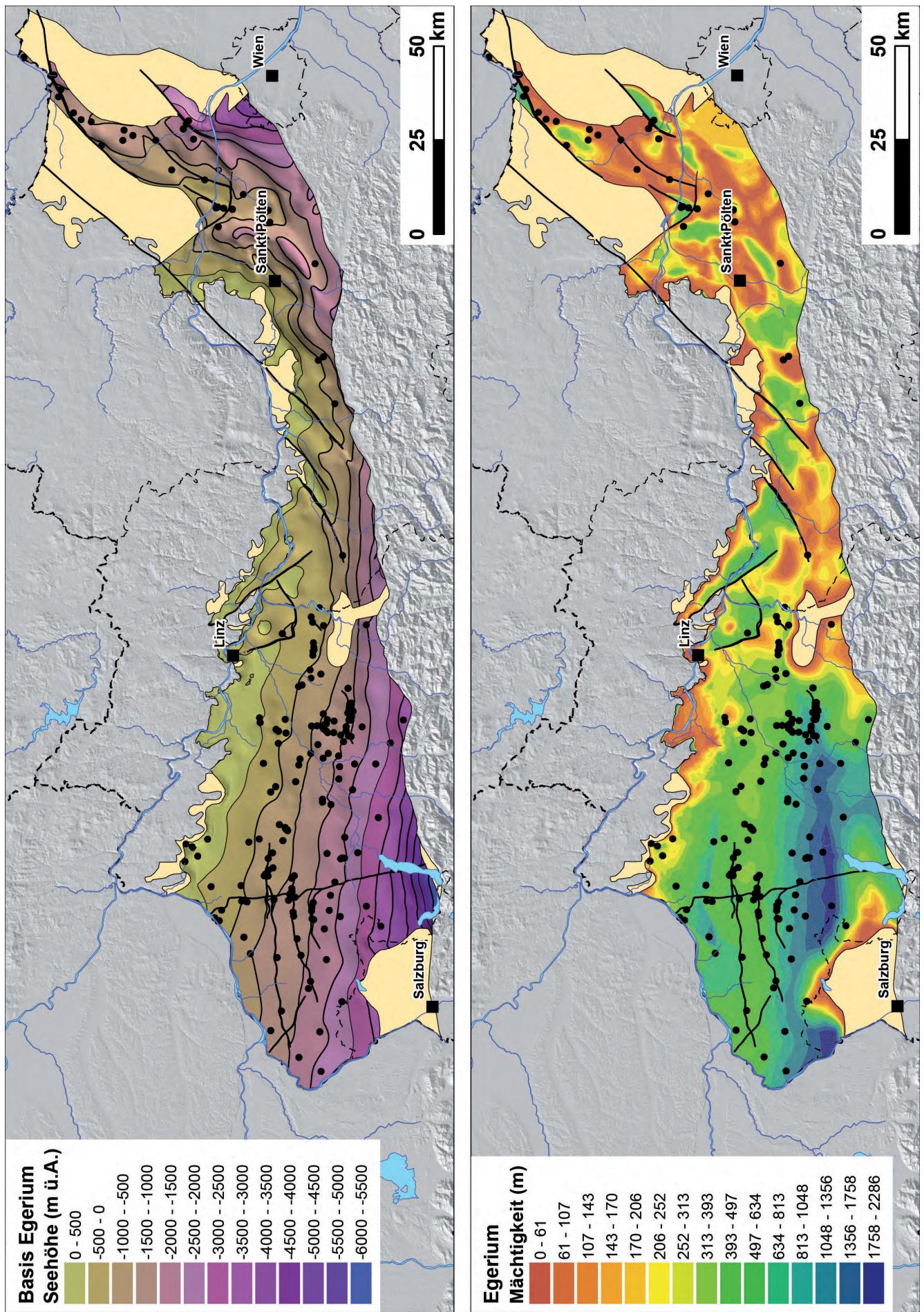
Bis auf den östlichsten Teil Niederösterreichs erstreckt sich die Modelleinheit des Egeriums über das gesamte österreichische Molassebecken (Abb. 22). In Oberösterreich beinhaltet sie hauptsächlich die tief-marine Puchkirchen-Formation (WAGNER, 1998), weiter nördlich und östlich die flachmarine Linz-Melk-Formation.

Mit einer Mächtigkeit von bis zu 2.200 m an der Überschiebungsfront der Alpen in Oberösterreich besitzt diese öl- und gasreiche Einheit das größte Modellvolumen. Wie schon beim Eggenburgium ist in der Mächtigkeitsverteilung des Egeriums eine West-Ost streichende Trogform zu erkennen. In Niederösterreich entspricht die Basis des Egeriums in weiten Teilen der Molassebasis, welche durch die Strukturkarte von KRÖLL et al. (2001; Nr. 1 in Tabelle 1) gut dokumentiert ist. Zusätzlich konnten circa 330 Bohrungsdurchschlagpunkte für die Horizonterstellung herangezogen werden. In Niederösterreich ist das Egerium wesentlich geringer mächtig (ca. 50–250 m).

In Richtung Süden unterhalb der Überschiebungsfront der Alpen sind die Verbreitung und Tiefenlage der Basis des Egeriums wenig bekannt. Stellenweise haben hier Tiefbohrungen die Verbreitung nachgewiesen, zwischen diesen Bohrungen ist die Unterkante des Egeriums jedoch nicht dokumentiert.

Auch in den Seismikdaten konnte der Horizont unterhalb der Überschiebungsfront nicht kartiert werden. Die Tiefenlage ist daher mit größeren Unsicherheiten behaftet (Kap. 3.4). Laut Modellrechnung werden zwischen Mondsee und Attersee Tiefen bis -5.750 m Seehöhe, bei Wien bis -4.030 m Seehöhe erreicht.

Abb. 22.
Unterkante und Mächtigkeit des Egeriums und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



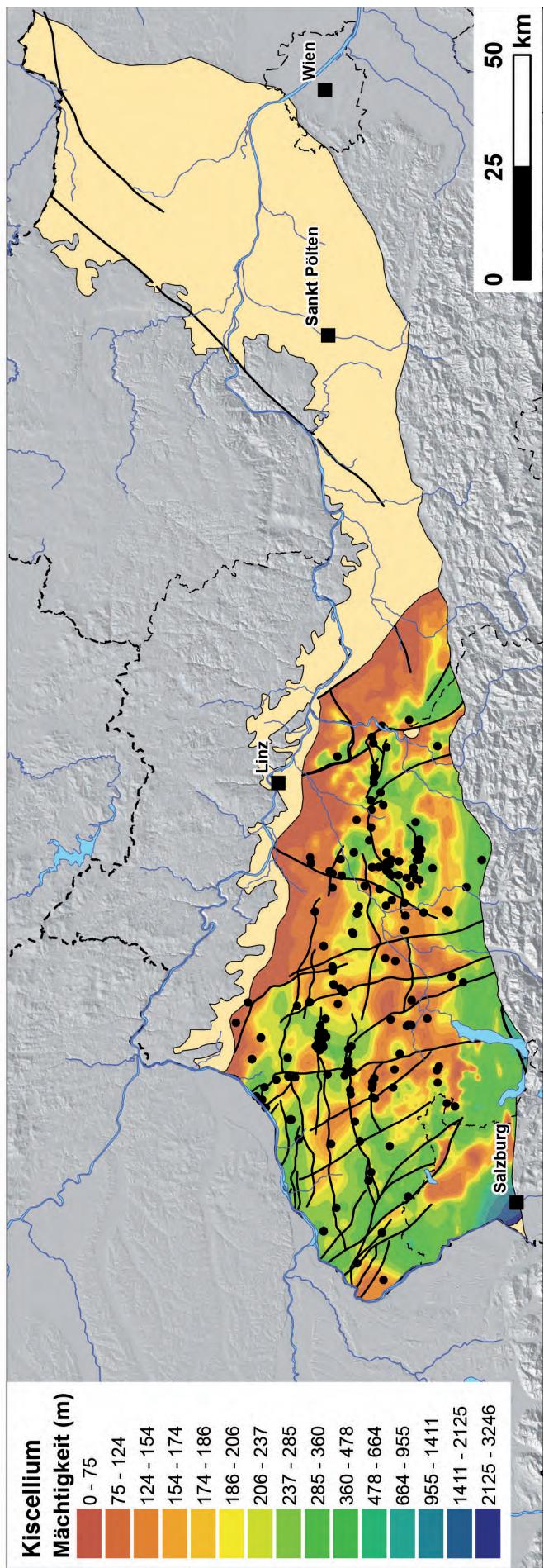
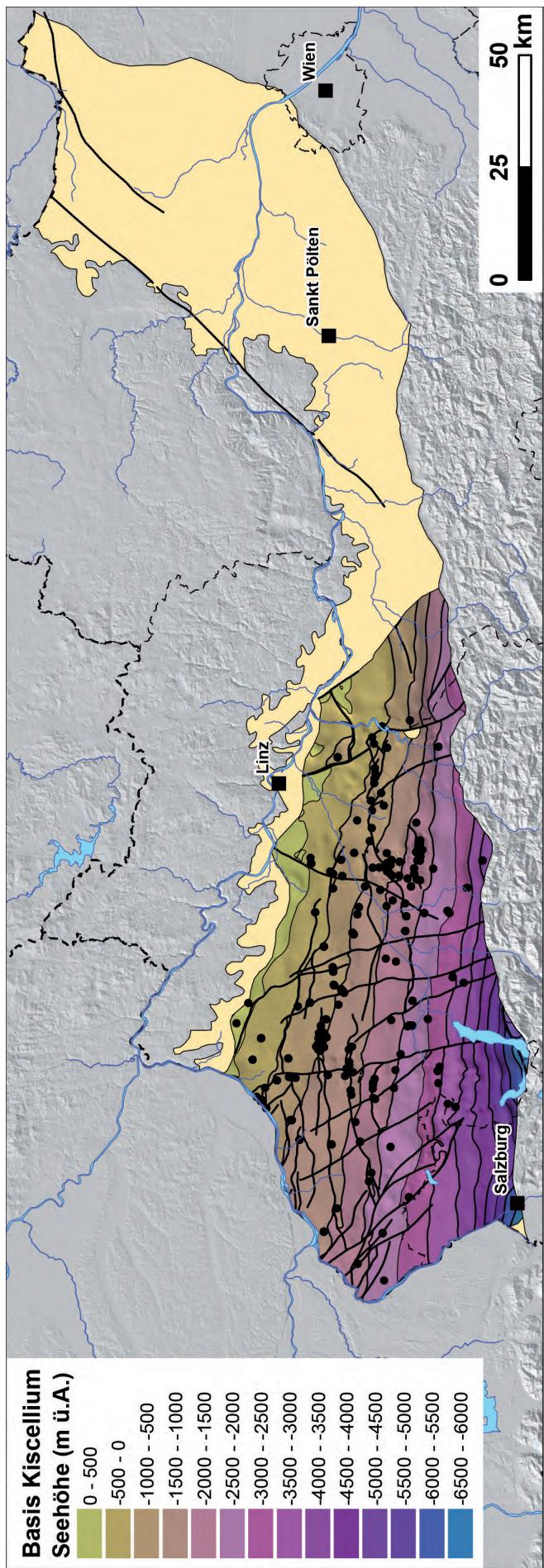
Kiscellium

Die Modelleinheit des Kiscelliums erstreckt sich vom nördlichen Salzburg über Oberösterreich bis in den Raum Amstetten (SACHSENHOFER & SCHULZ, 2006; Abb. 23). Sie umfasst die tief-marinen Ablagerungen der Schöneck-Formation, der Dynow-Formation, der Eggerding-Formation und der Zupfing-Formation. Am Kristallinrand schließt die Modelleinheit die brackischen Sedimente der Pielach-Formation mit ein.

Da das unterlagernde Eozän sehr reich an Kohlenwasserstoffen ist, konnte die Unterkante dieser Modelleinheit durch circa 400 Bohrungsdurchschlagpunkte und einige, meist jedoch kleinräumige Strukturkarten der Basis Kiscellium beziehungsweise Oberkante Eozän beschrieben werden (Tab. 1). Wichtige Eingangsdaten lieferten hier die Strukturkarten der Felder Sattledt, Voitsdorf, Kemating, Puchkirchen, Piberbach, Wirnzberg und Thann-Teufelsgraben inklusive deren Umgebung. Ein großer Teil der Störungsverläufe, welche ursprünglich aus der Molassebasiskarte (KRÖLL et al., 2006b; Nr. 2 in Tabelle 1) übernommen wurden, konnte mithilfe dieser Strukturkarten angepasst werden.

Wie auch bei der Basis des Egeriums sind die Verbreitung und Tieflage der Basis des Kiscelliums unterhalb der Alpenfront mit größeren Unsicherheiten behaftet. Laut Modellrechnung werden bei Salzburg Tiefen bis -6.430 m Seehöhe erreicht. Mächtigkeiten betragen meist 80 bis 300 m.

Abb. 23.
Unterkante und Mächtigkeit des Kiscelliums und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



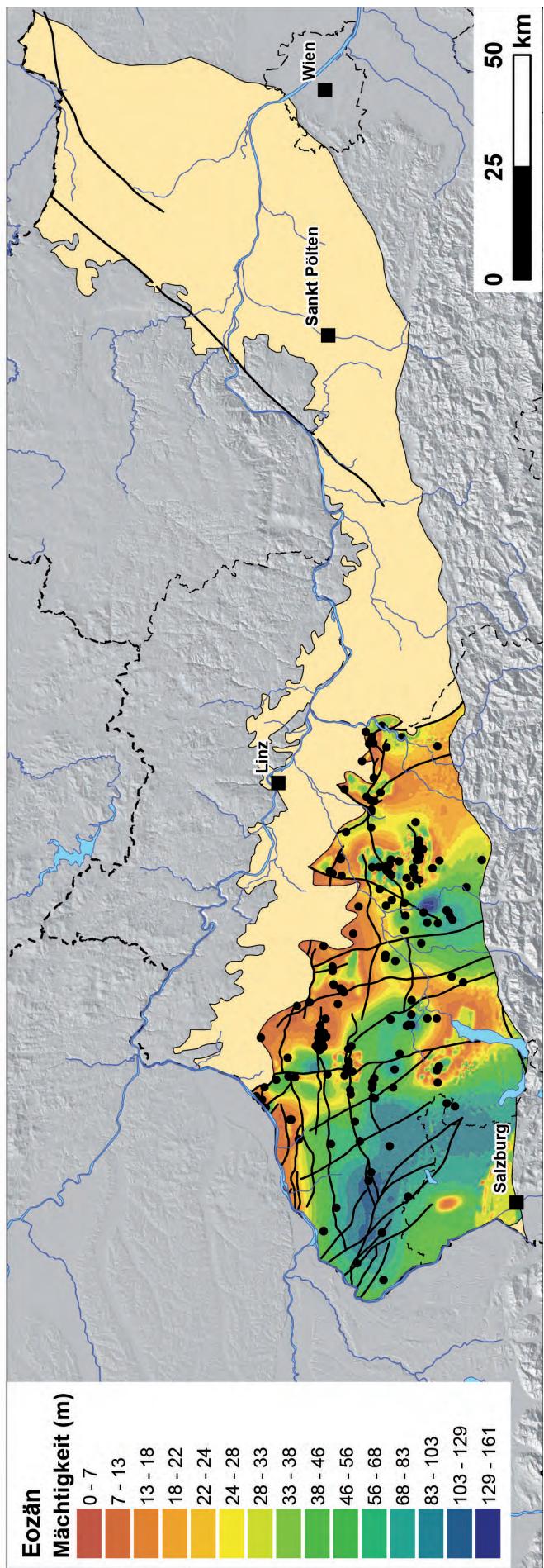
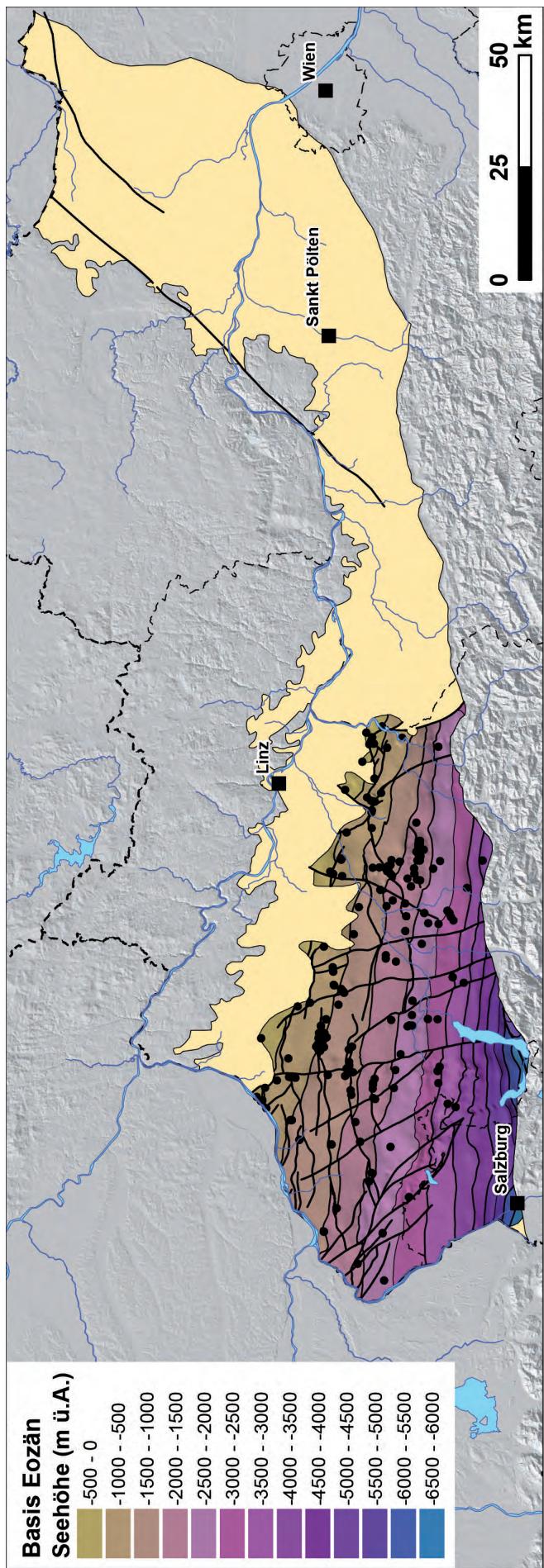
Eozän

Das Eozän als älteste Einheit der Molassesedimente besteht hauptsächlich aus der marinen Perwang-Gruppe und erstreckt sich vom nördlichen Teil Salzburgs über Oberösterreich bis zur niederösterreichischen Grenze (Abb. 24). Trotz der geringen Mächtigkeit von maximal 160 m stellt die vorwiegend aus Kalksteinen bestehende Perwang-Gruppe einen wichtigen Öl- und Gaslieferanten dar (WAGNER, 1980).

Die Basis des Eozäns wird durch die Molassebasiskarte (KRÖLL et al., 2006b; Nr. 2 in Tabelle 1) beschrieben und konnte mit circa 230 Bohrungsdurchschlagpunkten präzisiert werden.

Wie bei der Basis des Egeriums und des Kiscelliums sind die Verbreitung und Tieflage der Basis des Eozäns unterhalb der Alpenfront mit größeren Unsicherheiten behaftet. Laut Modellrechnung werden bei Salzburg Tiefen bis -6.500 m See-höhe erreicht.

Abb. 24.
Unterkante und Mächtigkeit des Eozäns und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



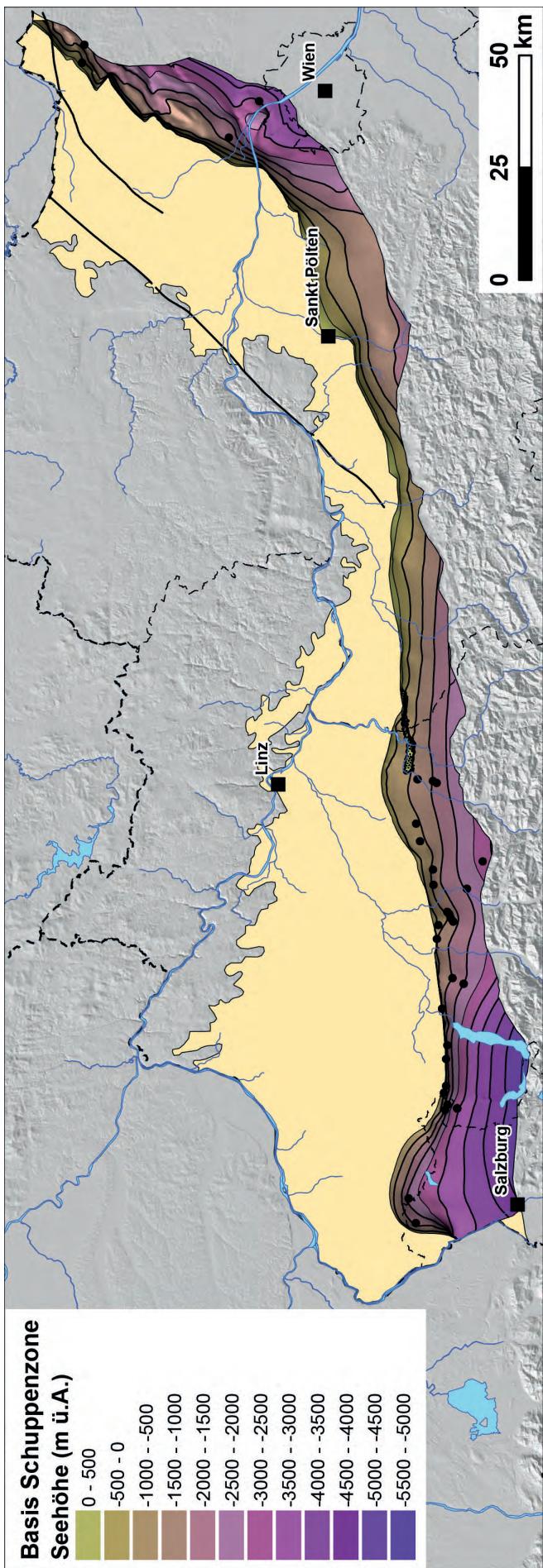
Allochthone Molasse

Die nördliche Front der allochthonen Molasse (Schuppenzone) verläuft in Niederösterreich an der Oberfläche, in Oberösterreich hingegen nördlich von und parallel zur Nordgrenze der Flyschzone im Untergrund. Bei Perwang, nördlich von Salzburg, und bei Sierning, südlich von Linz, sind zwei nach Norden reichende Ausbuchtungen zu erkennen (Abb. 25).

Die Basis der allochthonen Molasse taucht nach Süden stetig ab und erreicht zwischen Mondsee und Attersee laut Modell Tiefen bis zu -5.800 m, bei Wien -3.900 m Seehöhe. Die Fläche ist allerdings nur durch wenige Eingangsdaten im nördlichen Bereich belegt. Die verwendeten Seismikdaten reichen nicht bis an die Südgrenze des Modells und die circa 50 Bohrungen befinden sich ebenfalls hauptsächlich nahe der nördlichen Front. Daher ist die modellierte Tiefenlage vor allem gegen Süden (in Oberösterreich) beziehungsweise gegen Südosten (in Niederösterreich) mit großen Unsicherheiten behaftet.

Innerhalb der allochthonen Molasse wurden keine Schichtgrenzen modelliert, da der interne Aufbau sehr komplex und in seismischen Daten schwierig aufzulösen ist. Für die Modelleinheit wurde nur die Unterkante modelliert. Die Oberkante ergibt sich aus den Unterkanten überlagernder, autochthoner Molasseeinheiten, aus der Geländeoberfläche (in Niederösterreich) und aus der Überschiebungsfront der Alpen (Unterkante der Flyschzone). Letztere wurde nicht modelliert, weshalb auch keine Mächtigkeiten angegeben werden können.

Abb. 25.
Unterkante der allochthonen Molasse und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



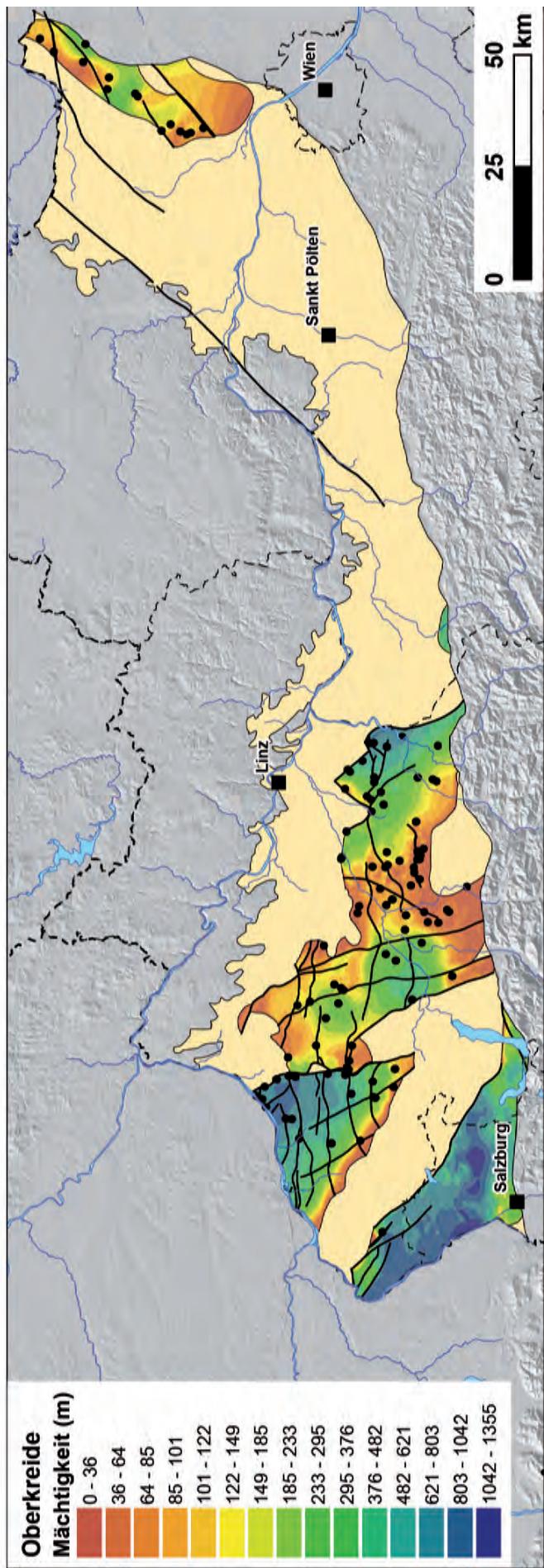
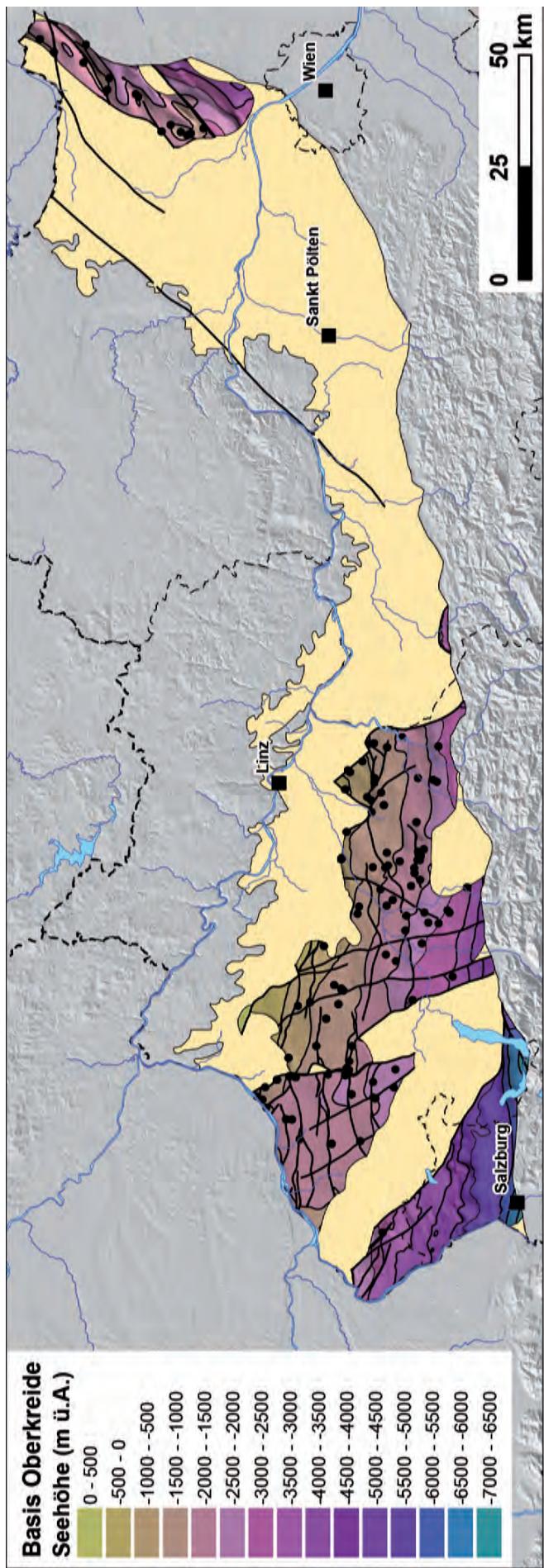
Oberkreide

Die Verbreitung der Oberkreide (Abb. 26) wurde zunächst aus den Molassebasiskarten Oberösterreichs und Niederösterreichs (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006a) übernommen. Die Ablagerungen erstrecken sich in Niederösterreich von der tschechischen Grenze bis in den Raum Klosterneuburg (KOLLMANN et al., 1977). Die Modelleinheit der Oberkreide beinhaltet hier die Ameis-Formation und die Poysdorf-Formation. Im westlichen Oberösterreich besteht die unterste Oberkreide aus marinen Glaukonitsandsteinen, weiter östlich aus der Schiedlberg-Formation. Die restliche Oberkreide wird südlich der Schwellenzone durch Globotruncanen-Tone und -Mergel, nordwestlich durch Seichtwasser-Sandsteine gebildet, während weiter östlich die Formationen Piberbach, Wirnzberg, Neuhofen, Niederneukirchen, Thann und Teufelsgraben vorliegen.

In Oberösterreich keilt die Oberkreide an der Zentralen Schwellenzone aus. Die Erkenntnisse aus der Bohrung Jagdhub 1 (VAN HUSEN & EGGER, 2014), bei welcher in fast 4 km Tiefe permokarbene Sedimente angetroffen wurden, führten zu einer Re-Interpretation einiger Oberkreide-Funde entlang der Zentralen Schwellenzone seitens der RAG. Die Oberkreide-Abschnitte der Bohrungen Feldkirch 1, Perwang 1 und Mühlreith 1 wurden im Zuge dessen als Permokarbon neu definiert, wodurch sich die südliche Grenze der Zentralen Schwellenzone deutlich nach Süden verschiebt.

Aus circa 150 Bohrungen konnten Mächtigkeitsverteilungen für die Oberkreide berechnet werden. An zwei Nord–Süd gerichteten Abschiebungen, der Ried-Störung (Bohrungen Senftenbach, Renging; RUPP et al., 2011) und der Störung im Raum Teufelsgraben–Steyr (WESSELY et al., 1981), erreicht die Oberkreide maximale Mächtigkeiten von bis zu 850 m.

Abb. 26.
Unterkante und Mächtigkeit der Oberkreide und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



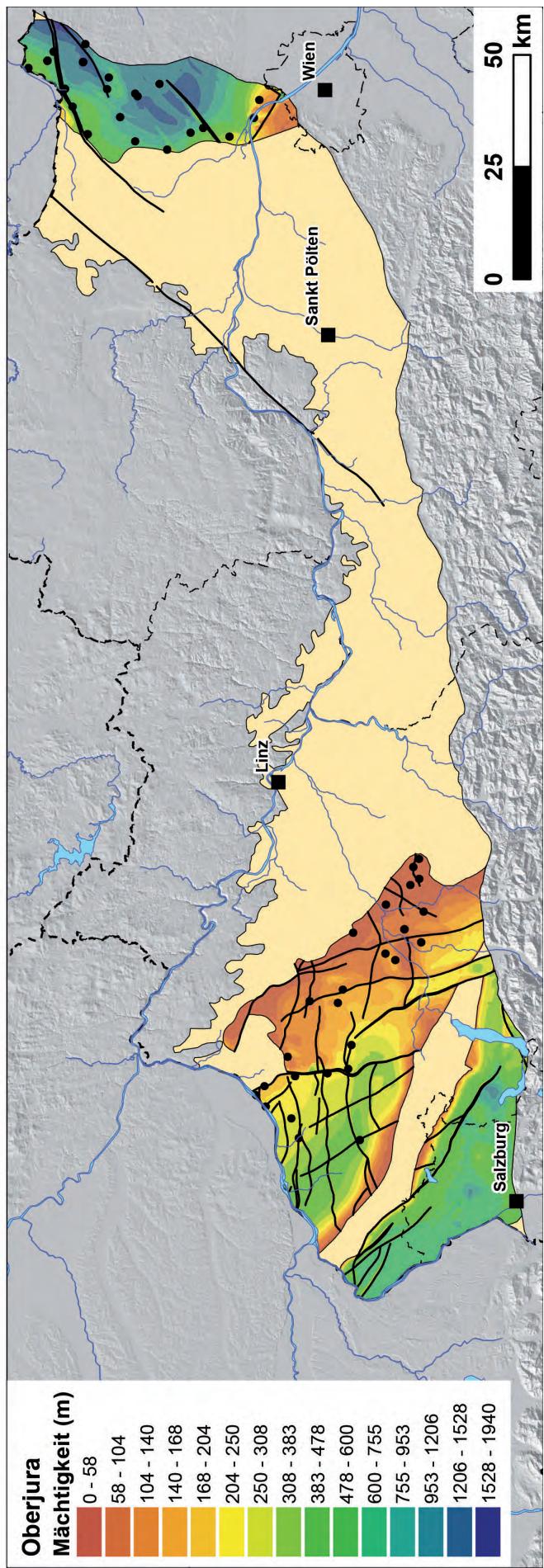
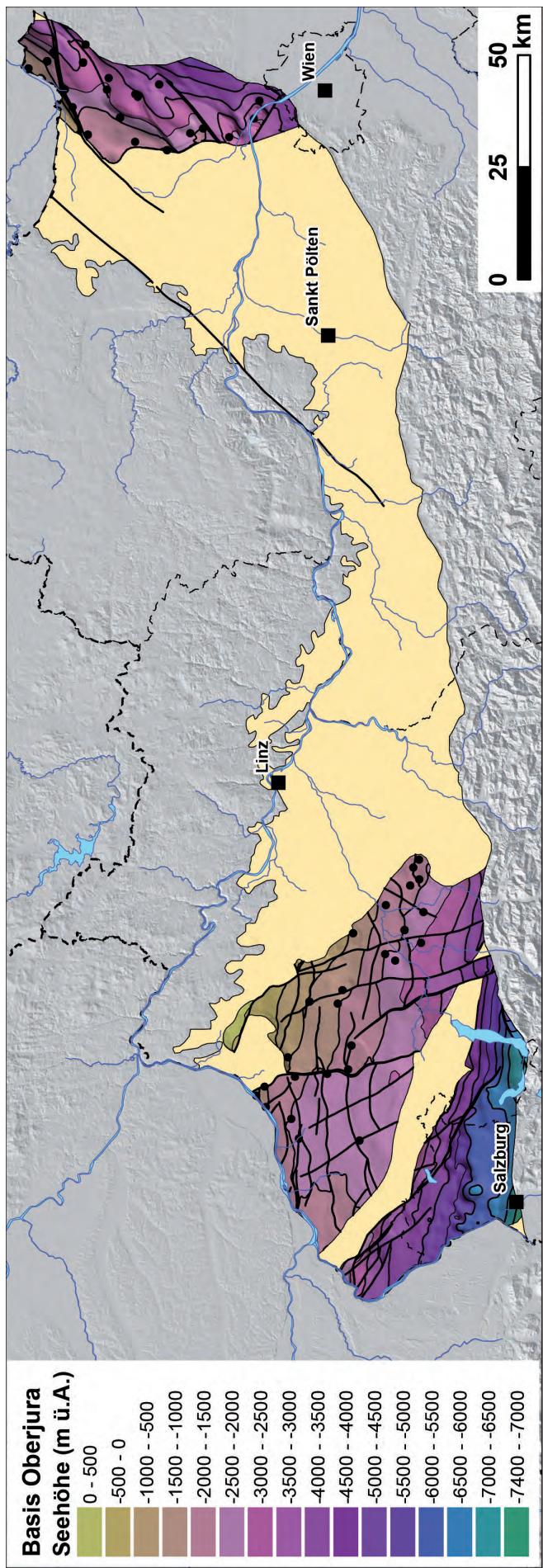
Oberjura

Die Verbreitung des Oberjuras (Abb. 27) wurde zunächst aus den Molassebasiskarten Oberösterreichs und Niederösterreichs (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006a) übernommen und ist im Vergleich zur Oberkreide etwas weiter ausgedehnt. Auch für den Oberjura führten neue Erkenntnisse entlang der Zentralen Schwellenzone (siehe Abschnitt ‚Oberkreide‘) zu neuen Grenzziehungen der regionalen Verbreitung. Das Kristallin ist hier nicht von jurassischen Gesteinen überlagert. Die Modelleinheit des Oberjuras fasst in Niederösterreich die Formationen Vranovice, Mikulov, Kurdejov und Ernstbrunn zusammen, in Oberösterreich besteht sie aus der Purbeck-Formation.

Mit bis zu 1.940 m Mächtigkeit sind die Ablagerungen im niederösterreichischen Anteil (WESSELY, 2006) wesentlich mächtiger als in Oberösterreich, wo die Mächtigkeiten 600 m nicht übersteigen (NACHTMANN & WAGNER, 1987). Die Anzahl an Bohrdurchschlagspunkten beträgt circa 60. Die Oberjura-Mächtigkeiten dieser Bohrungen wurden zusammen mit bestehenden Mächtigkeitskarten (NACHTMANN & WAGNER, 1987; Nr. 6 in Tabelle 1 und KAPOUNEK et al., 1967; Nr. 7 in Tabelle 1) verwendet, um eine neue Mächtigkeitsverteilung zu berechnen.

Der aus verkarsteten Kalksteinen bestehende Oberjura stellt im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern einen wichtigen Thermenalaquifer dar. Die Mächtigkeitsverteilung, die Tiefenlagen der Ober- und Unterkante des Oberjuras, aber auch die vertikalen Versätze an Störungen waren wichtige Ergebnisse, auf welchen die Erstellung des Temperaturmodells (Kap. 4) und des hydrologischen Konzeptmodells (Kap. 5) basierten.

Abb. 27.
Unterkante und Mächtigkeit des Oberjuras und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.

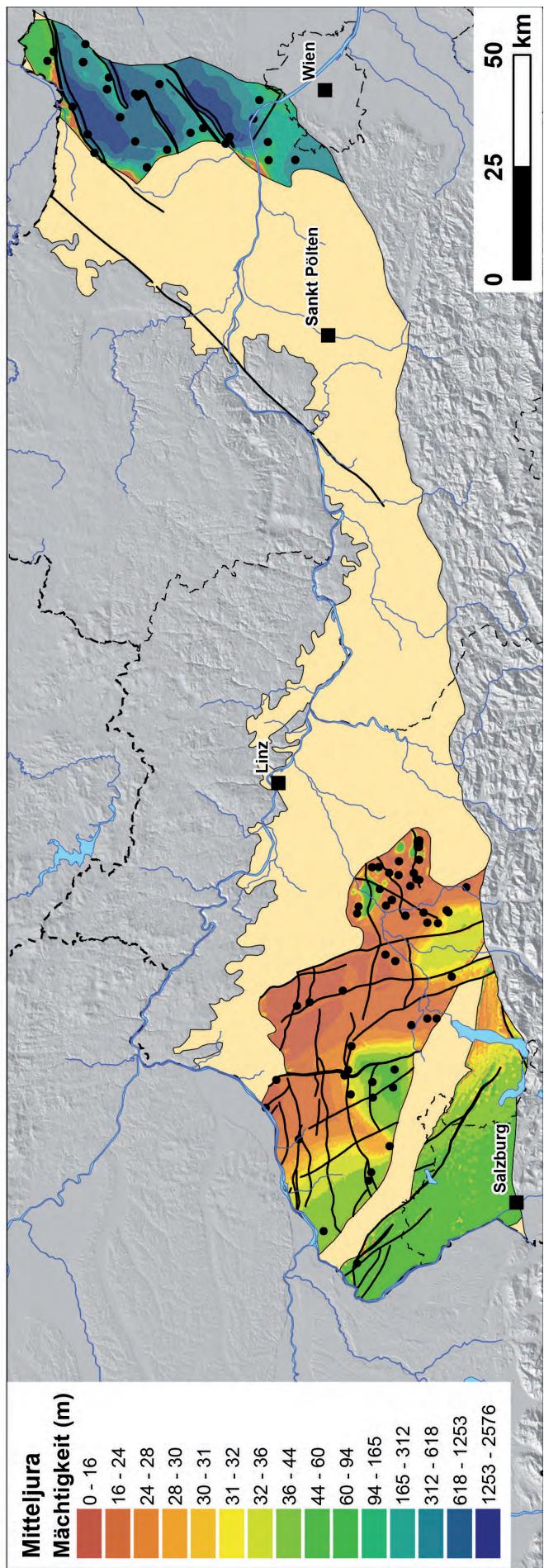
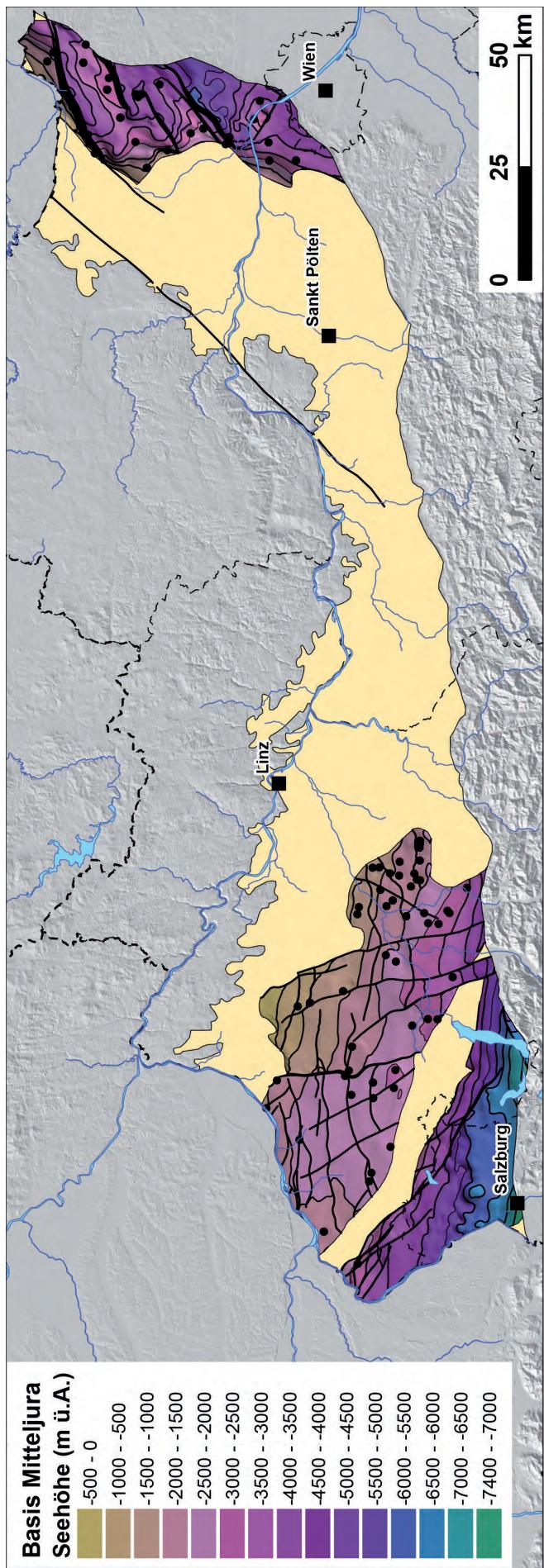


Mitteljura

Die Erstreckung des Mitteljuras (Abb. 28) wurde für Niederösterreich aus der Molassebasiskarte (KRÖLL & WESSELY, 2001) übernommen, jene für Oberösterreich aus der Mächtigkeitskarte der jurassischen Karbonate (NACHTMANN & WAGNER, 1987; Nr. 6 in Tabelle 1). Die Modelleinheit umfasst die Gresten-Formation und die Höflein- (in Niederösterreich Nikolčice-Höflein-) Formation.

Der Mitteljura stellt in Oberösterreich die geringmächtigste modellierte Einheit mit maximal 50 m Mächtigkeit dar. In Niederösterreich hingegen beträgt die maximale nachgewiesene Mächtigkeit circa 1.700 m (Bohrung Stockerau O 1; BRIX & SCHULTZ, 1993), wobei aufgrund der synsedimentären Bruchtektonik noch höhere Mächtigkeiten zu erwarten sind. Laut Modell betragen diese bis 2.500 m. Trotz der großen Tiefenlage von meist unter -2.000 m Seehöhe konnten circa 100 Bohrungsdurchschlagpunkte für die Ermittlung der Tiefenlage und der Mächtigkeit herangezogen werden. Diese wurden im niederösterreichischen Anteil mit der publizierten Strukturkarte der Oberkante Kristallin (KAPOUNEK et al., 1967; Nr. 9 in Tabelle 1) und der Oberkante bzw. der Mächtigkeit des autochthonen Mesozoikums (KAPOUNEK et al., 1967; Nr. 7–8 in Tabelle 1) kombiniert.

Abb. 28.
Unterkante und Mächtigkeit des Mitteljuras und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.



Paläozoikum/Kristallin

Die Oberkante des Paläozoikums/Kristallins ergibt sich aus den Unterkanten der jeweils ältesten, dem Paläozoikum/Kristallin aufliegenden Modelleinheiten. Vom Kristallin der böhmischen Masse an der Geländeoberfläche im Norden fällt die Fläche nach Süden relativ stetig ab und erreicht bei Salzburg eine maximale Tiefe von -7.400 m, bei Hollabrunn bis -5.600 m Seehöhe (Abb. 29). Circa 210 der verwendeten Bohrungen reichen bis in das Paläozoikum/Kristallin, allerdings nur bis zu einer maximalen Tiefenlage von -4.230 m (Bohrung Stockerau O 1; BRIX & SCHULTZ, 1993). Eine Kartierung permokarboner Sedimenttröge, insbesondere entlang der Zentralen Schwellenzone, war aufgrund der Datenlage nicht möglich, da diese in Seismikprofilen kaum von kristallinen Gesteinen zu unterscheiden sind.

Geologie der Molassebasis

Anhand der regionalen Verbreitung der neu modellierten känozoischen und mesozoischen Einheiten konnten die bestehenden geologischen Karten der Molassebasis (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006a) aktualisiert werden (Abb. 30). Dabei ergaben sich vor allem entlang der Zentralen Schwellenzone in Oberösterreich Unterschiede zur früheren Darstellung. Diese Unterschiede beruhen hauptsächlich auf neuen Erkenntnissen aus Seismikdaten, untergeordnet auch auf neuen Bohrungen, und konnten von Erdölgeologen der RAG bestätigt werden (siehe auch Abschnitt „Oberkreide“).

Der Bereich, in welchem Molassesedimente auf der Zentralen Schwellenzone direkt dem Kristallin aufliegen, stellt sich nun breiter dar. Südlich des Kristallin-Hochs ziehen sich die jurassischen Einheiten, insbesondere westlich und östlich des Attersees, weiter nach Süden. Im Raum Grieskirchen und bei Ansfelden wurde der Grenzverlauf zwischen Oberkreide und Kristallin neu gezogen.

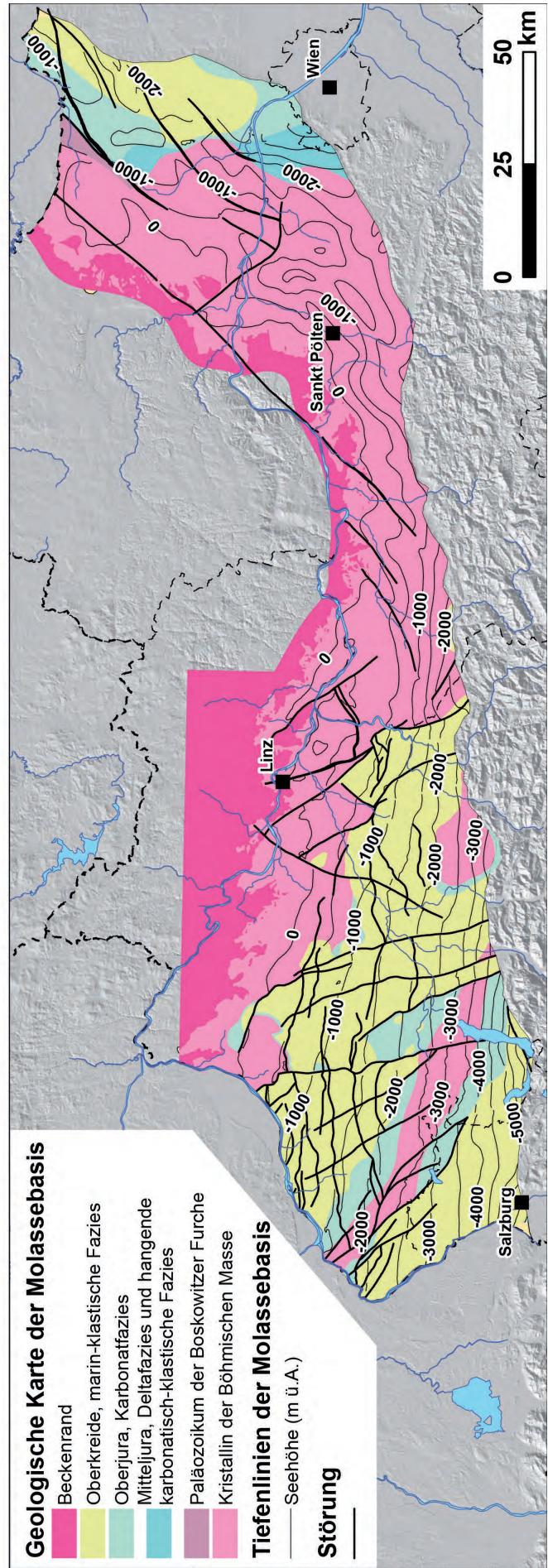
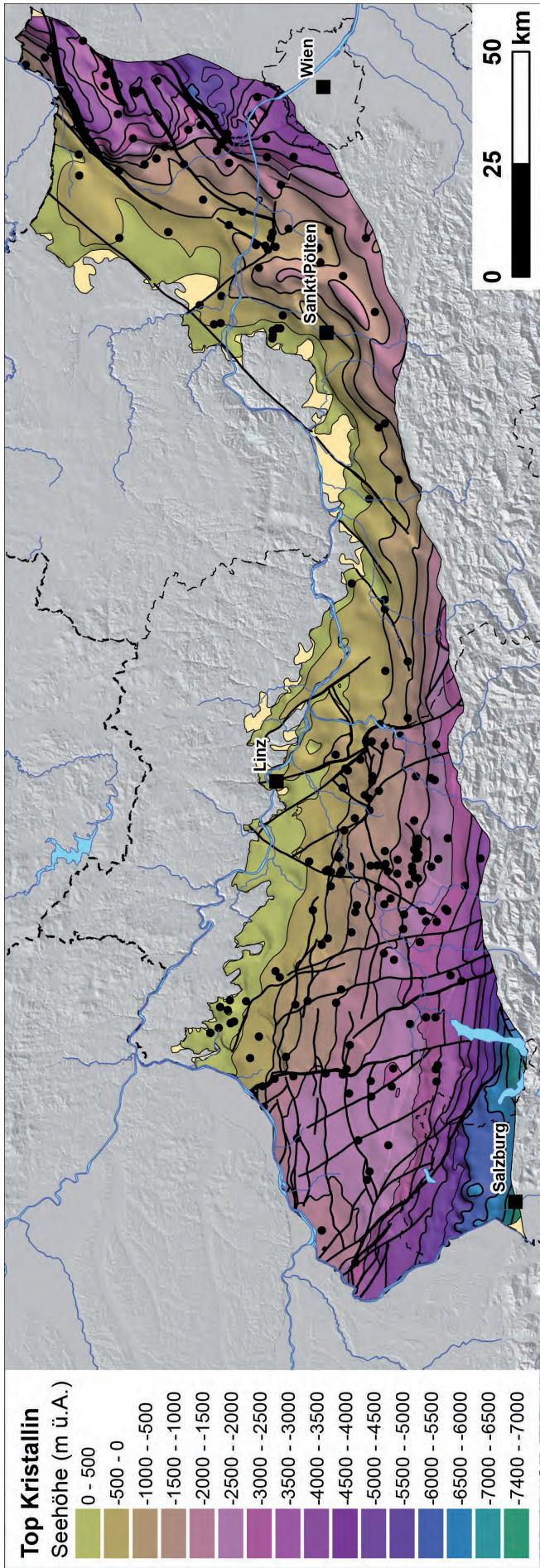
In den übrigen Gebieten Oberösterreichs, wie auch im gesamten niederösterreichischen Teil, wurden die bestehenden geologischen Karten der Molassebasis (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006a) bestätigt, beziehungsweise brachten die Eingangsdaten und deren Modellierung keine neuen Erkenntnisse bezüglich der Verbreitung geologischer Einheiten unterhalb der Molassebasis. Insgesamt konnten circa 370 Bohrungen zur Erstellung der Karte herangezogen werden.

Abb. 29.

Oberkante des Kristallins und Lage der zur Modellierung verwendeten Bohrungen.

Abb. 30.

Geologische Karte der Molassebasis.



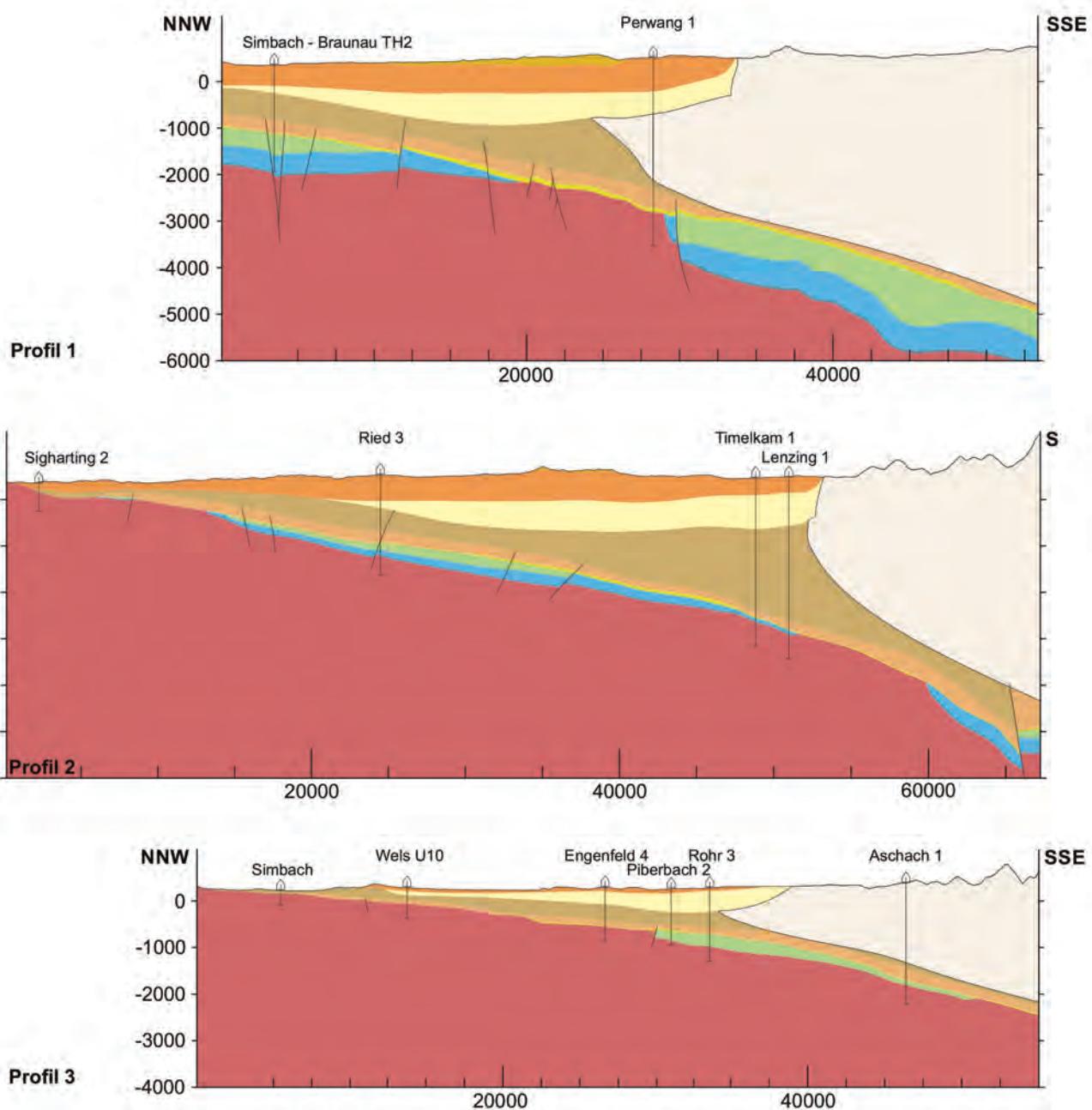
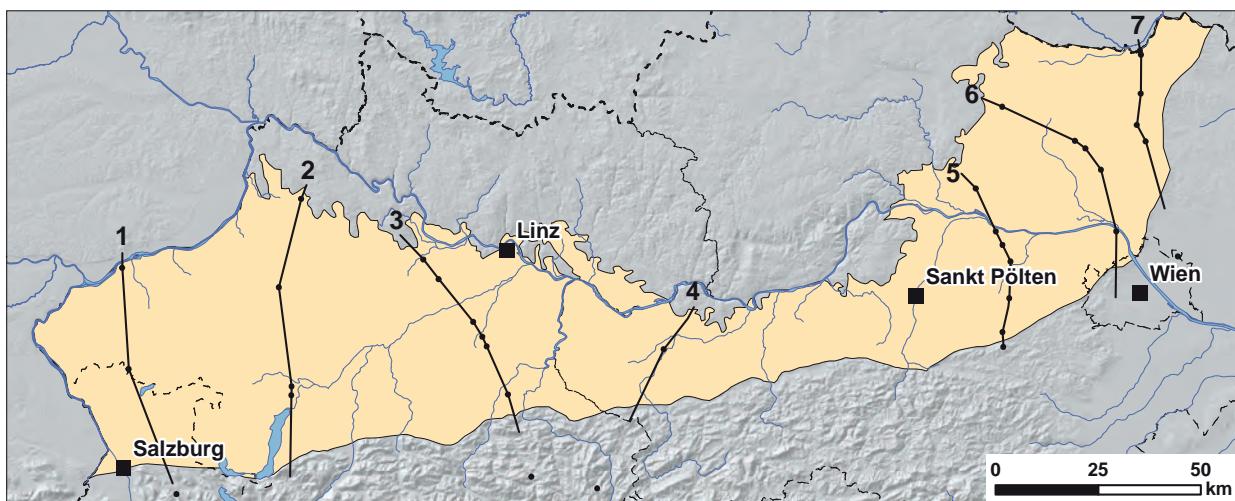


Abb. 31.
Querprofile durch die oberösterreichische Molasse und Lage der Profile (Legende in Abbildung 32).

Legende

 Karpatium - Quartär
 Ottangium
 Eggenburgium
 Egerium
 Kiscellium
 Eozän

 Oberkreide
 Oberjura
 Mitteljura
 Paläozoikum und Kristallin

Allochthone Molasse und tektonisch auflagernde Einheiten

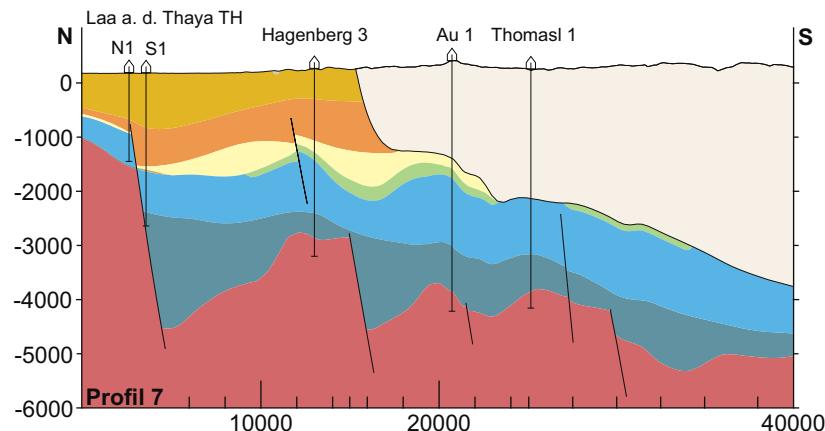
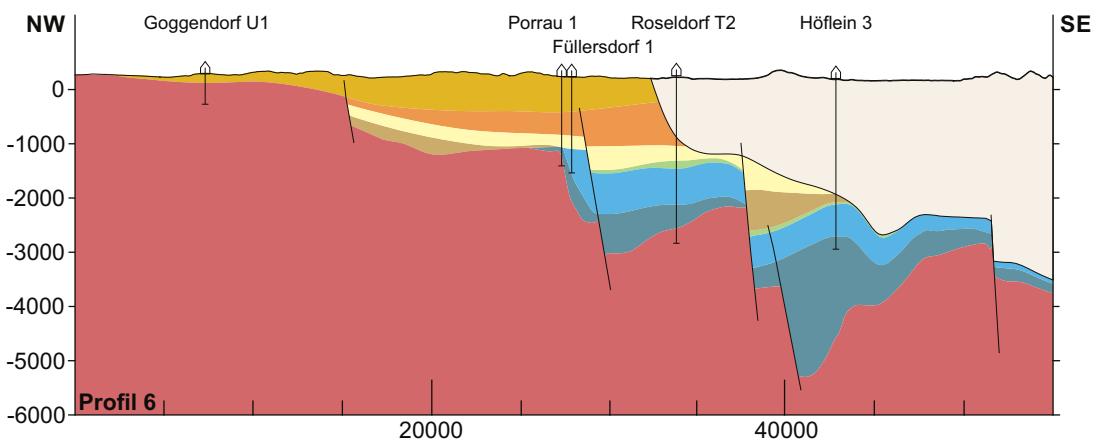
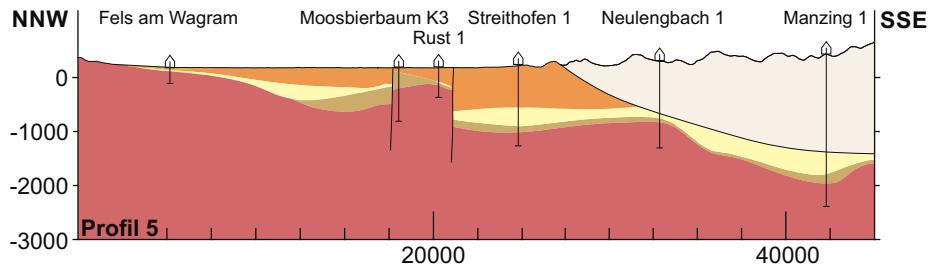
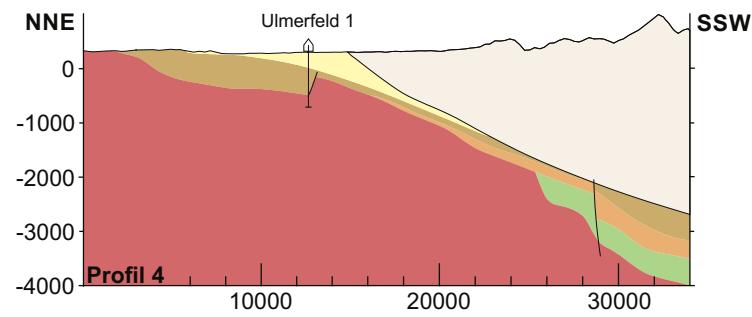


Abb. 32.
Querprofile durch die niederösterreichische Molasse (zur Lage der Profile, siehe Abbildung 31).

3.4 Unsicherheiten

Die Qualitätskontrolle und Harmonisierung der Eingangsdaten ist in Kapitel 3.2, die zur Verfügung stehenden Daten je Modelleinheit in Kapitel 3.3, die Bearbeitung, Interpretation und Zeit-Tiefen-Konvertierung der Seismikdaten in Kapitel 2.2 beschrieben. Das Verständnis über die Unsicherheiten, welche das geologische 3D-Modell beinhaltet, basiert stark auf diesen Kapiteln.

Die Qualität beziehungsweise die Genauigkeit des Modells ist schwierig zu quantifizieren. Durch die regional stark variierende Verfügbarkeit an verlässlichen Untergrunddaten ist die Detailgenauigkeit nicht über das gesamte Gebiet und vor allem nicht über verschiedene Tiefenstufen gleich. Da im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern eine geothermische Modellierung (Kap. 4) und die Erstellung eines hydrogeologischen Konzeptmodells (Kap. 5) auf dem geologischen Modell aufbauen sollte, wurde im westlichen Oberösterreich detaillierter modelliert. Im Vergleich zur gesamten Molassezone Österreichs ist die Datendichte in diesem Gebiet günstigerweise am höchsten, da hier zahlreiche Kohlenwasserstoff-Lagerstätten erkundet sind. Durch den mehrmaligen Abgleich des Modells mit dem von bayerischer Seite modellierten Teil des Molassebeckens erfolgten zusätzliche Schritte der Harmonisierung und Qualitätskontrolle, was die Verlässlichkeit des Modells erhöhte. Die komplexe tektonische Struktur im Bereich der Zentralen Schwellezone wurde mit Mitarbeitern der RAG auf Basis neuer Erkenntnisse diskutiert, die Ergebnisse dieser Diskussionen wurden konzeptionell in das Modell integriert.

Vom Grenzbereich zwischen Ober- und Niederösterreich bis in den Raum Steyr-St. Pölten ist die Dichte an Seis-

mikdaten und tiefen Bohrungen aufgrund geringer Kohlenwasserstoff-Exploration weniger hoch. Dennoch ist die Genauigkeit des Modells in diesem Bereich nicht unbedingt geringer. Die Molassesedimente werden hier vorwiegend durch Ablagerungen des Eggenburgiums und des Egeriums repräsentiert, welche direkt auf dem Kristallin lagern, und die tektonische Situation ist weniger komplex. Daher war eine geringere Anzahl an Eingangsdaten hinreichend, um die beiden Einheiten zu modellieren. Dabei wurde eine ähnliche Genauigkeit erreicht wie im westlichen Oberösterreich.

In der Molassezone Niederösterreichs erfolgte generell weniger Kohlenwasserstoff-Exploration als im oberösterreichischen Anteil, was sich in der Datenlage widerspiegelt. Nur circa 25 % der geologischen Daten (Bohrungen, Seismikdaten, Strukturkarten), welche für die geologische 3D-Modellierung erhoben wurden, liegen in Niederösterreich. 70 % der verwendeten Seismikdaten stammen aus den Jahren 1963 bis 1986 und konnten größtenteils nur Post-Stack bearbeitet werden. Das östliche Niederösterreich ist durch lediglich 10 % der verwendeten Bohrungen aufgeschlossen. Gleichzeitig ist die geologisch-tektonische Situation in diesem Gebiet sehr komplex. Über mächtigen Ablagerungen des Mesozoikums lagert eine Schichtabfolge von Egerium bis Pannonium, sämtliche Einheiten sind durch Bruchtektonik versetzt. Zusätzlich wird im Süden die autochthone von der allochthonen Molasse überschoben. In dem Gebiet mit einer Fläche von circa 1.500 km² durchteufen lediglich 30 der verwendeten Bohrungen die gesamte Schichtabfolge. Die Unsicherheiten des Modells sind in diesem Gebiet dementsprechend am größten.

4 Geothermische Modellierung im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern

Im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern (Abb. 1) wird der Thermalwasser-Aquifer des Oberjuras seit Jahrzehnten grenzübergreifend und intensiv genutzt. Im Rahmen des Projektes GeoMol wurde deshalb der Fokus auf das hydrogeothermische Potenzial (Nutzung natürlich auftretender Thermalwässer) gelegt. Um Aussagen über die Temperaturverteilung im Untergrund und somit über die verfügbaren Ressourcen treffen zu können, wurden aufbauend auf dem geologischen 3D-Modell (Kap. 3) Temperaturmodelle erstellt. Aufgrund der länderübergreifenden Lage des Gebietes wurden publizierte Temperaturdaten für den österreichischen Teil von der Geologischen Bundesanstalt und für den bayerischen Teil vom Lehrstuhl für Hydrogeologie an der Technischen Universität München erhoben und zusammengestellt (Kap. 2.3).

An der Geologischen Bundesanstalt werden numerische geothermische Modelle häufig zur Bestimmung des geothermischen Potenzials herangezogen. Die Modelle erstreckten sich bisher meist über kleinräumige Gebiete, in denen Temperaturverteilungen sowie Auswirkungen geothermischer Nutzungen auf die Umgebung modelliert wurden. Für das Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern wurde erstmals ein regionales thermisches Modell aufgebaut. Auswirkungen bestehender Nutzungen auf die genutzten Reservoirs wurden dabei nicht modelliert.

4.1 Ausgangssituation

Aus dem Jahr 1999 liegen ein hydrogeologisches Modell sowie ein Thermalwasser-Strömungsmodell für das niederbayerisch–oberösterreichische Molassebecken von Regensburg bis Linz vor (SCHULER & GÖDECKE, 1999). Die thermischen Auswirkungen der Thermalwassernutzungen wurden in einem Teil dieses Gebietes von GOLDBRUNNER et al. (2007) untersucht. In einem 585 km² großen Bereich, der den Raum Bad Füssing–Obernberg–Reichersberg–Geinberg–Altheim–St. Martin abdeckt, wurde dabei unter anderem ein konduktives, stationäres 3D-Temperaturmodell erstellt, welches die Einheiten Quartär, Neogen, Paläogen, Oberkreide, Oberjura und Kristallin umfasst. Aus diesem Modell wurden damals Temperaturverteilungen an der Oberkante des Oberjuras berechnet. Darüber hinaus wurden auch thermische Transportprozesse durch Advektion mithilfe von Parameterstudien (Gesteinsporosität und hydraulischen Durchlässigkeit) abgeschätzt.

Temperaturkarten bzw. Temperaturmodelle wurden zudem für Bereiche des oberösterreichischen Molassebeckens von KUNZ (1978) und KAMYAR (2000) publiziert. KUNZ (1978) erstellte eine Isothermenkarte, die für den Tiefenbereich von 1.000 m unter Gelände den gesamten oberösterreichischen Anteil des Molassebeckens umfasst und auf Bottom Hole Temperaturen (BHT) und Temperaturmessungen während hydraulischer Tests (DST) beruht. Die seriellen Temperaturkarten von KAMYAR (2000) decken etwa den gleichen Bereich ab, umfassen den Tiefenbereich von 500 m bis 2.000 m unter Gelände und beruhen vorrangig auf korrigierten BHT-Daten, die in einem konduktiven Temperaturmodell (Software FRACTURE™ Geowatt AG) verarbeitet wurden.

4.2 Methodik

Für das Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern wurden im Rahmen des Projekts GeoMol zwei Temperaturmodelle erstellt. Der Lehrstuhl für Hydrogeologie der Technischen Universität München berechnete ein geostatistisches Temperaturmodell. Die Geologische Bundesanstalt erstellte ein numerisches Modell, welches konduktiven Wärmefluss berücksichtigt.

Methodik zur Erstellung des geostatistischen Temperaturmodells

Das geostatistische Modell wurde unter Verwendung eines Gradienten-Modells in Anlehnung an die Vorgehensweise der Geopotenzialabschätzung im Oberrheingraben (EU-Projekt GeORG; GEORG-PROJEKTEAM, 2013) berechnet (CASPER & ZOSSEDER, 2015). Dabei wurden sowohl die Gradienten als auch die Temperaturen für die Oberkante des Oberjuras und die Unterkante des Eozäns abgebildet.

Zunächst wurde aus langjährigen Messreihen der Lufttemperatur an 200 Messstellen die Verteilung der Bodentemperatur an der Geländeoberfläche, T_B , als Funktion der Geländehöhe, z , bestimmt und mit der resultierenden empirischen Formel berechnet:

$$T_B = 12,55^\circ\text{C} - 0,0042 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}} * z$$

Anschließend erfolgte die Berechnung der Gradienten, ∇T , mit folgender Formel:

$$\nabla T [\frac{^\circ\text{C}}{100\text{m}}] = \frac{(T_z - T_B)}{z} * 100$$

wobei T_z die korrigierten Gebirgstemperaturen in der Messtiefe z darstellen, die aus mit verschiedenen Ansätzen korrigierten BHT-Daten und ungestörten Temperatur-Logs stammen. Bei der Auswahl der Daten wurden in erster Priorität (Datenklasse 1) Gebirgstemperaturen aus dem Oberjura oder innerhalb einer maximalen Distanz von +/- 200 m zu dessen Oberkante verwendet. Wenn keine Temperaturen der Datenklasse 1 verfügbar waren, wurden in zweiter Priorität (Datenklasse 2) auch Daten aus größerer vertikaler Entfernung herangezogen. Die maximale Extrapolationslänge wurde hierbei nach den Regeln der Wärmefluss-Kommission der „International Geothermal Association“ (IGA) einheitlich auf 20 % der Bohrlochendeute begrenzt, um Unsicherheiten aufgrund zu großer Extrapolationsintervalle zu minimieren. Lagen für eine Bohrung mehrere Daten einer Datenklasse vor, wurde ein nach der Qualität der Einzeldaten gewichteter Mittelwert der Gradienten berechnet. Die Qualität wurde dabei anhand der Güteklassifizierung nach CLAUSER et al. (2002) bestimmt.

Für eine flächenhafte Darstellung der Gradienten wurden diese anschließend mit einer Indikator-Kriging-Simulation (Software SADA 5.0) interpoliert, einem gegenüber der Verteilung der Daten robusten geostatistischen Verfahren (zum Beispiel ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989). Diese Methode benutzt die räumliche Interpolation verschiedener Übertretungswahrscheinlichkeiten von bestimmten

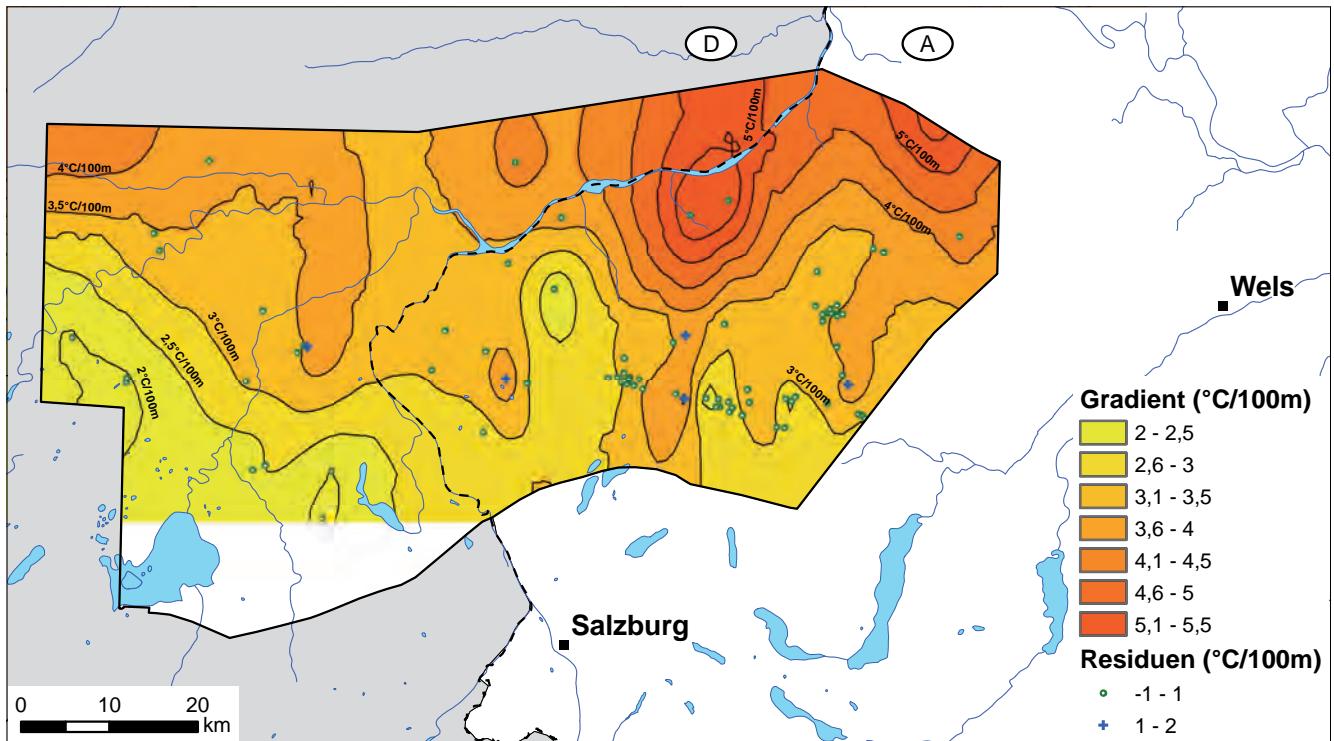


Abb. 33.
Temperaturgradienten und Residuen in Bezug auf die Oberkante des Oberjuras nach CASPER & ZOSSEDER (2015).

Grenzwerten, in diesem Fall Temperaturgrenzwerten, um die wahrscheinlichste Verteilung im Raum abzuschätzen. Außerdem wurde die anisotrope räumliche Abhängigkeit der Temperaturen berücksichtigt. Die Ergebnisse der Indikator-Kriging-Simulation wurden über eine Kreuzvalidierung mit den Eingangsdaten verglichen und als Residuen dargestellt. Abbildung 33 zeigt die regionale Verteilung der Temperaturgradienten in Bezug auf die Oberkante des Oberjuras.

Die in Abbildung 33 dargestellten Temperaturgradienten reichen von 2° C bis 5,5° C pro 100 m, wobei ein generell von Süden nach Norden gerichteter, ansteigender Trend zu beobachten ist. Die Residuen schwanken zwischen -4,3° C und +2,2° C pro 100 m, wobei circa 80 % der Residuen innerhalb eines Intervalls von +/- 0,5° C pro 100 m liegen.

Anhand der Temperaturgradienten, ∇T , wurden an den Bohrungen die Temperaturen, T , für die Oberkante des Oberjuras in der Tiefe z_s , mit folgender Formel berechnet:

$$T = T_B + \frac{\nabla T}{100} * z_s$$

Für eine flächenhafte Darstellung der Temperaturen erfolgte anschließend die Interpolation analog der Vorgehensweise für die Gradienten. Die resultierende Temperaturverteilung auf der Oberkante des Oberjuras sowie die Residuen an den Bohrungen sind im folgenden Kapitel (Abb. 38) dargestellt.

Methodik zur Erstellung des konduktiven Temperaturmodells

Abbildung 34 zeigt den Arbeitsablauf zur Erstellung des konduktiven 3D-Temperaturmodells von der Erhebung der publizierten Temperatur-Eingangsdaten bis zur Ableitung von Temperaturkarten. Die Datenaufbereitung und Dateneingabe in Datenbanken sind in Kapitel 2.3 beschrieben.

Zur Erstellung des konduktiven Modells wurde die Modelliersoftware FEFLOW von DHI-WASY verwendet. Dieses Simulationssystem wurde für die Modellierung von Strömungs-, Stoff- und Wärmetransportmodellen im Untergrund entwickelt und verwendet eine mehrdimensionale Finite-Elemente-Methode, mit welcher auch komplexe geometrische und parametrische Untergrundsituationen berücksichtigen werden können.

Das Modellgebiet erstreckt sich über eine horizontale Fläche von 4.730 km² und besitzt eine vertikale Erstreckung von der Geländeoberkante (digitales Höhenmodell) bis in eine Tiefe von -7.000 m Seehöhe. Der geometrische Aufbau des numerischen Modells basierte auf dem geologischen 3D-Modell (Kap. 3). Die in Gocad erstellten stratigraphischen Horizonte (sieben Horizonte im Känozoikum sowie drei Horizonte des autochthonen Mesozoikums) wurden in die Modelliersoftware FEFLOW importiert. Um von Horizonten zu Schichtkörpern (Volumen) zu gelangen, wurde eine manuelle Zuteilung der Flächen (mittels Element-Selektion) zu dazwischen befindlichen Schichtkörpern vorgenommen, wobei die Ober- oder Unterkante eines Schichtkörpers fallweise aus mehreren Horizonten zusammengesetzt werden musste. Nach der Erstellung von Schichtkörpern wurden diesen thermische und hydraulische Attribute zugewiesen.

Die Randbedingungen des Temperaturmodells stellen der Wärmeeintrag durch die Oberfläche sowie der terrestri-

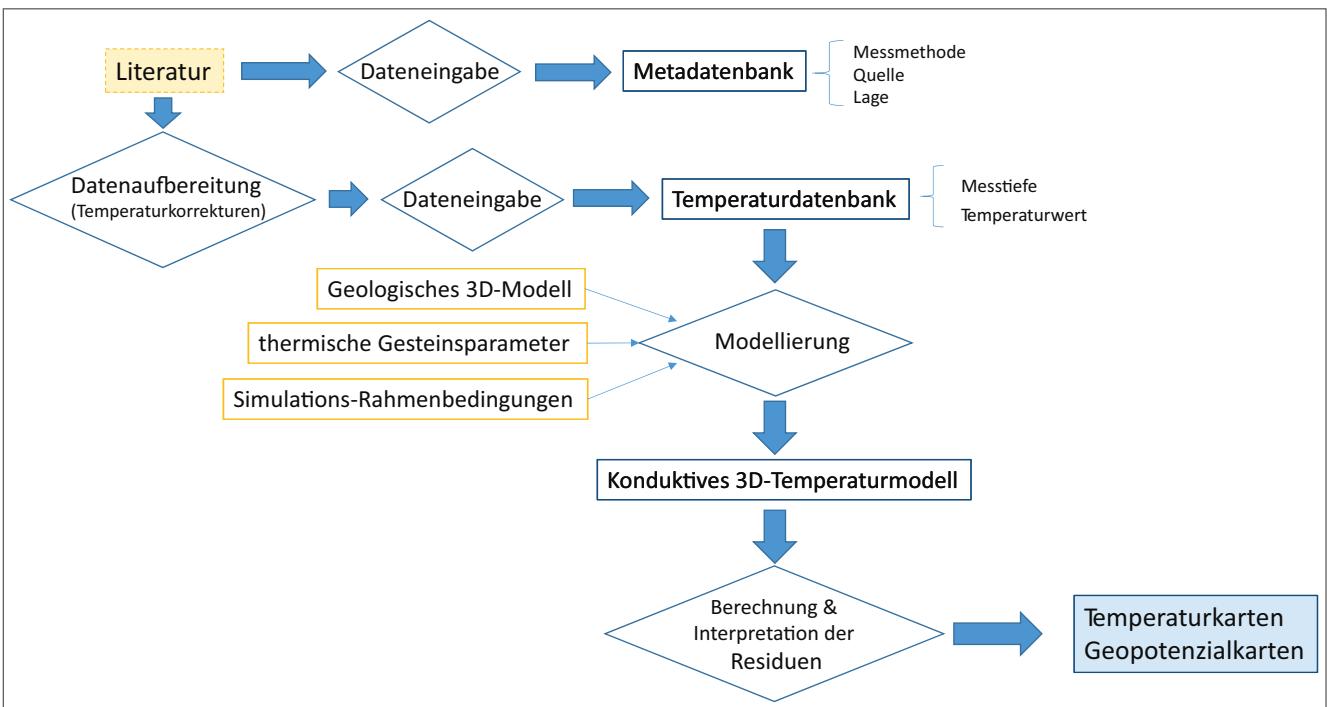


Abb. 34.
Workflow-Diagramm zur Erstellung des konduktiven 3D-Temperaturmodells.

sche Wärmefluss aus dem Untergrund dar. Der Einfluss der Oberflächentemperatur wurde mit einer Topografie-abhängigen mittleren Jahrestemperaturverteilung, $T_c(z)$, realisiert, wobei z die Geländehöhe in Meter darstellt (GÖTTL et al., 2010):

$$T_c(z) = 12^\circ\text{C} - 0,0041 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}} * z$$

Im Vergleich zu der von bayerischer Seite entwickelten Formel ergaben sich hierbei nur minimale Abweichungen. Abbildung 35 stellt die so berechnete Temperaturverteilung an der Oberfläche und damit den Wärmeeintrag in den Untergrund dar. Proportional zur Geländehöhe liegen die Temperaturen zwischen 9° C auf den Anhöhen und 11° C in den Niederungen.

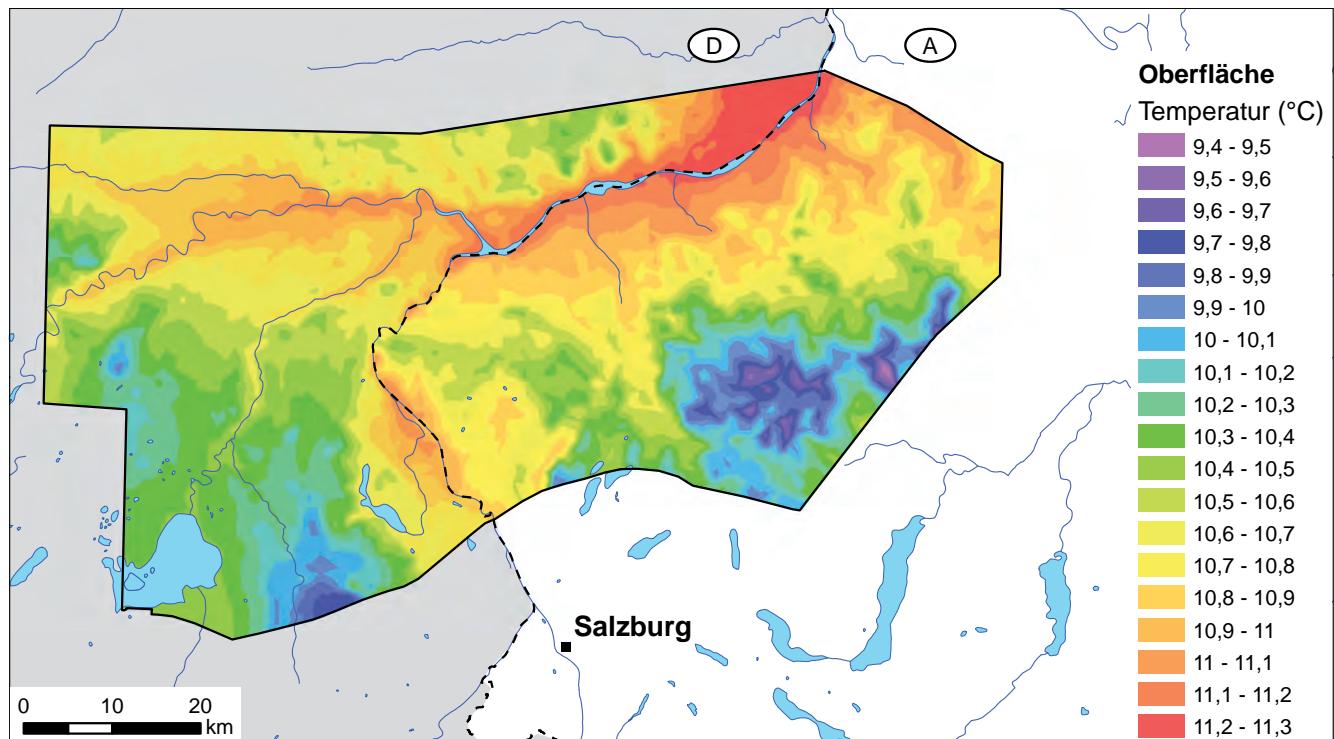


Abb. 35.
Temperaturverteilung an der Oberfläche des konduktiven 3D-Temperaturmodells.

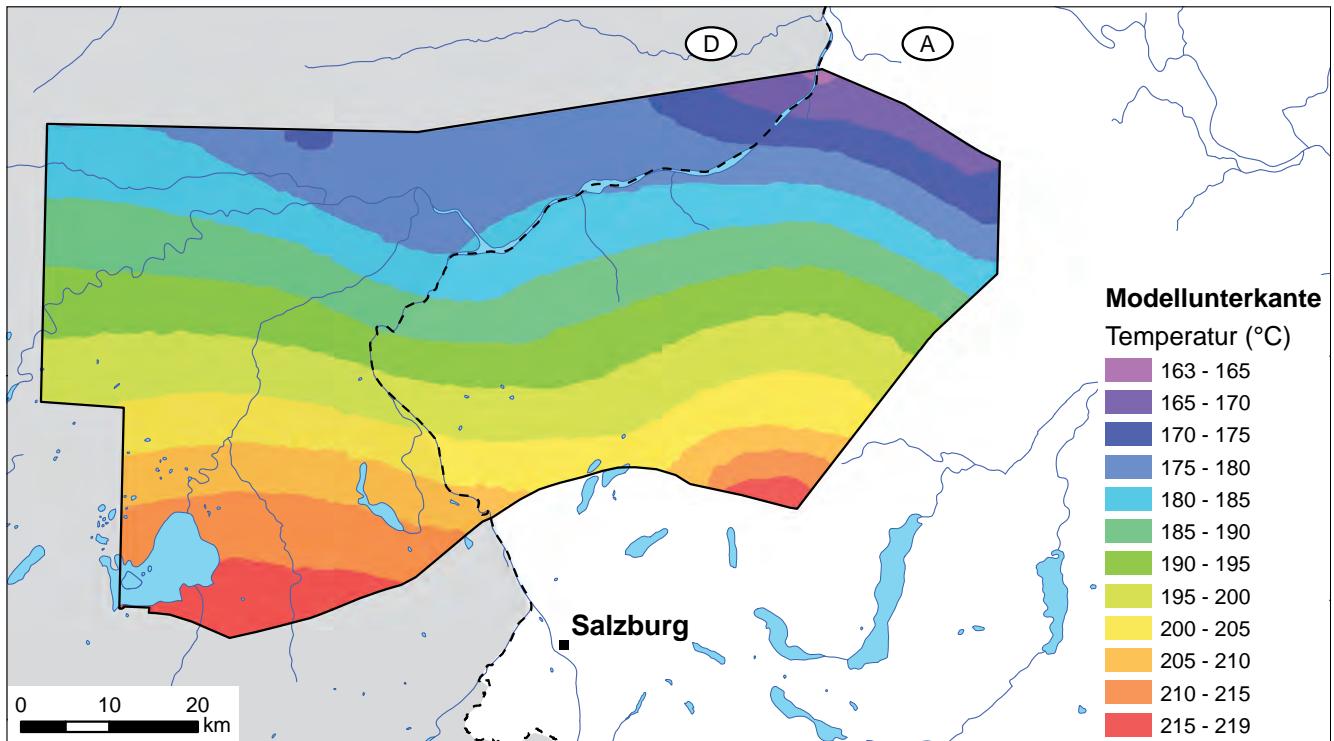


Abb. 36.
Temperaturverteilung an der Unterkante des konduktiven 3D-Temperaturmodells.

Der terrestrische Wärmeeintrag aus dem Untergrund wurde am unteren Rand des Modells ebenfalls mithilfe einer Temperaturverteilung abgebildet. Dazu wurden aus einem sehr großräumigen Temperaturmodell der gesamten Molassezone (PRZYBYCIN et al., 2015) Temperaturen in einer Tiefe von -7.000 m Seehöhe extrahiert (Abb. 36). Laut dem Modell liegen die Temperaturen in dieser Tiefe im Süden des Modellgebiets bei 220° C, im Norden bei 165° C. Im Süden findet ein höherer thermischer Eintrag als im Norden statt.

Den wesentlichsten thermischen Gesteinsparameter für den konduktiven Wärmetransport stellt die effektive Wärmeleitfähigkeit dar. Sie hängt sowohl vom Gestein (Lithologie) als auch von dessen Porosität und Wassersättigung ab und ist eine Funktion der Umgebungstemperatur. Die-

ser Parameter wird für geologische Einheiten selten in situ gemessen und kann je nach Kompaktion und fazieller Unterschiede innerhalb einer Einheit variieren. Die effektive Wärmeleitfähigkeit wurde daher mithilfe einer Parameter-Abschätzung bestimmt. Dazu wurde das Software-Tool FePEST verwendet, das eine grafische Schnittstelle zwischen den Programmen PEST (Parameter Estimation Tool, Fa. Wasy) und FEFLOW darstellt.

Für jede Modelleinheit wurden Wärmeleitfähigkeitswerte für sämtliche darin vorkommenden Lithologien (z.B. Sandstein, Tonstein, Mergel) aus allgemeinen Datensammlungen (VDI Richtlinie 4640) entnommen, nach deren volumetrischen Anteilen gewichtet und anschließend mit Hilfe des geometrischen Mittelwertes für die jeweilige Einheit aufskaliert. Diese Mittelwerte dienten als Startwerte für

Geologische Einheit	Startwert Wärmeleitfähigkeit [W/m/K]	Verwendete Wärmeleitfähigkeit [W/m/K]
Karpatium und höhere Einheiten	2,17	2,83
Ottangium	2,24	1,39
Eggenburgium	2,39	2,23
Egerium	2,31	2,35
Allochthone Molasse	2,32	4,29
Kiscellium	2,32	0,88
Eozän	2,64	4,65
Oberkreide	2,46	1,23
Jura	2,77	1,31
Paläozoikum/Kristallin	3,05	2,86

Tab. 6.
Übersicht über die Startwerte und die für die Modellierung verwendeten Wärmeleitfähigkeiten der geologischen Einheiten.

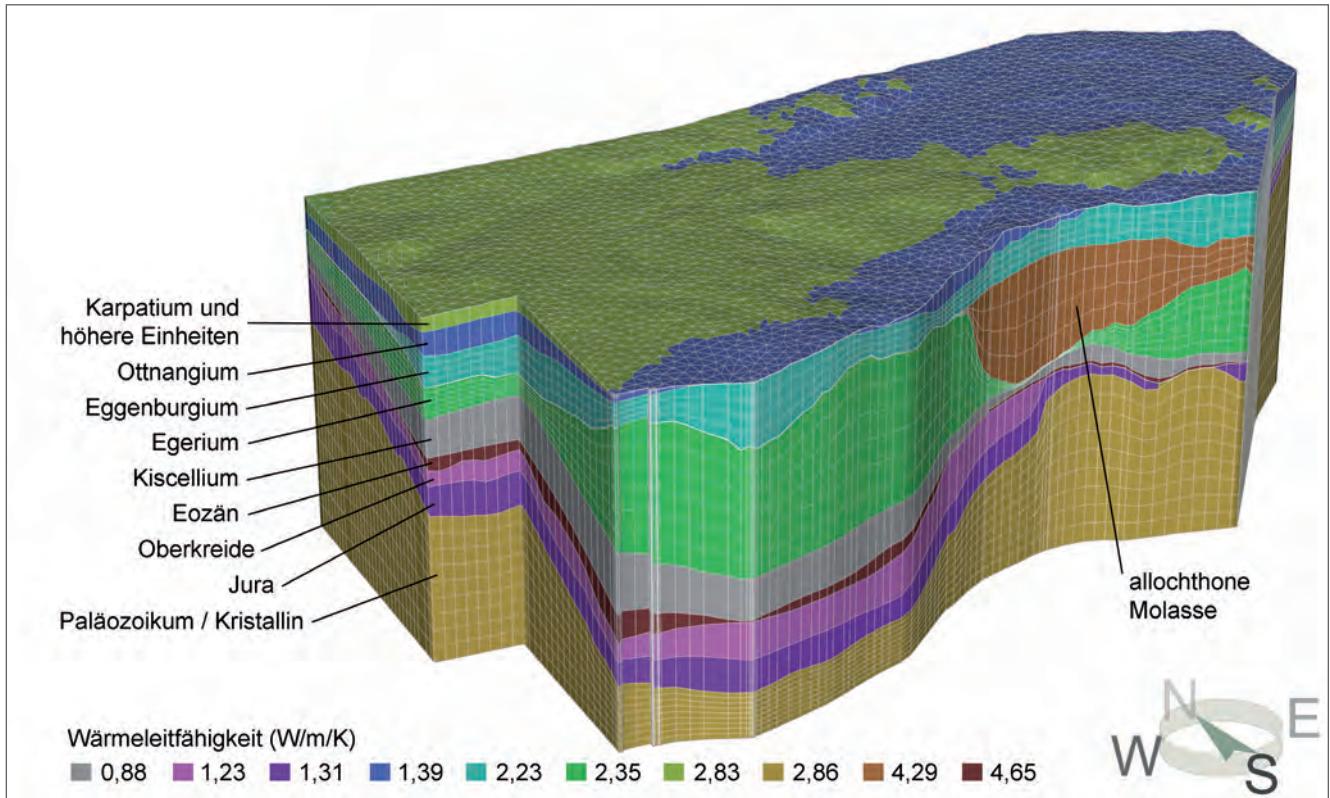


Abb. 37.

Blockbild-Darstellung der geologischen Einheiten, eingefärbt nach den für die Modellierung verwendeten Wärmeleitfähigkeiten.

die Parameter-Abschätzung. Als Rahmenbedingungen für die Abschätzung wurden 281 Temperaturwerte aus der Temperaturdatenbank (Kap. 2.3) verwendet, die in der Nähe von geologischen Grenzflächen (maximale Distanz: +/- 200 m) gemessen wurden. In FePEST wurden die Wärmeleitfähigkeits-Startwerte dann angepasst, bis eine gute Übereinstimmung mit den Temperatur-Messwerten erzielt wurde.

Tabelle 6 gibt einen Überblick über die Startwerte und die durch die Abschätzung erzielten und für die weitere Modellierung (Kap. 4.3) verwendeten Wärmeleitfähigkeiten. Die Unterschiede zwischen den Startwerten und den angepassten Werten ergeben sich im Wesentlichen aus regional variiierenden, nicht konduktiven Wärmetransportphänomenen. Dies gilt vor allem für Bereiche, in denen eine Tiefenwässerzirkulation zu einer Änderung des resultierenden geothermischen Gradienten führt, da die Temperatur zwischen Modellbasis und der Modelloberfläche vorgegeben wurde. Die resultierenden Wärmeleitfähigkeiten sind daher nur als Hilfsparameter der Modellierung anzusehen und entsprechen für einzelne geologische Einheiten nicht dem realen Fall (z.B. Kiscellium oder Jura). Abbildung 37 stellt die Ergebnisse, übertragen auf geologische Einheiten, in einem 3D-Blockbild grafisch dar.

Die in FePEST abgeschätzten Wärmeleitfähigkeitswerte konnten in FEFLOW direkt für die Modellierung verwendet werden. Um ein rein konduktives Modell umzusetzen, wurde die Möglichkeit einer konvektiven Wärmeübertragung durch Grundwasserströmung ausgeschlossen. Die Modellierung erfolgte unter Berücksichtigung der Fourier-Gleichung für konduktiven Wärmetransport und für den stationären Fall.

4.3 Resultierende Temperaturmodelle

Geostatistisches Modell

Auf Grundlage der geothermischen Gradienten wurden im Pilotgebiet Oberösterreich-Bayern Temperaturen in den Tiefen 500 m, 1.000 m, 2.000 m, 3.000 m und 4.500 m unter Gelände sowie auf den geologischen Grenzflächen Oberkante Oberjura und Unterkante Eozän berechnet und für die Darstellung von flächenhaften Temperaturverteilungen interpoliert (Kap. 4.2). Abbildung 38 zeigt beispielhaft die Temperaturverteilung auf der Oberfläche des Oberjuras. Da die geostatistische Modellierung keine geologischen Strukturen berücksichtigte, wurde über die Zentrale Schwellenzone, auf der sich kein Oberjura befindet, hinweg interpoliert (Abb. 38). Auch der vertikale Versatz entlang der Ried-Störung wird in der Temperaturverteilung nicht sichtbar.

Die Temperaturen variieren generell von rund 50° C bis hin zu 150° C. Die regionale Verteilung zeigt dabei einen tendenziellen Temperaturanstieg Richtung Süden, der vor allem mit den nach Süden hin abtauchenden geologischen Schichten und folglich einer größeren Tiefenlage verbunden ist. Der Vergleich über eine Kreuzvalidierung zwischen modellierten Temperaturen und korrigierten Temperaturmessungen an Bohrungen ergab, dass die Residuen in ihren Extrema zwischen circa -55° C und +36° C betragen, wobei 75 % der Residuen innerhalb eines Intervalls von +/- 10° C und 90 % innerhalb eines Intervalls von +/- 15° C liegen. Ein Grund für diese verhältnismäßig großen Residuen liegt in der Unsicherheit der korrigierten BHT-Messwerte. Je nach angewandtem Korrekturverfahren treten Unterschiede bis zu 8° C in den korrigierten Tempera-

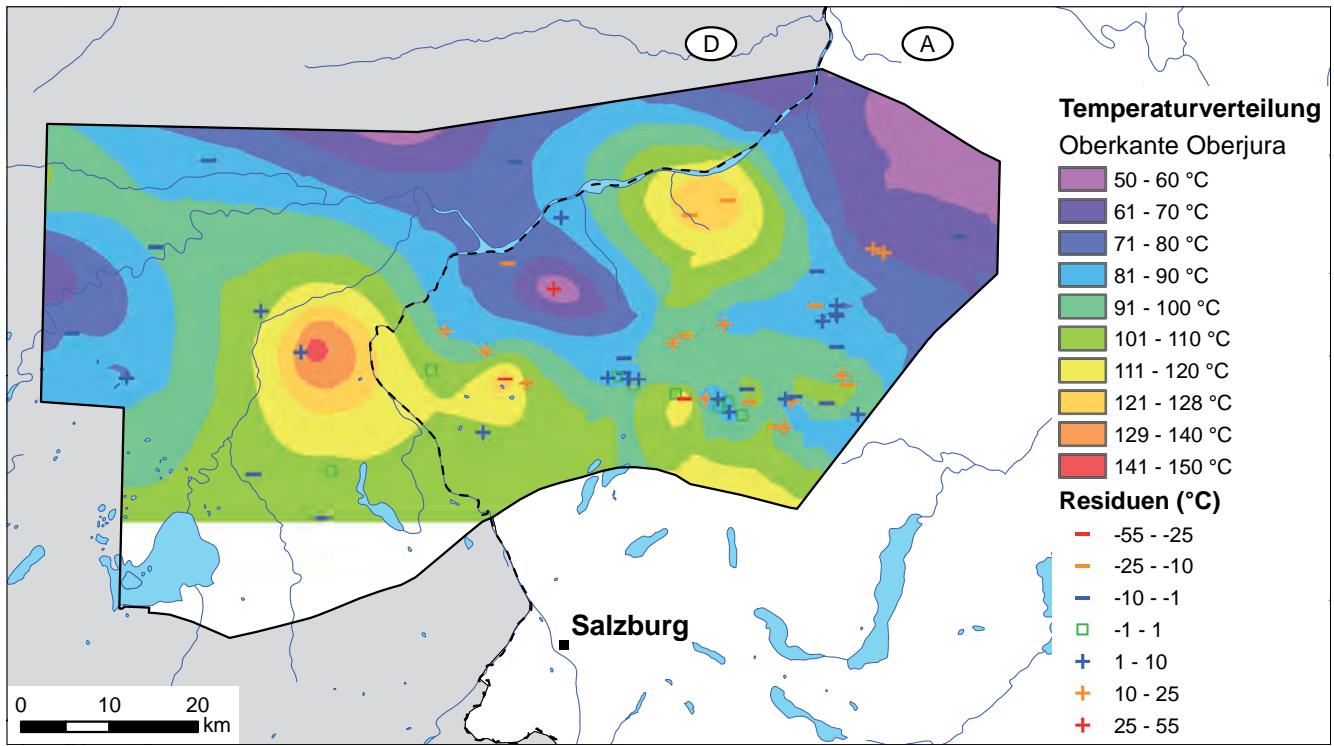


Abb. 38.

Temperaturverteilung und Residuen an der Oberfläche des Oberjuras laut geostatistischem Modell (CASPER & ZOSSEDER, 2015).

turen auf. Die absoluten Abweichungen der korrigierten BHT-Werte zu realen Gebirgstemperaturen sind jedoch noch höher. Ein weiterer Grund für die Abweichungen ist durch die relativ geringe räumliche Datendichte gegeben.

Konduktives Modell

Das konduktive 3D-Temperaturmodell beschreibt die berechnete Temperaturverteilung im Pilotgebiet Oberösterreich-Bayern von der Geländeoberfläche bis in eine Tiefe

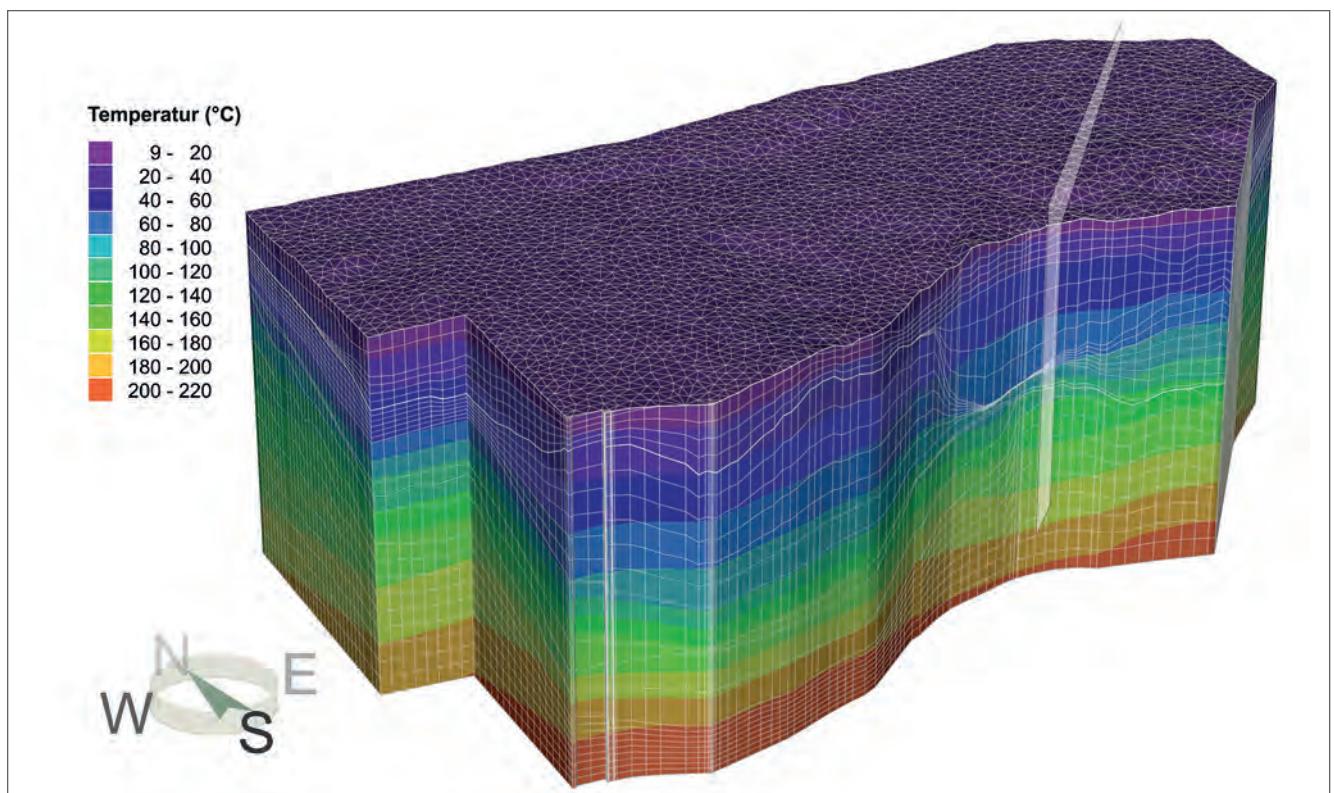


Abb. 39.

Blockbild-Darstellung der Temperaturverteilung des konduktiven 3D-Temperaturmodells und Lage des Profilschnitts von Abbildung 40.

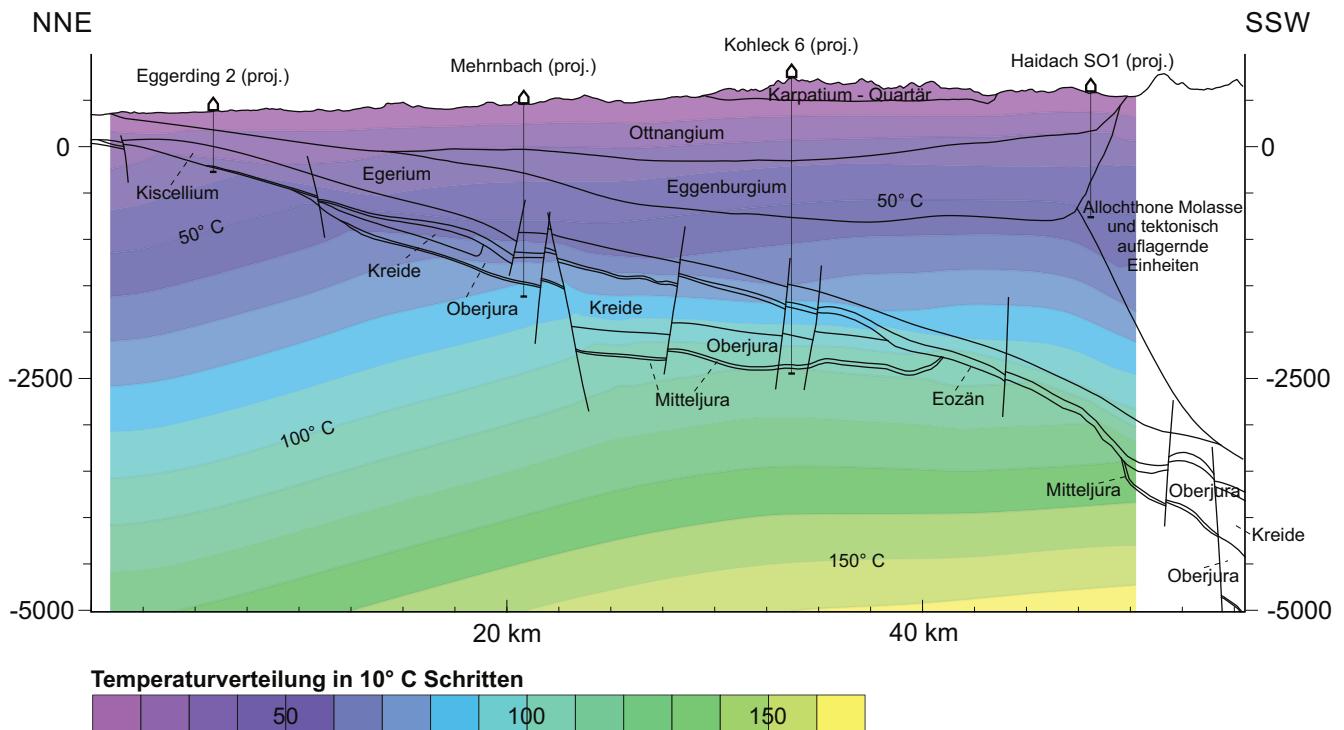


Abb. 40.
Profilschnitt durch das geologische und das konduktive Temperaturmodell (Zur Lage des Schnitts, siehe Abbildung 39).

von -7.000 m Seehöhe (Abb. 39). Die Temperaturen reichen von 9° C an der Oberfläche bis zu 220° C an der Modellunterkante. In Abbildung 39 ist erkennbar, dass die Temperaturverteilung von der Tiefenlage der geologischen Schichten abhängt. Der grüne Bereich bei circa 140° C entspricht beispielsweise dem Übergang von Eozän zu Oberkreide.

Abbildung 40 zeigt die Temperaturverteilung entlang eines geologischen Schnittes, der aus dem geologischen 3D-Modell extrahiert wurde.

Das konduktive 3D-Temperaturmodell diente als Ausgangspunkt für die Erstellung von Temperaturkarten und Karten des geothermischen Potenzials. Die im Modell enthaltenen Temperaturinformationen wurden dazu aus FEFLOW exportiert und in einer GIS-Anwendung nachbearbeitet. Hierbei wurden folgende Kartenserien erstellt:

- Temperaturverteilung beziehungsweise geothermisches Anwendungspotenzial in bestimmten Tiefen (z.B. -1.000 m Seehöhe).
- Tiefenlage bestimmter Isothermenflächen (z.B. 100° C) beziehungsweise bestimmter geothermischer Anwendungspotenziale (z.B. Stromerzeugung).
- Temperaturverteilung auf einer bestimmten geologischen Grenzfläche (z.B. Oberkante Oberjura) (Abb. 42).

Mittels MapViewer auf der GeoMol-Website (<http://maps.geomol.eu>) können die Temperaturkarten für die Tiefen 500 m, 1.000 m, 2.000 m, 3.000 m und 4.000 m unter Gelände sowie die Tiefenlage der Isothermenflächen für die Temperaturbereiche 60° C, 100° C und 120° C abgerufen werden.

Abbildung 41 zeigt beispielhaft die Tiefenlage der Isothermenfläche von 100° C. Dieser Tiefenbereich entspricht etwa der Schwelle zur Stromerzeugung mittels Erdwär-

me. Im oberösterreichisch-bayerischen Pilotgebiet befindet sich der geothermisch günstigste Bereich nördlich der Zentralen Schwellenzone im Raum Ried–Geinberg und deckt sich somit sehr gut mit den bereits vorhandenen energetischen Nutzungen natürlicher Thermalwässer. Hier liegt die 100° C Isotherme in einem Tiefenbereich von circa -2.000 bis -2.200 m Seehöhe. In den nordöstlich und südwestlich angrenzenden Regionen senkt sich die Fläche auf Tiefenbereiche von -3.400 m Seehöhe ab (Abb. 41).

In der Temperaturverteilung entlang der Oberkante des Oberjuras (Abb. 42) ist ein genereller Temperaturanstieg nach Süden bedingt durch das Abfallen der Oberkante zu erkennen. Entlang der Zentralen Schwellenzone, auf welcher das Kristallin nicht von Oberjura-Karbonaten überlagert ist (Kap. 3), wird dieser Trend insbesondere im nördlichen Teil unterbrochen. Im östlichen Teil des Gebietes ist die Oberkante des Oberjuras entlang der Ried-Störung versetzt, woraus ein deutlicher Versatz der Temperaturen resultiert.

Für die Oberkante des Oberjuras wurde die aus dem Modell exportierte Temperaturverteilung in ArcGIS mit korrigierten Temperaturmessungen aus Bohrungen verglichen. Die Residuen zwischen gemessenen und modellierten Temperaturen sind in Abbildung 42 dargestellt. Gebiete mit größeren Abweichungen (Absolutbetrag > 15° C) liegen nordöstlich von Wasserburg am Inn, nordwestlich des Tachinger Sees, südöstlich von Mattighofen und im Gebiet der Thermalbäder des Oberösterreichischen Innviertels zwischen Altheim und Ried im Innkreis.

Da bei der Modellierung eine konvektive Wärmeübertragung durch Grundwasserströmung nicht berücksichtigt wurde, können die Residuen als Indikation eines nicht zu vernachlässigenden konvektiven Anteils des Wärmestroms interpretiert werden. Um sich der tatsächlichen Tempera-

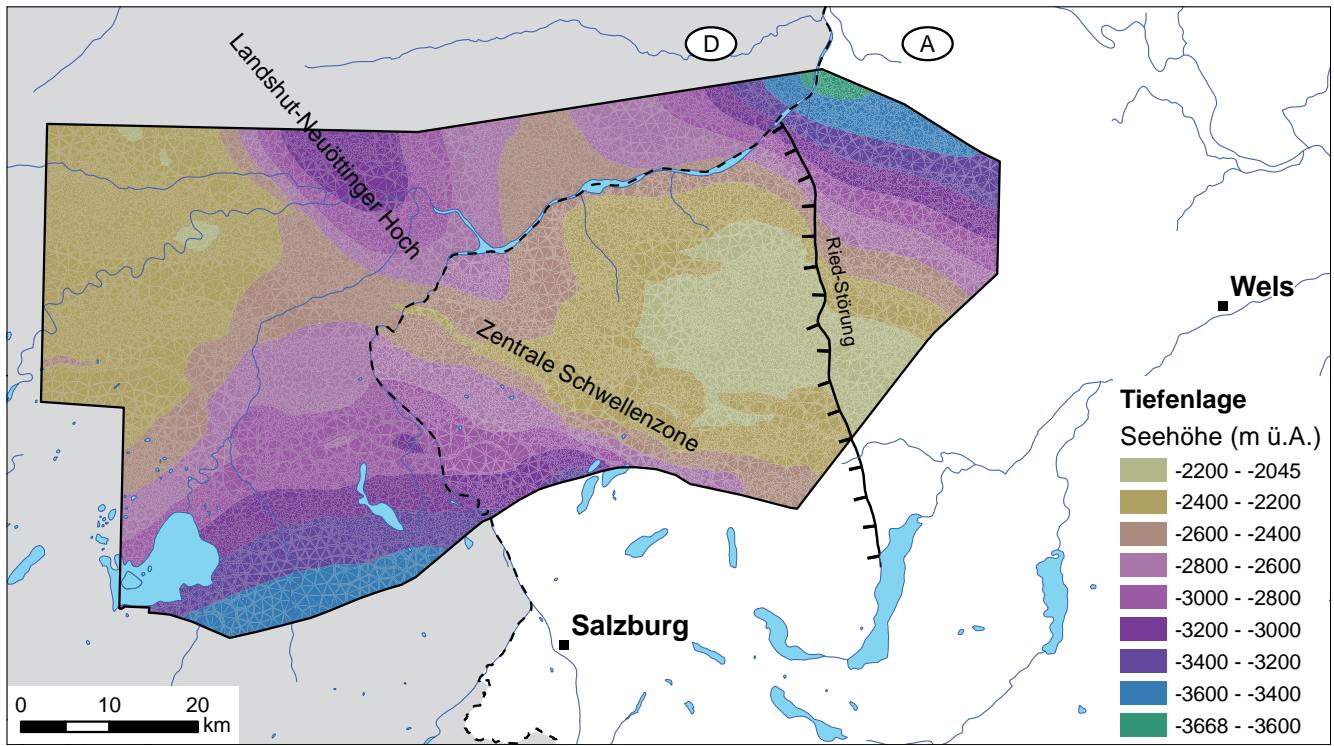


Abb. 41.

Tiefenlage der 100° C Isothermenfläche des konduktiven 3D-Temperaturmodells. Unterhalb dieser Fläche ist eine Stromerzeugung mittels Erdwärme prinzipiell möglich.

turverteilung anzunähern, wurden die korrigierten Temperaturmessungen mit der modellierten Temperaturverteilung in den Gebieten größerer Residuen abgeglichen und hieraus eine korrigierte Temperaturkarte für die Oberkante des Oberjuras erstellt (Abb. 43). Dabei wurden die positiven

und negativen Residuen in ArcGIS mittels Inverse Distance Weighting (IDW) interpoliert und das Ergebnis zu den modellierten Temperaturen addiert. Die korrigierte Karte berücksichtigt somit indirekt den Wärmetransport durch Grundwasser.

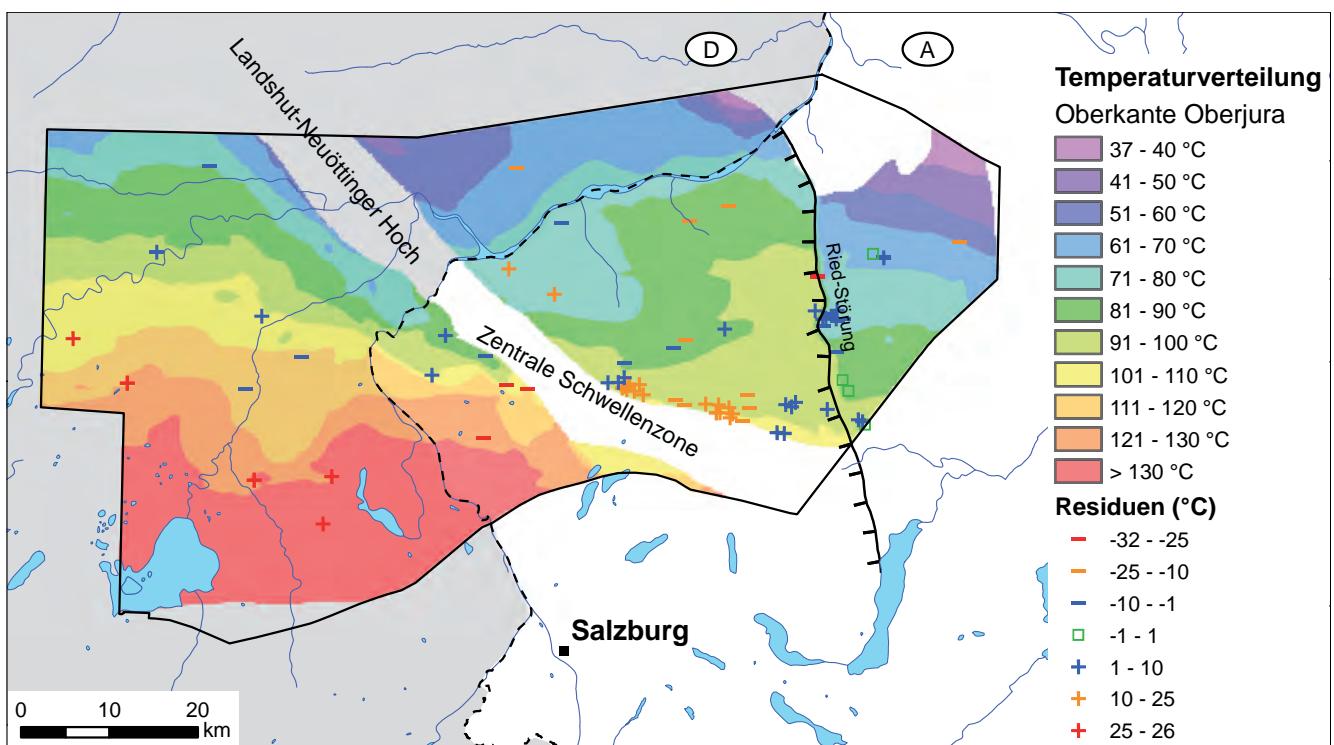


Abb. 42.

Temperaturverteilung an der Oberfläche des Oberjuras gemäß konduktivem 3D-Temperaturmodell und daraus abgeleitete Residuen zu gemessenen Bohrlochtemperaturen.

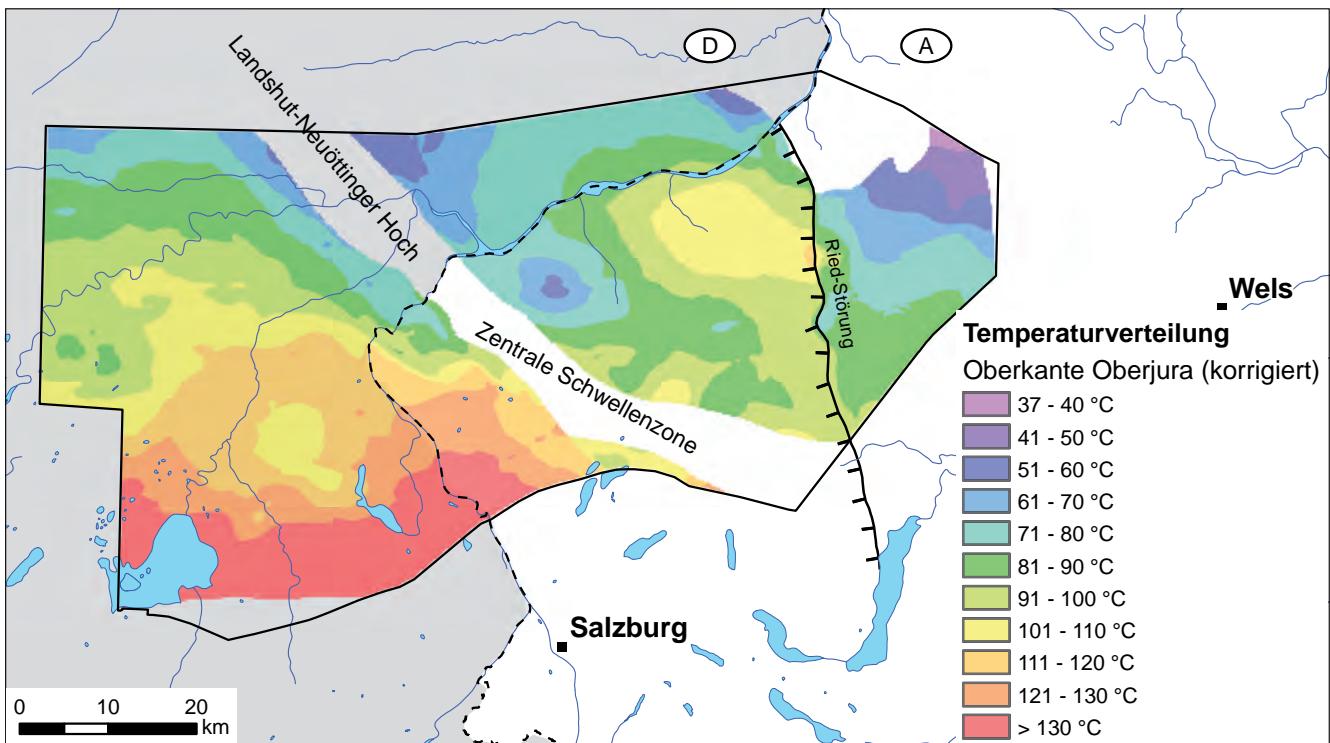


Abb. 43.

Mit korrigierten Temperaturmessungen aus Bohrungen neu berechnete Temperaturverteilung an der Oberfläche des Oberjuras.

Potenzialkarten

Ausgehend von den Temperaturkarten des konduktiven 3D-Temperaturmodells wurden zusätzlich geothermische Potenzialkarten erstellt. Diese visualisieren das mögliche

geothermische Anwendungspotenzial für die jeweilige Tiefe. Dafür wurden die Temperaturverteilungen je nach den für die geothermischen Anwendungen benötigten Temperaturniveaus klassifiziert. Die Temperaturklassen und möglichen geothermischen Anwendungen sind in Tabelle 7

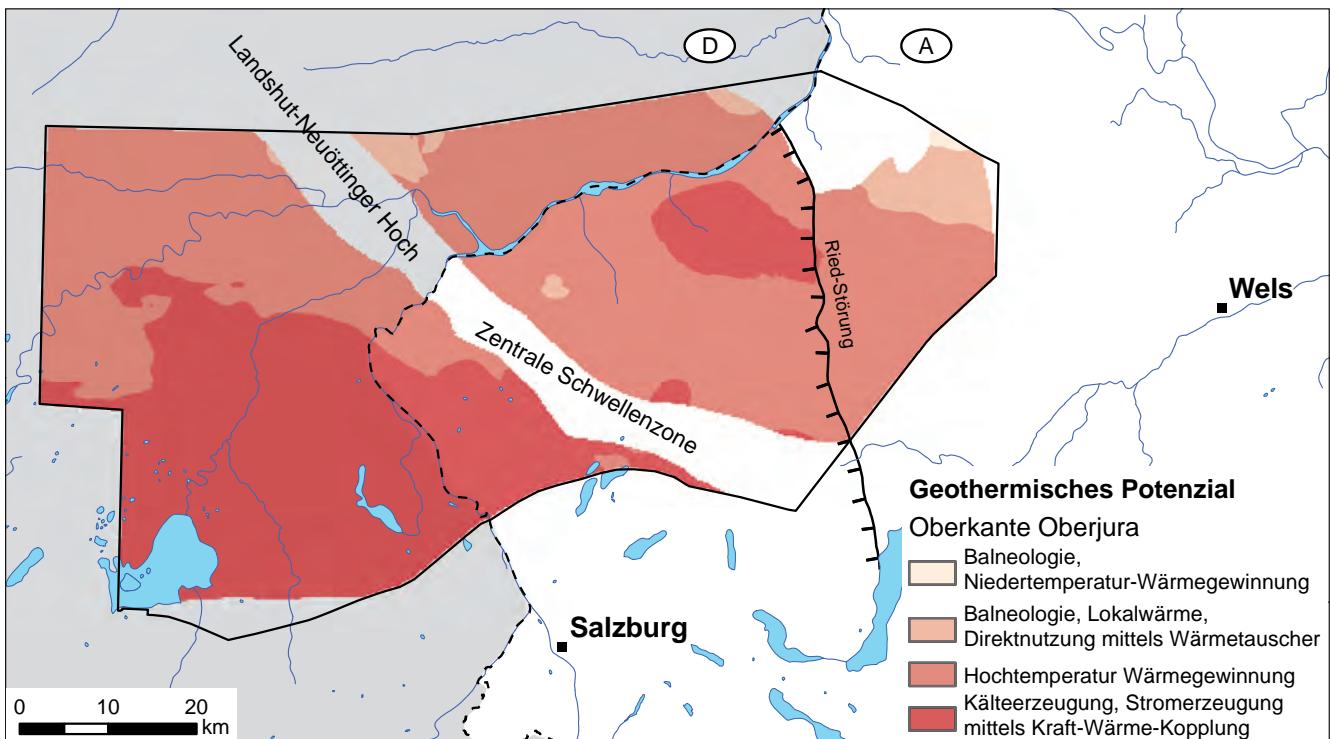


Abb. 44.

Geothermische Potenzialkarte für die Oberkante des Oberjuras.

Temperaturbereich (° C)	geothermisches Anwendungspotenzial
< 40	Balneologie, Niedertemperatur-Wärmegewinnung, Klimatisierung (Wärmepumpen).
40–60	Balneologie, Lokalwärme, landwirtschaftliche Nutzung, Direktnutzung mittels Wärmetauscher.
60–100	Hochtemperatur-Wärmegewinnung (geothermale Fernwärme und industrielle Nutzung).
> 100	Kälteerzeugung (Absorptions-Wärmepumpen), Stromerzeugung mittels Kraft-Wärme-Kopplung (z.B. ORC-Prozess).

Tab. 7.
Klassifizierung der Temperaturen je nach geothermischem Anwendungspotenzial.

aufgelistet. Die geothermischen Potenzialkarten für die Tiefen 500 m, 1.000 m, 2.000 m, 3.000 m und 4.000 m unter Gelände können ebenfalls auf dem Mapviwer der GeoMol-Website abgerufen werden (<http://maps.geomol.eu>). Abbildung 44 zeigt beispielhaft das geothermische Potenzial an der Oberfläche des Oberjuras.

4.4 Einschränkungen der erarbeiteten Temperaturmodelle und mögliche Verbesserungsansätze

Das Temperaturmodell wurde ausschließlich für konduktive Wärmeleitung und für den stationären Fall erstellt. Konvektiver Wärmetransport wurde nicht berücksichtigt. Die zwischen den vorgegebenen Temperaturen an der Oberfläche und an der Basis des Modells berechnete Temperaturverteilung berücksichtigt zudem weder radiogene Wärmequellen in den Gesteinsschichten, noch paläoklimatische Signale der letzten Eiszeiten. Der Einfluss radiogener Wärmequellen auf das Temperaturfeld ist im Bereich sedimentärer Becken allerdings gering und wurde daher vernachlässigt, zumal auch keine Messdaten aus dem Molassebecken vorliegen. Paläoklimatische Einflüsse stellen ein transientes (zeitabhängiges) Signal dar und sind durch eine stationäre Modellierung nicht abbildungbar. Beide Effekte sind jedoch in aggregierter Form in den mittels FePEST angepassten effektiven Wärmeleitfähigkeiten berücksichtigt.

Für zukünftige Verbesserungen des bestehenden regionalen Temperaturmodells werden folgende Maßnahmen empfohlen:

i. Modellparametrierung: Bestimmung thermischer Gesteinseigenschaften

Das gegenwärtig vorliegende Temperaturmodell basiert ausschließlich auf Literaturdaten der Wärmeleitfähigkeit. Die Startwerte aus Literaturquellen wurden mittels einer programminternen Optimierungsroutine des Softwarepaketes FEFLOW (PEST) in effektiv schichtspezifische Wärmeleitfähigkeiten umgewandelt. Eine Validierung der optimierten Kennwerte fand jedoch nicht statt. Zudem wurde die radiogene Wärmeleitung in der stationären Modellierung des konduktiven thermischen Regimes nicht berücksichtigt. Aus diesem Grund ist die Erhebung von thermischen Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit und radiogene Wärmeproduktion) an Gesteinsproben (vorrangig Bohrkerne der Kohlenwasserstoffindustrie) von essentieller Bedeutung für eine zukünftige Verbesserung des numerischen Modells. Da die effektiven Gesteinseigen-

schaften vom Porenraum und der Porenfüllung (Wasser, Gas) abhängig sind, tragen auch tiefenabhängige Porositätsmodelle zu einer deutlichen Verbesserung der Modellparametrierung bei. Dies gilt insbesondere für Lockersedimente, welche von einer Reduktion des Porenraums infolge der tiefenabhängigen Kompaktierung betroffen sind.

ii. Verbesserung des Temperaturdatensatzes

Der für das Projekt GeoMol verwendete Datensatz an gemessenen Formationstemperaturen bestand zum überwiegenden Teil aus BHT-Daten (ca. 92 %). Es standen lediglich 9 DST-Daten, die eine wesentlich bessere Datenqualität als BHT-Daten aufweisen, für die Interpretation und Validierung des numerischen Temperaturmodells zur Verfügung. In den Archiven der Kohlenwasserstoff-Industrie existieren jedoch deutlich mehr DST-Datensätze, die bislang noch nicht veröffentlicht sind. Durch den Miteinbezug dieser Daten kann die Qualität der Validierung und Interpretation des numerischen Temperaturmodells deutlich gesteigert werden.

iii. Numerische Modellierung

In einem nächsten Schritt sollte das stationäre konduktive Modell zu einem transienten konduktiven Modell erweitert werden, um Effekte paläoklimatischer Signale berücksichtigen zu können. Zudem könnte zu Vergleichszwecken als Randbedingung an der Modellbasis an Stelle einer vorgegebenen Temperatur (Neumann-Randbedingung) ein basaler Wärmestrom (Dirichlet-Randbedingung) benutzt werden. Dieser könnte aus Wärmestromanalysen auf Grundlage der zur Verfügung stehenden Temperaturdaten in Tiefbohrungen abgeleitet werden. Durch räumliche Mittlung der jeweils in den Bohrungen bestimmten oberflächennahen Wärmestromdichten könnte das regionale, hauptsächlich konduktiv beeinflusste thermische Regime abgeleitet werden.

Eine gekoppelt thermisch-hydraulische Modellierung könnte abschließend zur Überprüfung hydraulischer Konzepte durchgeführt werden. Hierfür ist jedoch ein Modell der räumlichen Verteilung von hydraulischen Gesteinseigenschaften, Druckverhältnissen sowie des daraus resultierenden Strömungsfeldes (Darcy-Fluss) notwendig.

iv. Interpretation des thermischen Modells

Im Rahmen des Projekts GeoMol beschränkte sich die Interpretation des numerischen Temperaturmodells vorerst auf die Berechnung und qualitative Bewertung von Residuen zwischen gemessenen und modellierten

Formationstemperaturen. Hierauf basierend wurden eine qualitative Bewertung von Arealen mit vermuteter Thermalwasserbeeinflussung sowie eine qualitative Fehlerbewertung durchgeführt. Bei einer weiteren Verdichtung des Datenbestandes durch qualitativ hochwerte DST-Datensätze (siehe Punkt iii.) könnte eine quantitative Bewertung des advektiven Einflusses des Temperaturregimes infolge von Thermalwasserzirkulation erfolgen. Im Rahmen einer Peclet-Analyse (KOHL

et al., 2003) könnte aus der Differenz zwischen dem modellierten, rein konduktiven und dem tatsächlich gemessenen, effektiven Temperatursignal der Anteil des konvektiven Wärmeffusses (vertikale Fluidbewegung) abgeleitet und als vertikale Geschwindigkeitskomponente einer Darcy-Geschwindigkeit ausgegeben werden. Diese Berechnungen könnten zusätzliche Stützstellen für die Konstruktion eines konzeptionellen hydraulischen Thermalwassermodells darstellen.

5 Hydrogeologische Bearbeitung

Im bayerisch-österreichischen Abschnitt des Molassebeckens werden die verkarsteten Karbonatgesteine des Oberjuras aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaften zur hydrothermalen Energieerzeugung herangezogen. Die energetische Nutzung erfolgt in erster Linie für die Bereitstellung von Nah- und Fernwärme, untergeordnet auch zur Stromerzeugung. Sehr große Bedeutung kommt dem Oberjura-Tiefengrundwasserleiter auch bei der balneologischen Anwendung der Thermalwässer zu.

Aufgrund der intensiven Nutzung stellt das Grenzgebiet Oberösterreich-Bayern des grenzübergreifenden Aquifers ein wasserwirtschaftlich sensibles Gebiet dar. Um eine abgestimmte Bewirtschaftung zu gewährleisten, wurden bereits im Jahr 2002 von Bayern und Österreich gemeinsam Schutz- und Nutzungsstrategien sowie Grundsatzpapier zur zwischenstaatlichen Abstimmung von Thermalwassernutzungen durch die Expertengruppe „Thermalwasser“ entwickelt (BÜTTNER et al., 2002). Nutzungskonflikte ergeben sich einerseits zwischen energetischen und balneologischen Nutzungen, aber auch länderübergreifend durch wechselseitige thermische und hydraulische Interaktionen grenznah gelegener Thermalwasserbohrungen. Ge regelt wird das gemeinsame Grundwassermanagement im grenznahen bayerisch-oberösterreichischen Anteil des Molassebeckens durch die ständige Gewässerkommission nach dem Regensburger Vertrag (BÜTTNER & KOLMER, 2012).

Vor diesem Hintergrund wurde im GeoMol-Pilotgebiet Oberösterreich-Bayern ein Fokus auf die Entwicklung eines hydrogeologischen Konzeptmodells gelegt. Die Arbeiten wurden von der Firma Geoteam, Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H. durchgeführt (KRIEGL et al., 2015).

5.1 Ausgangssituation

Im Rahmen des vom Deutschen Bundesministerium für Forschung und Technologie in den Jahren 1984 bis 1989 geförderten Forschungsvorhabens „Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Oberjura-karstes im süddeutschen Molassebecken“ wurden erste Bilanzierungen der hydrothermalen Ressource im Grenzgebiet Oberösterreich-Bayern durchgeführt, welche diesem Bereich des süddeutschen Molassebeckens ein geringes Thermalwasserdargebot attestieren (SCHULER & GÖDECKE, 1999). Das erste Grundwassermodell – ein 2D-Strömungsmodell, das den Bereich des niederbayerischen-oberösterreichischen Molassebeckens grenzübergreifend von Regensburg bis Linz umfasst – wurde in den Jahren 1995 bis 1999 im Auftrag des Österreichischen Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, dem Amt der Oberösterreichischen Landesregierung und dem Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft erstellt und diente zur detaillierten Bilanzierung des Oberjura-Aquifers (HUBER, 1998). Auch in dieser Studie wurde die begrenzte Nutzbarkeit der Thermalwasser-Ressourcen erkannt und festgestellt, dass eine nachhaltige Bewirtschaftung notwendig ist, um die wasserwirtschaftlichen Verhältnisse und damit die Nutzungsmöglichkeiten zu erhalten.

Die thermischen Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel wurden von GOLDBRUNNER et al. (2007) untersucht. Für den Raum Bad Füssing-Obernberg-Reichersberg-Geinberg-Altheim-St. Martin wurde dabei ein numerisches, thermisch-hydraulisches Grundwassermodell erstellt, das die hydrostratigrafischen Einheiten Quartär, Neogen, Paläogen, Oberkreide, Oberjura und Kristallin beinhaltet und diese mit physikalischen Eigenschaften wie Petrografie, Porosität, hydraulische Leitfähigkeit, spezifischem Speicherkoef fizient, Dichte, Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität beschreibt.

Seitdem ergaben die Ergebnisse neuer Thermalwassererschließungen, dass die bisherigen hydrogeologischen Modellansätze zumindest bereichsweise nicht plausibel sind. Im Rahmen einer Defizitanalyse wurden von GOLDBRUNNER et al. (2012) das bestehende 2D-Strömungsmodell überprüft und Gebiete ausgewiesen, in denen die hydraulischen Potenziale von dem Modell nicht korrekt abgebildet werden.

Im Rahmen des Projektes GeoMol wurden nun anhand der Ergebnisse der tektonisch-geologischen 3D-Modellierung (Kap. 3) bohrloch-geophysikalische, geothermische, hydraulische, hydrochemische und isotopenhydrologische Daten von Geothermie-Bohrungen neu interpretiert und ein aktualisiertes hydrogeologisches Konzeptmodell für den Oberjura-Aquifer des österreichischen Anteiles am Pilotgebiet entwickelt. Im Vergleich zu den bisherigen Arbeiten wurde das Untersuchungsgebiet erweitert und erstmals auch der Bereich südlich der Zentralen Schwelzenzone (Wasserburger Senke) abgebildet.

5.2 Methodik

Die verwendeten Daten von Geothermie-Bohrungen sind in Kapitel 2.4 angeführt. Zusätzlich wurden Schichtober- und Schichtunterkanten der modellierten Einheiten sowie Störungsflächen aus dem geologischen 3D-Modell herangezogen. Die aus Gocad exportierten Horizonte wurden in einem ArcGIS-Projekt aufbereitet.

Bei der Interpretation der Seismiklinien (Kap. 2.2) wurden nur große, strukturgeologisch relevante Störungen ausgewiesen. Somit enthält auch das geologische 3D-Modell nur Störungen von regionaler bis überregionaler Bedeutung. Die Anzahl an hydrogeologisch relevanten Störungen ist jedoch größer als im Modell ausgewiesen. Daher wurden im Zuge der hydrogeologischen Bearbeitung zusätzliche Störungen in den Seismiklinien auskartiert. Da die Einfalls- und Streichrichtungen dieser Störungen aus den seismischen 2D-Profilen nicht abgeleitet werden konnten, wurde lediglich die Position der Störungen in Bezug zur Oberkante des Oberjuras in einer Karte eingetragen. Vereinzelt gelang es jedoch, die in den Profilen auskartierten Störungszonen mit den im geologischen Modell ausgewiesenen Störungen zu korrelieren und damit auch deren Streichen zu verifizieren.

Hydrogeologische Relevanz kann spröden Störungszonen entweder in einer erhöhten oder in einer verminderden hy-

draulischen Leitfähigkeit, bis zur Ausbildung einer Barriere, zukommen. Generell ist bei bruchhaften Verformungen von Zonen höherer hydraulischer Permeabilitäten auszugehen. Bei Störungen mit großen Versätzen innerhalb der Wasser führenden Horizonte ist jedoch eine deutliche Reduktion der ansonsten vorherrschenden Transmissivitäten zu erwarten. Bricht der lithologische Kontakt innerhalb des Aquifers vollständig ab, ist die Ausbildung einer hydraulischen Barriere zwischen der jeweiligen tektonischen Hoch- und Tiefscholle wahrscheinlich. Dabei können sich allerdings in beiden Schollen aufgrund der sprödtektonischen Beanspruchung des Gesteinsverbandes parallel zum Streichen der Störung beziehungsweise zur Barriere Zonen mit lateraler Strömung und erhöhter hydraulischer Permeabilität einstellen. Je größer die transpressive Komponente der Störung ist, umso wahrscheinlicher ist die Ausbildung von (sub)parallelen Zonen mit erhöhter Durchlässigkeit.

Aufgrund des Versatzbetrages wurden ausgewiesene Störungen vier Klassen zugeordnet:

- ohne Versatz.
- mit geringem Versatz.
- mit deutlichem Versatz.
- mit großem Versatz und Abreißen des lithologischen Kontaktes innerhalb des Oberjuras.

Anschließend wurde jede Störungszone nach den folgenden drei hydraulischen Eigenschaften klassifiziert:

- durchlässig.
- laterale Strömung möglich.
- hydraulische Barriere.

Störungen, an denen der lithologische Kontakt zwischen grundwasserleitender Schichten besteht, wurden als durchlässig angesehen. Im Falle lithologischen Kontaktverlustes wurden Störungszonen als Barrieren ausgewiesen. Diesen wurde zumindest abschnittsweise eine mögliche laterale Strömung attestiert, wenn dafür hydraulische Indizien bestehen, wie zum Beispiel Bohrungen, die durch Barrieren getrennt sind, sich aber dennoch wechselseitig beeinflussen.

Hydrochemische Analysen von Wasserproben aus dem Oberjura-Aquifer wurden in Piper-Diagrammen analysiert, um Gruppierungen chemisch ähnlicher Wässer zu identifizieren und Rückschlüsse auf Entwicklungstrends oder die Genese der Wässer zu ziehen. Isotopendaten von Wasserproben aus dem Oberjura-Aquifer und stratigrafisch jüngeren Einheiten wurden in Form von $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^2\text{H}$ -Punktdiagrammen dargestellt, um Clusterbildungen, Mischungsvorgänge und Entwicklungstrends zu erkennen.

Mit Hilfe von sogenannten Geothermometern können anhand hydrochemischer Analysedaten Rückschlüsse auf die Temperatur der Umgebung, aus der die Wässer stammen (STOBER & BUCHER, 2012), beziehungsweise auf jene Bereiche mit den höchsten Gesteinstemperaturen, welche die Wässer auf ihren Zirkulationspfaden durchströmten, gezogen werden. Das SiO_2 -Geothermometer nutzt dabei die Abhängigkeit der SiO_2 -Löslichkeit von der Temperatur. Für die Annahme, dass sich aufgrund der langen Verweilzeit der Tiefengrundwässer im Untergrund ein Löslichkeitsgleichgewicht zwischen dem Wasser und den Kontaktmi-

neralien einstellt, existieren Gleichungen zur analytischen Darstellung der Beziehung zwischen Temperatur und SiO_2 -Konzentration. Von den SiO_2 -Modifikationen ist das amorphe SiO_2 am löslichsten, Chalzedon und Quarz sind am schwersten löslich. Bei höheren CO_2 -Konzentrationen sollte das SiO_2 -Geothermometer nicht zur Anwendung gelangen, da in diesen Fällen die SiO_2 -Konzentrationen der Wässer stärker von der Verwitterung als von der Löslichkeit gesteuert werden.

Zur Berechnung der letztprägenden Temperaturen wurden die SiO_2 -Konzentrationen (in mg/kg) aus den hydrochemischen Analysedaten der Thermalwasserbohrungen herangezogen. Für das Mineral Quarz wurde auf die beiden folgenden Gleichungen zurückgegriffen:

FOURNIER (1977)

$$T = \frac{1309}{5,19 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15$$

VERMA (2000)

$$T = \frac{1175,7}{4,88 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15$$

Die Ergebnisse der Geothermometer-Berechnungen für die Thermalwässer des Braunauer Troges im österreichischen Teil des Pilotgebietes wurden den tatsächlichen Aquifer-Temperaturen gegenübergestellt. Dies erlaubt Hinweise auf mögliche Zirkulationstiefen aufsteigender Tieffengrundwässer, beziehungsweise den Nachweis deren Herkunft aus strukturtieferen Einzugsbereichen.

5.3 Ergebnisse

5.3.1 Aquifergeometrie und Störungszonen

Anhand des geologischen 3D-Modells (Kap. 3) ist erkennbar, dass eine großflächige Verbreitung von Oberjura-Karbonatgesteinen auf der Zentralen Schwellenzone nicht gegeben ist (Abb. 45). Südwestlich davon ist die regionale Verbreitung des Oberjuras jedoch bestätigt. Eine hydraulisch leitende Verbindung zwischen der Wasserburger Senke und dem Braunauer Trog über die Zentrale Schwellenzone ist als unwahrscheinlich einzustufen.

Große Sprunghöhen an regional bedeutsamen Bruchzonen – wie zum Beispiel der Ried-Störung und ihrer bayrischen Fortsetzung Pockinger Abbruch – an denen ein Abreißen der Verbindung innerhalb der Oberjura-Karbonate bekannt ist, konnten mithilfe der reflexionsseismischen Profile punktuell validiert werden. Die Profile zeigten jedoch, dass derartig große Versatzbeträge ebenso an lokalen Störungen auftreten und damit auch den Thermalwasserleiter lateral hydraulisch begrenzen beziehungsweise unterbrechen können. Andererseits sind in den Profilen Scherzonen zu erkennen, an denen zwar nur geringe Vertikalversätze zu beobachten sind, was auf den grundsätzlichen Blattverschiebungscharakter der Störungen hinweist, an denen aber intensive sprödtektonische Deformationen zu einer Auflösung des Gesteinsverbandes führten. Derartigen Störungszonen wurde eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit zugeordnet. Es sei aber darauf hingewiesen, dass den hydraulischen Konzepten von Störungszonen zu

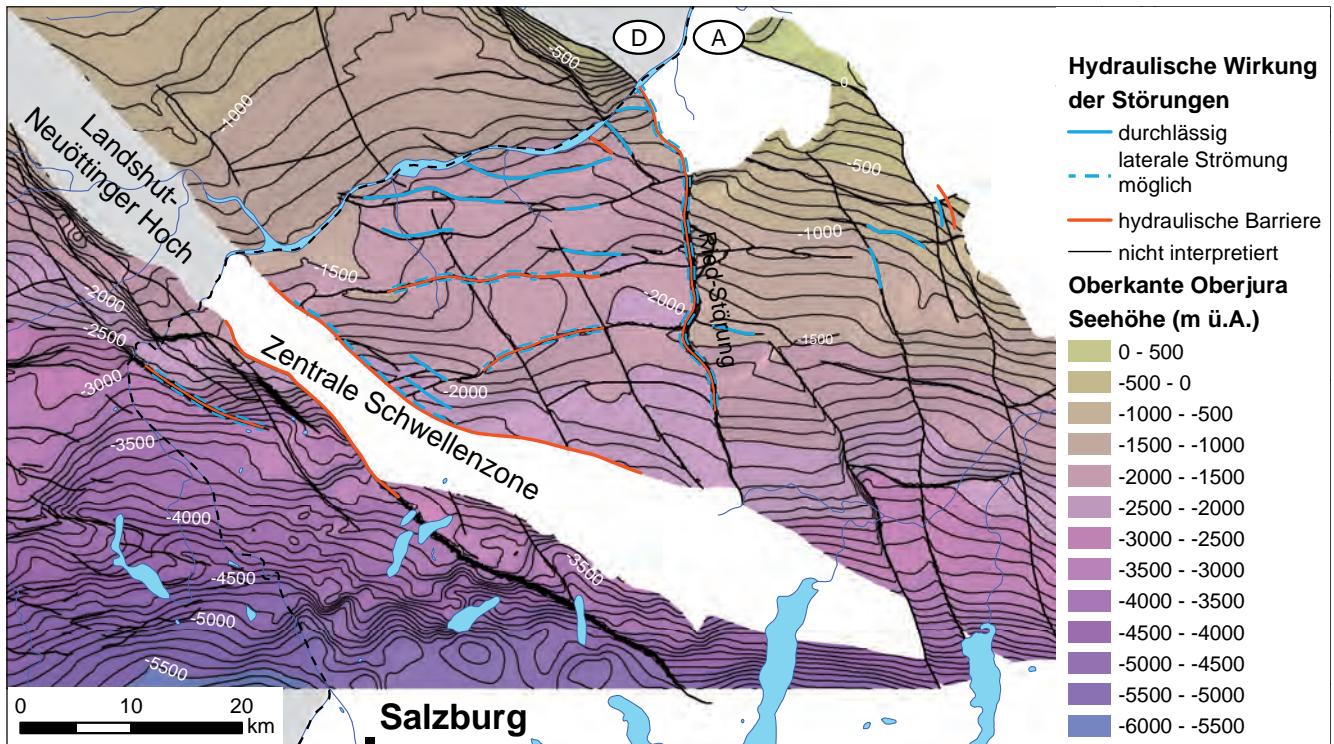


Abb. 45.
Interpretation sprödtektonischer Störungszonen im Hinblick auf ihre hydraulische Wirkung.

Folge (CAINE et al., 1996), in Brüchen durchlässige („Zerrüttungszonen“) meist in Kombination mit undurchlässigen Bereichen („Störungskern“) auftreten.

Als hydraulische Barrieren wurden die Ried-Störung, die Nord- und die Südbegrenzung der Zentralen Schwellenzone, eine parallel zur Schwellenzone verlaufende Störung in der Wasserburger Senke, zwei Ost-West streichende Störungen im Braunauer Trog und eine Störung bei Obernberg identifiziert (Abb. 45). Mit Ausnahme der Südbegrenzung der Zentralen Schwellenzone und der Störung bei Obernberg ist bei all diesen Barrieren zumindest abschnittsweise eine laterale Strömung möglich. Die hydraulische Barriere-Wirkung der Ried-Störung, begründet durch die großen Versatzbeträge, wird auch durch den bisherigen Versuchsbetrieb an der Dublette Mehrnbach bestätigt. Im Süden ist der Versatz entlang der Störung jedoch geringer und es besteht die Möglichkeit, dass hier ein lithologischer Kontakt innerhalb der Oberjura-Karbonate besteht. In diesem Bereich ist daher eine West-Ost gerichtete Thermalwasserströmung möglich.

5.3.2 Hydrochemie und Isotopenhydrologie

Die hydrochemischen Inhalte der Thermalwässer des Oberjura-Aquifers wurden von GOLDBRUNNER (1984, 1988) beschrieben und in ELSTER et al. (2016) veröffentlicht. Die Wässer sind vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid mit einer Summe an gelösten Stoffen um 1 g/l. Einzige Ausnahme bildet eine Wasserprobe aus der Bohrung Obernberg 1, die eine Summe an gelösten Stoffen von circa 3,5 g/l aufweist und einen Natrium-Chlorid-Typ repräsentiert. Dies könnte auf eine Thermalwasser-Komponente aus dem Kristallin hindeuten, welches in dieser Bohrung über eine Strecke von 21 m erschlossen wurde.

Jedoch handelt es sich hier um die Analyse einer einmaligen Wasserprobe aus einem Swabtest aus dem Jahr 1972, bei der außerdem eine Beeinflussung durch die Spülung nicht ausgeschlossen werden kann. Seither ist kein weiteres Analyseergebnis bekannt, welches den hydrochemischen Charakter bestätigen könnte.

Die Wässer sind sich hydrochemisch sehr ähnlich und zeigen einen meteorischen Charakter. Abbildung 46 stellt die chemische Zusammensetzung der Thermalwässer des Oberjura-Aquifers im österreichischen Teil des Pilotgebiets in Form eines Piper-Diagrammes dar. Die Daten sind eng gruppiert, wobei die Wasserprobe aus der Bohrung Obernberg 1 aufgrund des hohen Chloridgehaltes ausreißt. Eindeutige Entwicklungstrends, welche die Genese der Wässer belegen, lassen sich für die bisherigen Daten weder aus dem Kationen-, noch aus dem Anionen-Dreieck ablesen. Im Rahmen des Projektes GeoMol konnten keine neuen hydrochemischen Daten und somit auch keine neuen Erkenntnisse gewonnen werden.

Aus den Arbeiten von GOLDBRUNNER (1988) und ELSTER et al. (2016) liegen neben hydrochemischen Daten auch Gasanalysen vor. Diese zeigen, dass Methan nahezu in jeder Bohrung die Gaszusammensetzung dominiert und zwar unabhängig von der tektonischen beziehungsweise hydrogeologischen Position der Bohrung. Die Methan-Gehalte liegen zwischen 52 Vol. % in Geinberg Th 2 (Oberjura) und 74 Vol. % in Reichersberg 2 (Oberjura), beziehungsweise 89 Vol. % in Obernberg Th 1 (Oberkreide).

Ebenso existieren in GOLDBRUNNER (1988) und ELSTER et al. (2016) Isotopen-Daten zu manchen Bohrungen, im Wesentlichen $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ und ${}^3\text{H}$, untergeordnet auch weitere Spezies wie $\delta^{13}\text{C}$, ${}^{14}\text{C}$, ${}^3\text{He}$ und ${}^4\text{He}$. Die $\delta^{18}\text{O}$ - / $\delta^2\text{H}$ -Werte liegen zwar etwas unterhalb der meteorischen Linie (Global meteoric water line – GMWL, Abb. 47), grundsätzlich

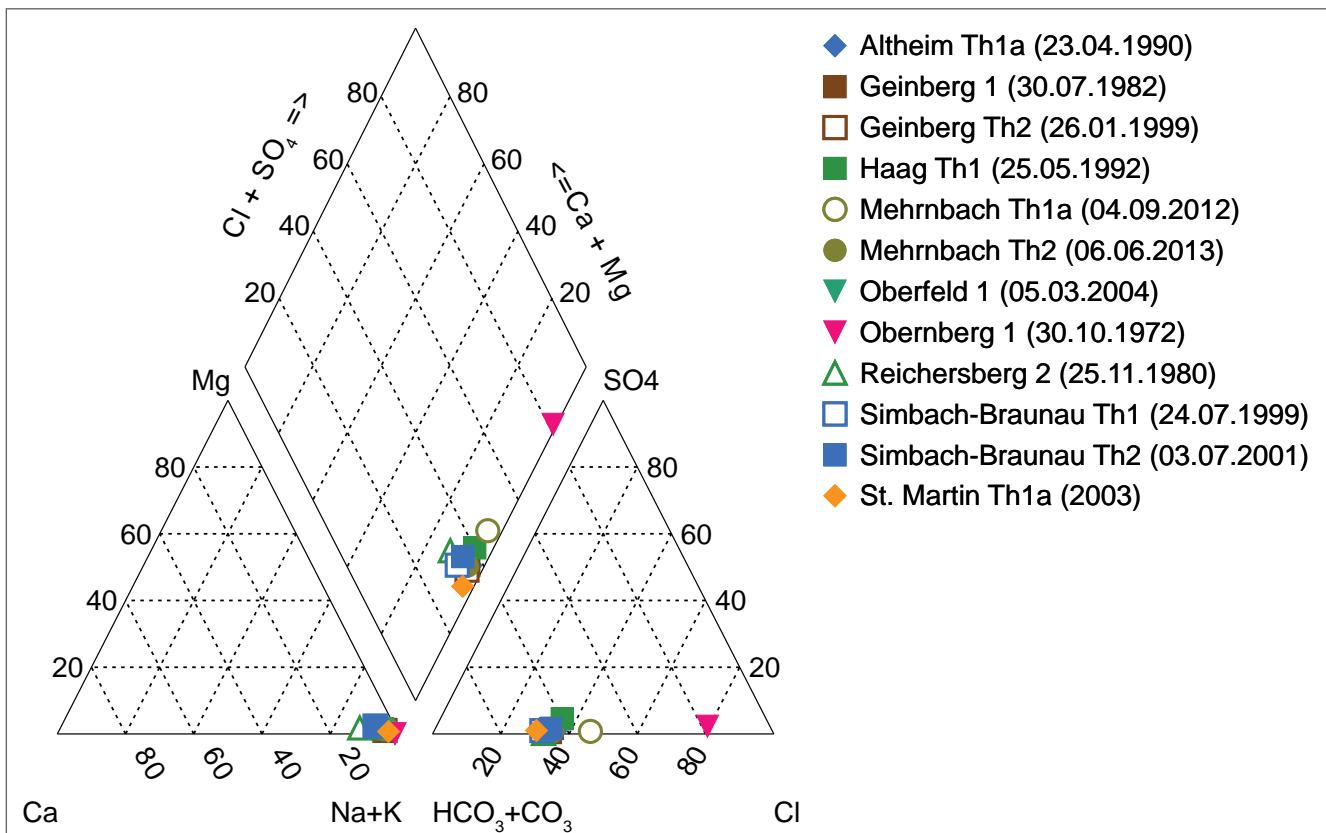


Abb. 46.
Piper-Diagramm der chemischen Zusammensetzung der Thermalwässer des Oberjura-Aquifers im österreichischen Teil des Pilotgebietes.

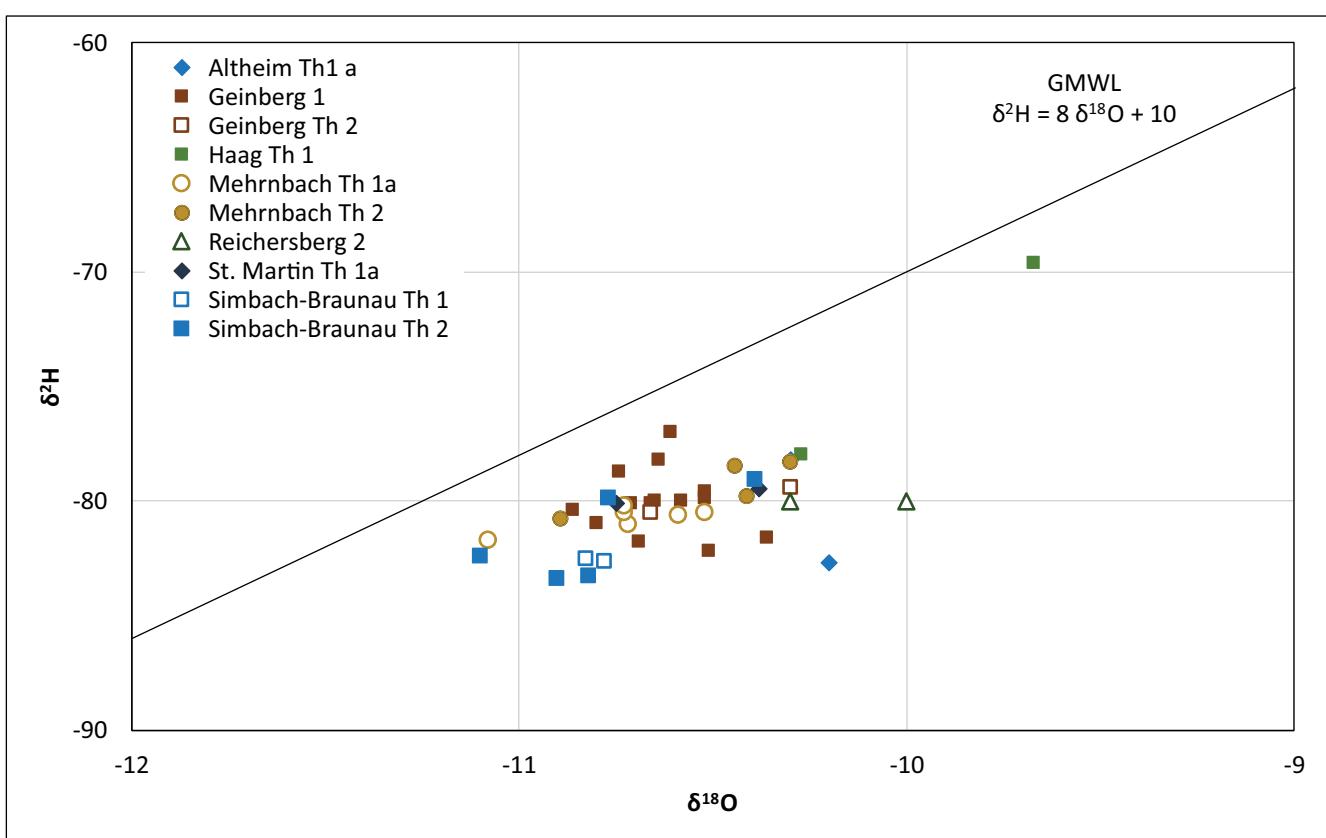


Abb. 47.
δ¹⁸O- / δ²H-Werte der Thermalwässer des Oberjura-Aquifers im österreichischen Teil des Pilotgebietes.

ist aber von einem meteorischen Charakter der erschlossenen Thermalwässer auszugehen. Aufgrund der Clusterbildung lassen sich keine Entwicklungstrends in der Genese der Wässer ableiten.

Im Vergleich mit Tiefengrundwässern hangender stratigraphischer Einheiten unterscheiden sich die Wässer des Oberjura-Aquifers in ihrer Isotopensignatur sehr deutlich von Wässern aus der Oberkreide, dem Eozän, dem Kiscellium, dem Egerium und dem Eggenburgium (Abb. 48). Dabei weisen die Isotopenwerte der Oberkreide-Wässer die höchste Variabilität auf. Dies ist wahrscheinlich auf die jeweilige geologisch-tektonische Position dieser Gruppe und dem damit verbundenen hydraulischen Kontakt mit anderen hydrostratigrafischen Einheiten zurückzuführen. So ist zum Beispiel zu erwarten, dass an Störungen, an denen Oberkreide gegen Oberjura versetzt ist, die permeablen Zonen der Oberkreide mit dem Oberjura in hydraulischem Kontakt stehen und die Wässer der Oberkreide dadurch eine isotopenhydrologische Überprägung durch die Oberjura-Wässer erfahren.

Südlich der Zentralen Schwellenzone (Wasserburger Senke) liegen auf österreichischem Gebiet für den Oberjura-Aquifer weder Chemie- noch Isotopen-Daten vor. Da in diesem Raum bisher keine Thermalwasser- oder Geothermiebohrungen abgeteuft wurden und auch von Kohlenwasserstoff-Bohrungen keine Daten vorlagen, konnte der Kenntnisstand hinsichtlich der Grundwasser-Beschaffenheit für diesen Teil des Pilotgebietes nicht verbessert werden. Auf bayerischer Seite existieren im östlichen Teil der Wasserburger Senke jedoch drei Geothermie-Anlagen bei

Waldkraiburg, Kirchweidach und Traunreut. Wie nördlich der Zentralen Schwellenzone weisen die dort erschlossenen Oberjura-Wässer eine geringe Mineralisierung (< 1 g/l) auf, was gemeinsam mit Isotopendaten auf den meteorischen Ursprung der Thermalwässer hinweist (GOLDBRUNNER et al., 2012).

5.3.3 Geothermometer

Die Quarz-Geothermometer-Berechnungen zeigen bei einigen Bohrungen, dass wärmere Wässer aus tiefer liegenden Schichten in den Karst-Grundwasserleiter zutreten. Die berechneten Temperaturen liegen meist deutlich über den in den Bohrungen gemessenen Werten. Sowohl nördlich (Braunauer Trog) als auch südlich (Wasserburger Senke) der Zentralen Schwellenzone ist nach den Geothermometer-Berechnungen von maximalen Thermalwassertemperaturen von rund 140° C auszugehen.

Im Einzelnen sind die Ergebnisse der für Quarz berechneten Geothermometer der oberösterreichischen Thermalwässer in Tabelle 8 aufgelistet. Die Geothermometer der Dubletten Geinberg und Altheim weisen mit Temperaturen von mindestens 120° C (FOURNIER, 1977) beziehungsweise 115° C (VERMA, 2000) auf größere Verweiltiefen in Richtung Beckenzentrum hin. Dies trifft auch auf das Wasser der Geothermiebohrung Haag Th 1 zu, deren Quarz-Geothermometer-Temperaturen – zumindest nach den Analysen aus dem Jahr 1992 – deutlich über 130° C liegen. Auch hier ist der Aufstieg von Thermalwässern aus größeren Beckentiefen im Süden nach dem hydrogeologischen Konzeptmodell plausibel.

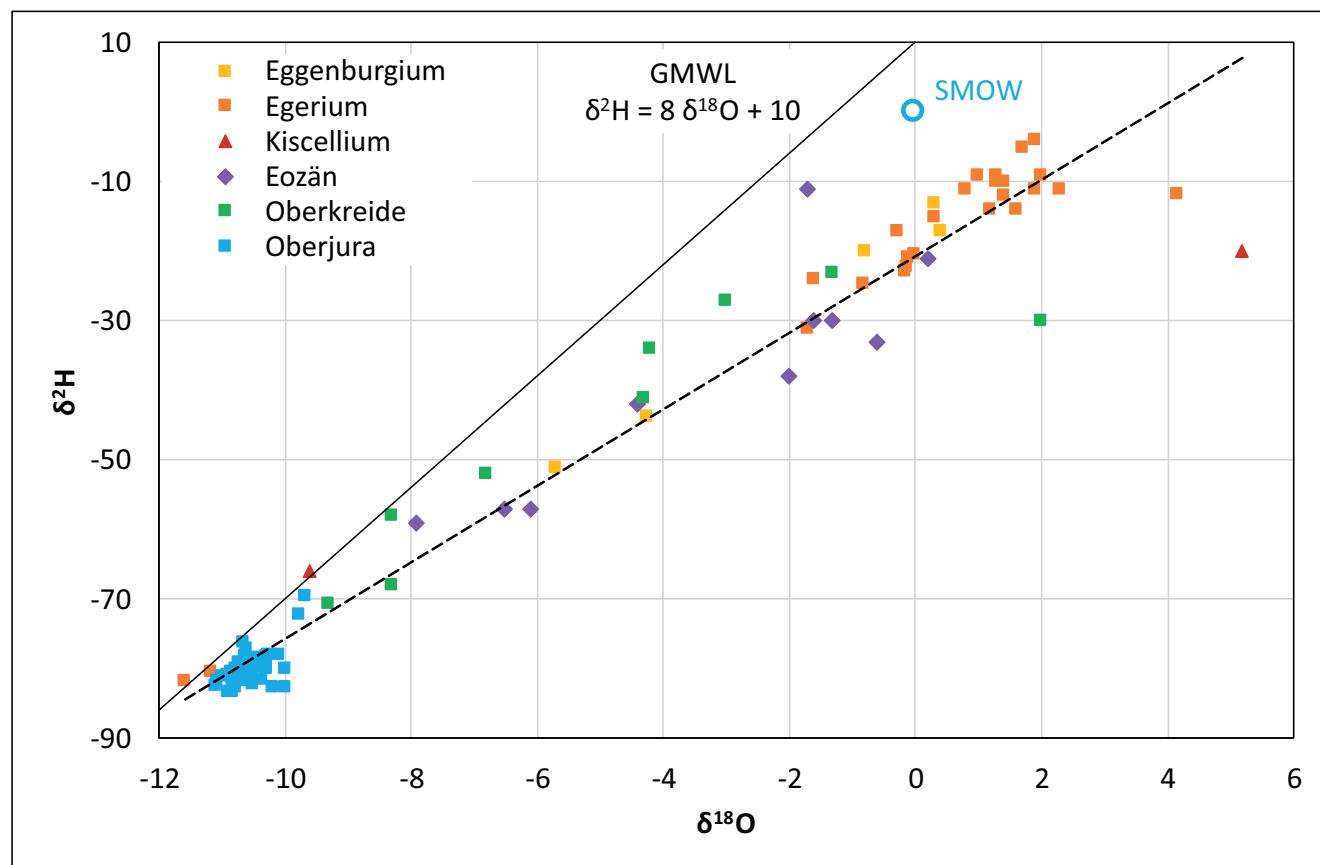


Abb. 48. $\delta^{18\text{O}}$ - / $\delta^{2\text{H}}$ -Werte von Tiefengrundwässern des Oberjuras, der Oberkreide, des Eozäns, des Kiscelliums, des Egeriums und des Eggenburgiums.

		Datum der Probenahme	Temperatur-Messung (Top)-Aquifer (°C)	Temperatur-Berechnung nach FOURNIER (1977) (°C)	Temperatur-Berechnung nach VERMA (2000) (°C)
Altheim Th 1a	1) 1)	30.03.1990 08.05.1990 11.09.1998	108	120,15 99,92	116,38 94,41
Geinberg 1	1) 1)	14.12.1979 20.02.1981 11.09.1998	106	122,00 125,10	118,40 121,80
Geinberg Th 2	1) 1)	26.01.1999 2010 17.09.2014	107	118,59 107,77	114,68 102,90
Haag Th 1	1) 1) 1) 1) 1)	25.05.1992 11.09.1992 03.11.2005 29.04.2009 2010	95	136,77 141,79 103,24 108,68	134,61 140,15 97,99 103,89
Mehrnbach Th 1a	2) 2)	04.09.2012 20.09.2012 27.09.2012 26.10.2012	107	90,01 131,30 122,09	83,72 128,60 118,50
Mehrnbach Th 2	2)	20.09.2012 06.06.2013 29.04.2014	86	112,15 125,52	107,67 122,25
Obernberg 1	3)	30.10.1972 07.08.1986	79	71,07	63,45
Reichersberg 2	1) 1)	25.11.1980 20.04.1982 07.08.1986	78	78,24 97,28	71,10 91,55
Simbach-Braunau Th 1	1)	31.08.1999 09.09.1999	78	88,19	81,76
Simbach-Braunau Th 2	1) 1) 1)	09.11.1999 03.07.2001 04.12.2007 18.09.2012	83	96,58 94,99 87,28	90,79 89,08 80,79
St. Martin Th 1a	1)	2006 22.12.2000	96	97,43	91,71

Tab. 8.

SiO₂-Geothermometer-Berechnungen (Quarz) für die Thermalwässer des Braunauer Troges im österreichischen Teil des Pilotgebietes. 1) SiO₂ aus H₂SiO₃ berechnet,
2) SiO₂ aus Si berechnet, 3) SiO₂ aus SiO₃ berechnet.

Die Bohrung Mehrnbach Th 1a mit ihrem Landefeld auf der Tiefscholle der Ried-Störung zeigt nach den Geothermometer-Berechnungen Temperaturen von 120 bis 130° C. Der erste Wert in Tabelle 8 dürfte noch durch die Bohrspülung beeinflusst sein. Die relativ hohen Thermometer-Temperaturen weisen auf einen Aufenthalt der Wässer in größeren Beckentiefen im Süden hin. Auch bei der auf der Hochscholle gelegenen Bohrung Mehrnbach Th 2 deuten die Geothermometer-Berechnungen mit 110 bis 125° C eine Herkunft aus strukturtieferen Einzugsbereichen hin.

Von der Bohrung Obernberg 1 liegt nur eine einzige hydrochemische Analyse aus dem Jahr 1972 vor. Die errechnete Geothermometer-Temperatur liegt mit 70° C unter der mit 79° C gemessenen Temperatur im Aquifer. Ähnlich wie bei der hydrochemischen Zusammensetzung des Thermalwassers ist dies ein möglicher Hinweis auf den Ein-

fluss der Spülung und/oder diffus zuströmender, kälterer Wässer in der offenen Bohrlochstrecke des Kristallins der Böhmisches Masse bedingt durch die Nähe der Bohrung zur Ried-Störung.

Ähnlich wie die Bohrung Obernberg 1 weist die Bohrung Reichersberg 2 eine nahe Position zur Ried-Störung auf. Auch hier ist die aktuellste Analyse älter als 30 Jahre. Die errechneten Geothermometer-Temperaturen liegen zwischen 70 und 100° C. Die höheren Temperaturen geben einen Hinweis auf den Aufstieg von Wässern aus größeren Tiefen. Die berechneten Temperaturen erreichen jedoch nicht die für die Tiefscholle typisch hohen Temperaturen von 120° C. Somit ist für die Bohrung Reichersberg 2 nicht auszuschließen, dass eine Recharge-Komponente des Thermalwassers aus den Kristallinarealen der Hochscholle der Ried-Störung stammt.

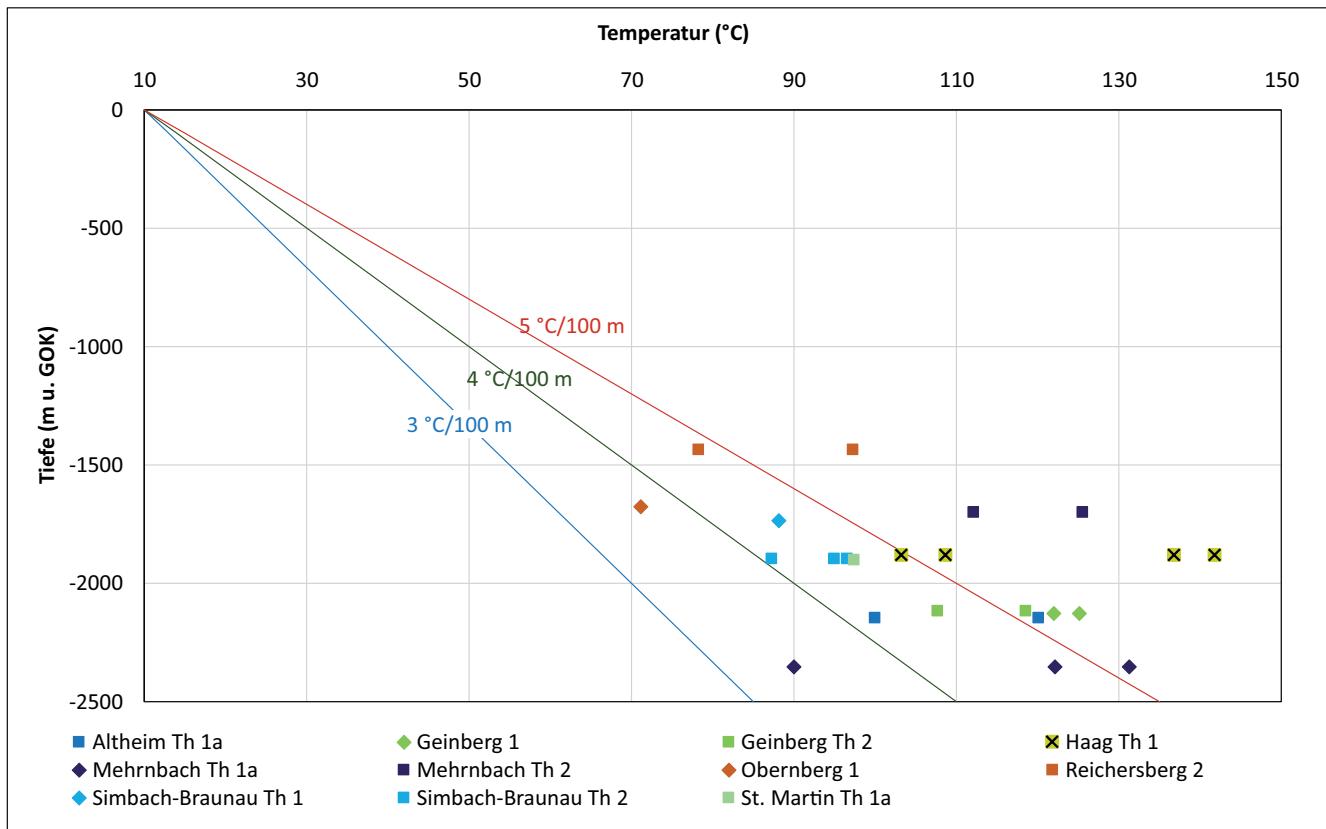


Abb. 49.
Quarz-Geothermometer-Temperaturen nach FOURNIER (1977) aufgetragen gegen Aquifer-Tiefen (Oberkante Oberjura).

In der Dublette Simbach-Braunau entsprechen die SiO_2 -Temperaturen ungefähr den tatsächlichen Temperaturen im Aquifer. Somit ist kein signifikanter Zustrom aus größeren Tiefen gegeben, was aufgrund des strukturgleichen oder -höheren Einzugsgebietes auch zu erwarten ist.

Für die Geothermiebohrung St. Martin Th 1a wurde eine Top-Aquifer-Temperatur von 96° C ermittelt. Die Geothermometer-Berechnung (eine Analyse) ergab ungefähr diesen Temperaturwert. Aufgrund des strukturell tiefer gelegenen Einzugsgebietes sind analog zur Bohrung Mehrnbach Th 1a jedoch höhere Geothermometer-Temperaturen zu erwarten. Ohne einen einzelnen Wert zu überbe-

werten, könnte dies als Hinweis auf den Zustrom von kühleren Wässern aus dem im Norden gelegenen Kristallin der Böhmisches Masse interpretiert werden.

In Abbildung 49 werden die berechneten Quarz-Geothermometer-Temperaturen gegen die Aquifer-Tiefen (Oberkante des Oberjuras) geplottet. Zusätzlich werden in Abbildung 49 die Temperatur-Tiefenprofile für Gradienten von $3, 4$ und $5\text{ °C}/100\text{ m}$ angegeben. Die Gradienten bezüglich der Oberkante des Oberjuras liegen zwischen $3,1$ und $4,6\text{ °C}/100\text{ m}$ (Kap. 4). Die Geothermometer-Temperaturen plotten teilweise weit über den laut Gradienten anzunehmenden Werten, was durch den Aufstieg der Thermalwässer aus größeren Tiefen zu erklären ist.

6 Geopotenzielle im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern

Der tiefe Untergrund des nördlichen Alpenvorlandes im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern bietet Potenziale im Hinblick auf die energetische und balneologische Nutzung von Thermalwässern, die Nutzung von trinkbaren Tiefengrundwässern, die Gewinnung von Erdöl und Erdgas sowie die Speicherung von Erdgas oder Kohlenstoffdioxid (CO_2). Die Nutzung tiefer Geothermie ist auf das Karst-Grundwassersystem des Oberjuras fokussiert (GOLDBRUNNER et al., 2007; ELSTER et al., 2016; GEOMOL TEAM, 2015: Abb. 2.3–3; LIAG, 2016), trinkbare Tiefengrundwässer kommen in meist artesisch gespannten Aquiferen innerhalb von Sanden des Ottangiums und des Egeriums vor (SCHUBERT, 2015). Erdgasvorkommen existieren im Eggenburgium und Egerium, Erdölvorkommen im Eozän und in der Oberkreide (HINSCH, 2013). Speicherung von Erdgas findet sowohl in der autochthonen als auch in der allochthonen Molasse in ehemaligen Erdgasfeldern statt (RAG, 2015; LBEG, 2014). Obwohl Potenziale für CO_2 -Speicherung im Pilotgebiet gegeben sind (SCHARF & CLEMENS, 2006; WELKENHUYSEN et al., in press), werden diese derzeit nicht genutzt.

6.1 Bestehende Nutzungen im Pilotgebiet

Thermalwässer

Abbildung 50 zeigt die Lage der Thermalwassernutzungen im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern, zusammengestellt für die österreichische Seite aus ELSTER et al. (2016), für die bayerische Seite aus dem Informationsportal Tiefe Geothermie (www.tiefegeothermie.de/projektgebiet/

molassebecken) und dem Geothermischen Informationssystem (www.geotis.de). Sämtliche 12 Anlagen beziehen Thermalwässer aus dem Oberjura, teilweise auch aus der Oberkreide oder dem Kristallin (Tab. 9). Zwei Anlagen werden zur Stromerzeugung genutzt, eine dritte ist im Ausbau. Zwei Anlagen dienen ausschließlich für balneologische Zwecke, zehn Anlagen zur Wärmegewinnung.

In Tabelle 9 sind die mittleren Auslauftemperaturen der Thermalwasseranlagen angeführt. Die für balneologische Zwecke errichteten Anlagen nutzen Wässer mit Temperaturen von 35°C bis 60°C , bei Anlagen zur Wärmegewinnung liegen die Temperaturen zwischen 80°C und 110°C , Strom wird bei Temperaturen von 100°C bis 130°C erzeugt. Die Gesamtmineralisation liegt nördlich der Zentralen Schwellenzone beziehungsweise dem Landschut–Neuöttinger Hoch über 1.000 mg/l , südlich davon betragen die Werte 550 bis 690 mg/l .

Trinkbare Tiefengrundwässer

Auf österreichischer Seite treten im Inn- und Hausruckviertel zahlreiche, meist artesische gespannte Vorkommen trinkbarer Tiefengrundwässer auf (Abb. 51) (SCHUBERT, 2015). Die wichtigsten Wasser führenden Sedimente umfassen laut HEISS et al. (2005) Sande in der Mehrnbach-, Reith- und Atzbach-Formation (Ottangium) und Sande der Linz-Formation (Egerium), die jeweils von mächtigen, feinkörnigen Sedimenten („Schlier“) überlagert werden, beziehungsweise sich mit diesen verzahnen. Lokal kommen aber auch in Sanden der Treubach-Formation oder

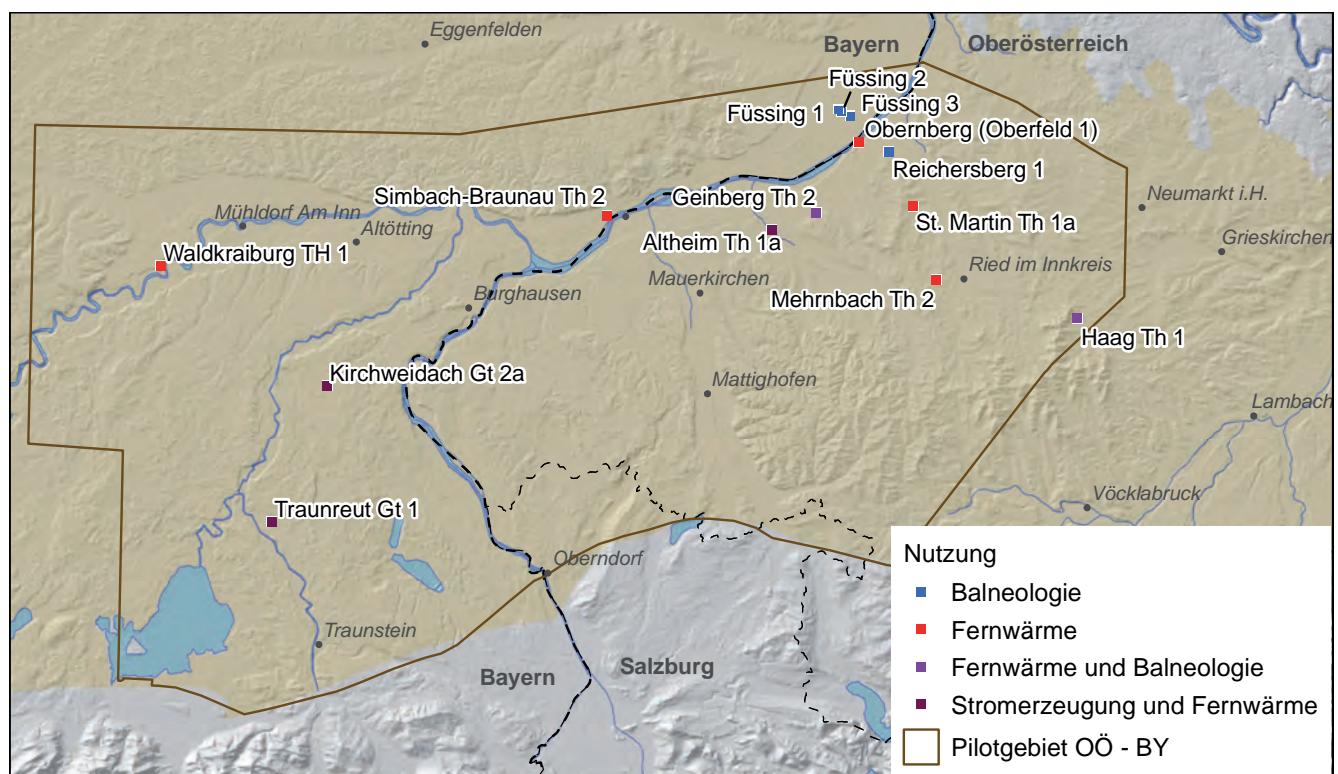


Abb. 50.
Lage der Thermalwassernutzungen (Fördersonden) im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern.

Name der Anlage	Geologische Einheit des Aquifers	Nutzungsart	Auslauf-Temperatur	Gesamtmineralisation
Altheim	Oberjura	Fernwärme, Stromerzeugung	93–99° C	1.000 mg/l
Füssing	Oberkreide, Oberjura, Kristallin	Balneologie	50–59° C	1.130–1.200 mg/l
Geinberg	Oberkreide, Oberjura	Fernwärme, Balneologie	100° C	1.000 mg/l
Haag	Oberkreide, Oberjura, Mitteljura	Fernwärme, Balneologie	83° C	1.500 mg/l
Kirchweidach	Oberjura	Fernwärme (Stromerzeugung)	122° C	674 mg/l
Obernberg	Oberkreide, Oberjura	Fernwärme	80° C	1.100–2.500 mg/l
Reichersberg	Oberkreide, Oberjura	Therapie- und Kurbetrieb	35° C	1.300 mg/l
Mehrnbach	Oberjura	Fernwärme (Probebetrieb)	105° C	1.150–2.000 mg/l
Simbach-Braunau	Oberjura	Fernwärme	80° C	1.100 mg/l
St. Martin	Oberkreide, Oberjura	Fernwärme	87° C	1.100 mg/l
Traunreut	Oberjura	Fernwärme, Stromerzeugung	108° C	554 mg/l
Waldkraiburg	Oberjura	Fernwärme	105° C	690 mg/l

Tab. 9.

Übersicht der Thermalwassernutzungen (nach ELSTER et al., 2016, Informationsportal Tiefe Geothermie (www.tiefegeothermie.de/projektgebiet/molassebecken), Geothermisches Informationssystem für Deutschland (www.geotis.de) und Archivunterlagen des LfU Bayern).

auch im „Schlier“ der Vöckla-, der Ottnang- und der Braunau-Formation ergiebige Grundwasserkörper vor. Bei den in Abbildung 51 dargestellten Brunnen existiert ein fließender Übergang zwischen Wässern, die aufgrund ihrer kurzen Verweilzeit nicht als Tiefengrundwasser zu bezeichnen sind, Wässern, die wegen ihrer hohen Gesamtmineralisation nicht trinkbar sind und Wässern, bei denen es sich tatsächlich um trinkbare Tiefengrundwässer handelt. Die Un-

terscheidung zwischen diesen drei Gruppen kann nur bei Vorhandensein hydrochemischer und Isotopen-hydrologischer Analysen (veröffentlicht in SCHUBERT, 2015) an manchen Brunnen getroffen werden. Laut GOLDBRUNNER (1988) stammen die echten, trinkbaren Tiefengrundwässer überwiegend aus der Mehrnbach-Formation.

Auf bayerischer Seite treten artesisch gespannte Tiefengrundwässer überwiegend in den Talniederungen bezie-

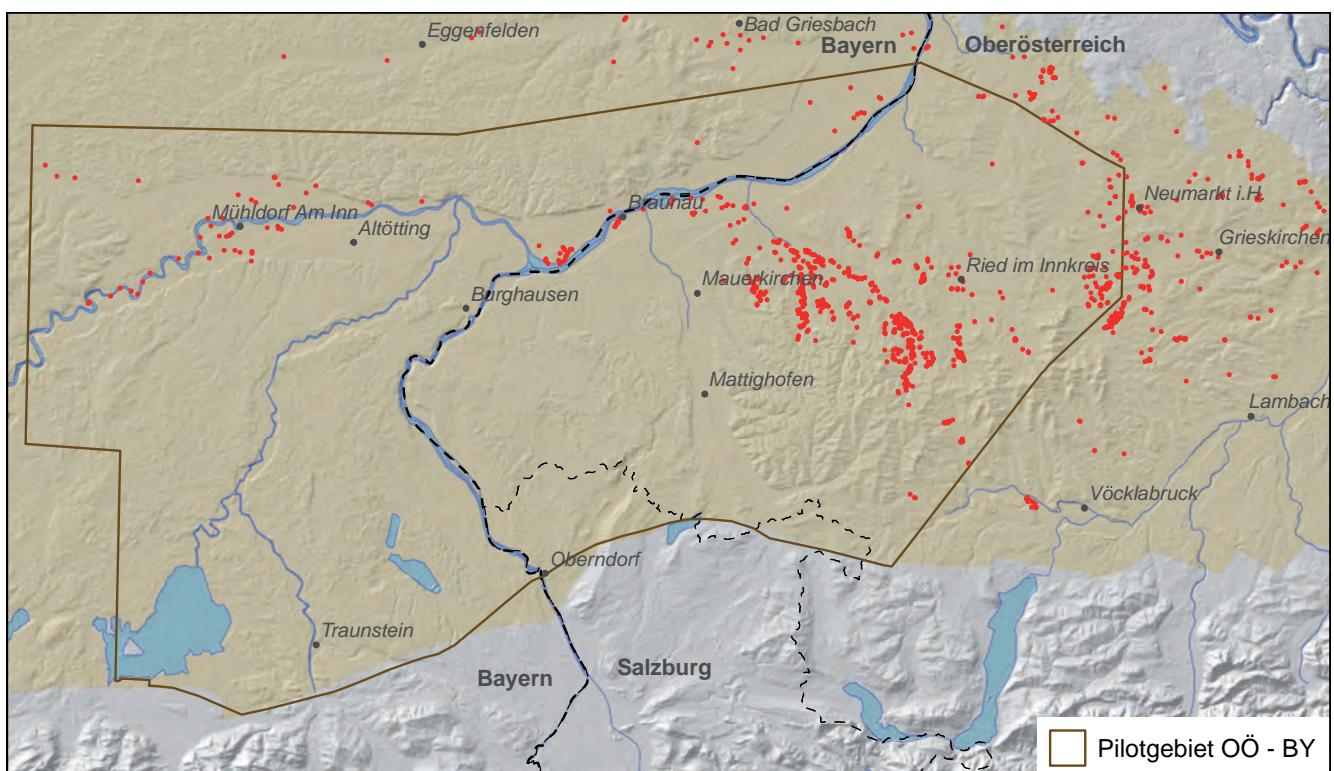


Abb. 51.

Brunnen mit trinkbarem Tiefengrundwasser beziehungsweise mit artesisch gespanntem Wasser im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern (in Oberösterreich nach SCHUBERT, 2015; in Bayern nach dem Bodeninformationssystem Bayern, Stand 05/2016).

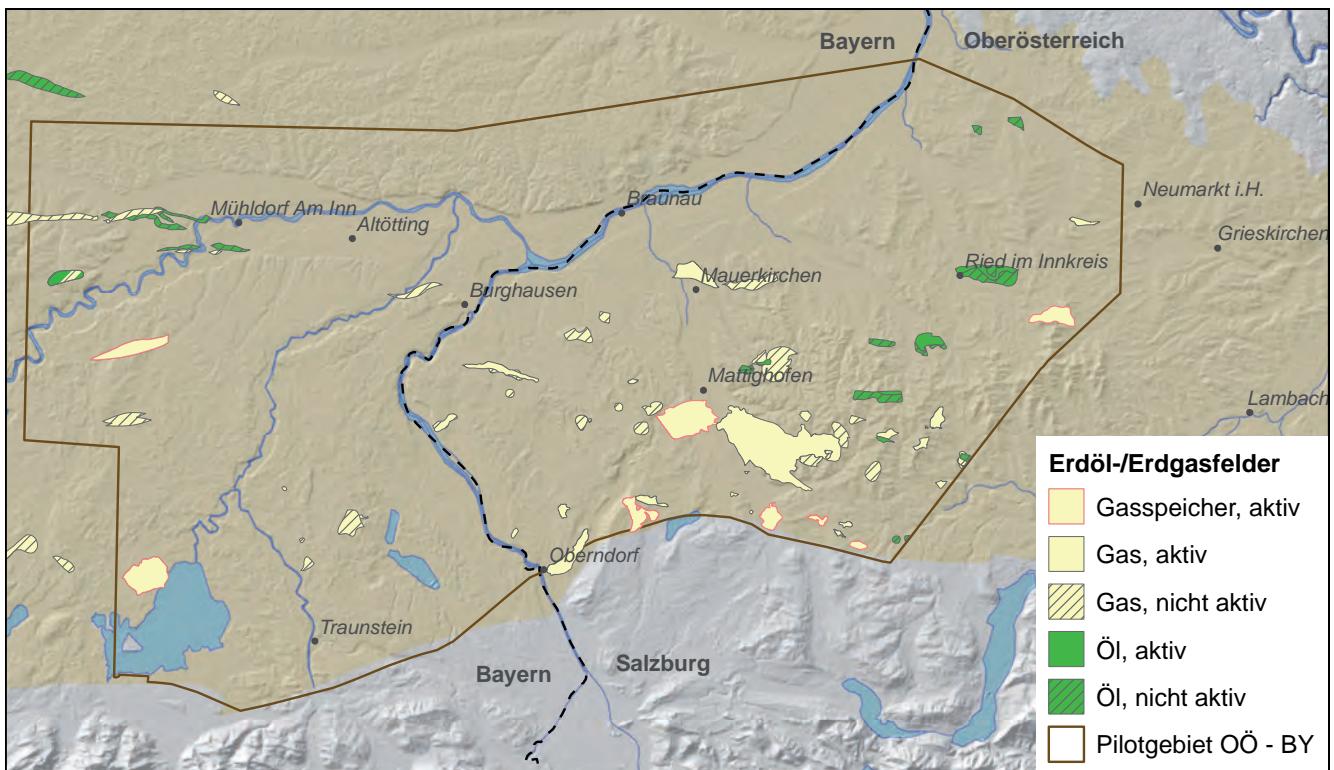


Abb. 52.
Erdöl-/Erdgasfelder und Erdgasspeicher im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern (Stand 2015).

hungsweise Talrandbereichen des Inn, der Rott und der Isen sowie in kleineren Nebentälern des Inn und der Rott auf.

Nach KAINZMAIER et al. (2007) und CHAVEZ-KUS et al. (2016) wird der durch Arteser erschlossene Grundwasserleiter westlich der Linie Eggenfelden–Altötting durch die überwiegend sandig-kiesigen Einheiten der Mittleren Oberen Süßwassermolasse, das heißt Südlicher Vollschotter und Nördliche Vollschotter-Abfolge (Karpatium bis Pannonium) gebildet. Diese setzen sich aus Kies und Sand mit Schluff- und Toneinschlüpfungen zusammen und sind durch mäßige bis mittlere hydraulische Durchlässigkeiten und Ergiebigkeiten gekennzeichnet. Überlagert werden sie von der Hangendserie der Jüngeren Oberen Süßwassermolasse, einer Wechselfolge aus Sand, Schluff und Ton mit geringen Durchlässigkeiten.

Östlich der Linie Eggenfelden–Altötting bilden nach KAINZMAIER et al. (2007), DIEPOLDER et al. (2011) und CHAVEZ-KUS et al. (2016) tiefere Einheiten der Molasse (Ottangium) wie die *Oncophora*-Schichten der Oberen Brackwassermolasse sowie Glaukonitsande und Sande der Neuhofener Schichten der Oberen Meeresmolasse die Grundwasserleiter des artesisch gespannten Tiefengrundwassers. Charakteristisch ist eine starke vertikale und horizontale Verzahnung grundwasserleitender Fein- bis Mittelsande und grundwassergeingleitender feinkörniger Sedimente, wie Ton, Schluff und Mergel der Neuhofener Schichten, der Blättermergel und der Limnischen Süßwasserschichten. Die Einheiten sind überwiegend durch geringe hydraulische Durchlässigkeiten und geringe bis sehr geringe Ergiebigkeiten gekennzeichnet.

Grundwasserleiter im Liegenden der Oberen Meeresmolasse, wie zum Beispiel der Unteren Meeresmolasse (Egerium), dem Oberjura und dem Grundgebirge werden im

Rottal bei Bad Griesbach durch Brunnen zur Gewinnung von Heil- bzw. Thermalwasser erschlossen (DIEPOLDER et al., 2011; CHAVEZ-KUS et al., 2016).

Konventionelle Kohlenwasserstoffe

Innerhalb des Pilotgebietes findet Erdöl- und Erdgasgewinnung sowohl in der autochthonen als auch in der allochthonen Molasse aktiv statt. Abbildung 52 zeigt die aktiven und aufgelassenen Erdöl- und Erdgasfelder (Stand 2015). Diese Darstellung kann auch auf dem MapViewer der GeoMol-Website (<http://maps.geomol.eu>) oder dem EGDI Webdienst (www.europe-geology.eu/map-viewer/) eingesehen werden.

Im österreichischen Teil des Pilotgebietes liegen 32 Erdgas- und 15 Erdölfelder der RAG (Tab. 10). Erdgas wird aus Schichten des Eggenburgiums (Hall-Gruppe) und des Egeriums (Puchkirchen-Formation) gewonnen, Erdöl aus dem Obereozän und der Oberkreide (Cenomanium). Erdölfelder im Egerium (Puchkirchen-Formation) und dem Kiscellium (Rupelium) sind nicht mehr aktiv. Auf bayerischer Seite liegen innerhalb des Pilotgebietes 15 Erdgas- und vier Erdölfelder (Tab. 10). Nur zwei Felder werden noch aktiv betrieben, die RAG gewinnt hier Erdgas aus dem Miozän (Aquitanium) und dem Oligozän (Chattium). Die vier Erdölfelder sind nicht mehr aktiv, hier wurde bis 1988 Erdöl aus dem Eozän gefördert.

Erdgasspeicher

Im österreichischen Anteil des Pilotgebietes werden von der RAG sechs Erdgas-Speicheranlagen in ehemaligen Erdgasfeldern betrieben (Abb. 52, Tab. 10). Fünf dieser Anlagen befinden sich in der allochthonen Molasse und nutzen Speichergesteine der Puchkirchen-Formation (Ege-

	Typ	Anzahl	Modelleinheiten	Anzahl aktiv	Betreiber
Oberösterreich					
	Erdgasfelder	32	Eggenburgium, Egerium	18	RAG
	Erdölfelder	15	Egerium, Kiscellum, Eozän, Oberkreide	6	RAG
	Erdgasspeicher	6	Eggenburgium, Egerium	6	RAG
Bayern					
	Erdgasfelder	15	Miozän, Oligozän	2	RAG
	Erdölfelder	4	Eozän	-	-
	Erdgasspeicher	2	Miozän, Oligozän	2	Uniper Energy Storage

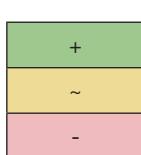
Tab. 10.
Übersicht der Erdöl-/Erdgasfelder und Erdgasspeicher im Pilotgebiet Oberösterreich–Bayern (Stand 2015).

rium), teilweise auch der Hall-Formation (Eggenburgium). In einer Anlage wird Erdgas in der Hall-Formation (Eggenburgium) innerhalb der autochthonen Molasse gespeichert. Insgesamt erreichen die Anlagen ein Arbeitsgasvolumen von 5.828 Mio. m³ (RAG, 2015). Auf bayerischer Seite speichern zwei von Uniper Energy Storage betriebene Anlagen Erdgas innerhalb des Miozäns und des Oligozäns der autochthonen Molasse (Abb. 52, Tab. 10). Die Kapazität dieser Anlagen beträgt insgesamt 2.500 Mio. m³ (LBEG, 2014).

Kohle

Braunkohle-Flöze kommen innerhalb des Pilotgebietes in den bis zu 60 m mächtigen „Kohleführenden Süßwasserschichten“ des Pannoniums vor (GROISS, 1989). Kohleförderung findet heute nicht mehr statt. Die Vorkommen bei Trimmelkam im südwestlichen Innviertel wurden seitens der Salzach-Kohlenbergbau-Gesellschaft (SAKOG) bis 1993 abgebaut (MAYRHOFER, 2007), im Hausruckviertel beendeten die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerke (WTK) die Produktion im Jahr 2007.

Modelleinheit	Trinkbare Tiefengrundwässer	Thermalwasser – balneologische Nutzung	Geothermie – direkte Wärmegewinnung	Hydro-Geothermie – Stromerzeugung	Erdöl- und Erdgas-Produktion	Kohleförderung	Erdgas-Speicherung	CO ₂ -Speicherung
autochthon	Karpantium bis Pannonium	-	-	-	-	+	-	-
	Ottnangium	+	-	-	-	-	-	-
	Eggenburgium	~	-	-	+	-	+	+
	Egerium	+	-	-	+	-	+	+
	Kiscellum	-	~	-	-	~	-	-
	Eozän	-	-	-	+	-	~	~
	Oberkreide	-	+	+	-	+	~	~
	Oberjura	-	+	+	+	-	-	-
	Mitteljura	-	~	~	-	~	-	-
	Permokarbon und Kristallin	-	+	~	-	~	-	-
allochthone Molasse	-	-	-	-	+	-	+	+



+ Einheit enthält Schichten/Formations mit Geopotenzial.

~ Einheit enthält möglicherweise Schichten/Formations mit Geopotenzial.

- Einheit enthält kein Geopotenzial.

Tab. 11.
Theoretische Geopotenziale innerhalb der modellierten Einheiten im Pilotgebiet (nach GEO-MOL TEAM, 2015, verändert und ergänzt).

6.2 Geopotenzielle im Pilotgebiet

Tabelle 11 gibt einen Überblick über die Modelleinheiten und eine Abschätzung des Vorhandenseins von Geopotenziellen im Pilotgebiet. Die Abschätzung basiert auf

- den lithologischen Eigenschaften der innerhalb der modellierten Einheiten vorkommenden Schichten/Formationsen, insbesondere den grob abgeschätzten Porositäten und Permeabilitäten,
- der abgeschätzten Ergiebigkeit der Grundwässer (bei Geothermie),
- der modellierten Temperaturverteilung im Untergrund (bei Geothermie),
- der abgeschätzten Mineralisation der Grundwässer (bei trinkbaren Tiefengrundwässern),

- dem Vorhandensein von abdichtenden, überlagernden Schichten (bei Erdöl-/Erdgasvorkommen und bei Gaspeicherung) sowie
- dem Vorhandensein von tektonischen Störungen.

Die mangelnde Kenntnis der tatsächlichen hydrologischen Eigenschaften sowie die Ungenauigkeiten bei der Modellierung der geologischen und tektonischen Strukturen und der Temperaturen lassen lediglich die Ableitung eines theoretischen Potenzials ohne Volumenangabe zu. Ob die Ressource tatsächlich ausgebautet werden kann und ihre Gewinnung technisch möglich oder wirtschaftlich lohnend ist, wird dabei nicht berücksichtigt. Die in Tabelle 11 dargestellten Ergebnisse sind daher nur als Hilfe bei vorbereitenden, regionalen Planungen zu verwenden. Hochauflösende (Prozess-)Modelle, Reservoir-Simulationen und standortspezifische Bewertungen können dadurch nicht ersetzt werden.

7 Ausblick

7.1 Weitere Modellierungsansätze

Zukünftige Projektansätze betreffen einerseits die Ausdehnung der geologischen Modellierung in der Tschechischen Republik, andererseits die hydraulische Modellierung des Thermalwasser-Aquifers in Oberösterreich. Bezuglich der geologischen 3D-Modellierung ist geplant, den niederösterreichischen Teil des in Kapitel 3 beschriebenen Modells an der tschechischen Grenze mit Daten der dortigen Erdöl- und Erdgasexploration abzulegen und das Modell bis nach Brno auszuweiten. Hierfür ist eine Kooperation mit dem tschechischen Geologischen Dienst in Vorbereitung.

Im Zuge der hydrogeologischen Bearbeitung (Kap. 5) wurden bereits hydraulische Informationen zu Geothermiebohrungen für Potenzialberechnungen herangezogen. Unter Berücksichtigung von Dichte- und Temperaturdaten wurden für einige Bohrungen der jeweilige Basisdruck an der Oberkante des Oberjura-Aquifers rekonstruiert und erste regionale Potenzial- und Druckgradienten-Verteilungen berechnet. Die vorläufigen Ergebnisse werden im Rahmen einer derzeit laufenden Studie geprüft und ergänzt. Diese Arbeiten sind von der Oberösterreichischen Landesregierung und dem Bayerischen Landesamt für Umwelt beauftragt und werden von der Firma Geoteam, Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H. durchgeführt.

7.2 Anwendungen der Modelle zur Abschätzung weiterer Geopotenziale

Hinsichtlich des Geopotenzials des Oberjura-Aquifers in Oberösterreich ist eine Studie in Vorbereitung, die auf die Abgrenzung des Thermalwasserkörpers und seiner potentiellen Einzugs- und Entlastungsgebiete auf Basis chemischer, thermischer und Isotopen-Daten, insbesondere der Kohlenwasserstoff-Industrie abzielt. Ausgehend von den in Kapitel 4 beschriebenen thermischen Anomalien im Oberjura, aber auch von chemischen und thermischen Anomalien in den hangenden Sedimenten, sollen dabei im Bereich Donau/Inn postulierte Tiefengrundwasserentlastungszonen sowie in den nördlichen Randbereichen des Thermalwasserkörpers eine mögliche Tiefengrundwasseranreicherung aus dem kristallinen Untergrund untersucht werden.

Ansatzpunkte hierfür bieten Untersuchungen der Migrationspfade von Kohlenwasserstoffen und Formationswässern. Ein Aufstieg von Oberjura-Wässern in überlagernde Speichergesteine des Cenomaniums und Eozäns wurde bereits von REISCHENBACHER & SACHSENHOFER (2011) aufgrund reduzierter Salinität belegt. Anhand der Lösung

leichter Kohlenwasserstoffe aus Lagerstättenölen wurde von HUBER (1999) eine Grundwassermigration aus kristallinen Gesteinen nachgewiesen. Die geplante Studie schließt sowohl eine Probenahme an Brunnen und Kohlenwasserstoffbohrungen mit anschließender Wasser- und Gasanalytik, als auch eine thermische Modellierung, die den konvektiven Anteil des Wärmetransports berücksichtigt, mit ein.

7.3 Anwendung der Modelle bei konkurrierenden Untergrundnutzungen

Für konkurrierende Nutzungen des seichten Untergrundes existieren bereits zahlreiche Informationsportale (Informationssysteme Oberflächennahe Geothermie für Baden-Württemberg, <http://isong.lgrb-bw.de/> oder für Bayern www.lfu.bayern.de/geologie/geothermie_iog/index.htm). Diese Portale bieten einerseits Auskünfte darüber, in welchen Regionen Grundwasser- beziehungsweise Erdwärmennutzungen geologisch möglich sind und wie groß das vermutete Potenzial ist, andererseits geben sie Informationen über die Genehmigungsverfahren für geplante Anlagen. Ähnliche Informationssysteme für oberflächennahe Nutzungen werden derzeit im Bundesland Salzburg entwickelt, in Oberösterreich diskutiert.

Das in Kapitel 3 beschriebene geologische 3D-Modell kann nun herangezogen werden, um für den tieferen Untergrund entsprechende Informationen abzuleiten. Dies betrifft die gleichzeitige Nutzung von Tiefengrundwässern, Erdwärme, Erdöl und Erdgas, oder der Speicherfunktion für Erdgas oder Kohlenstoffdioxid (CO_2). Anhand der geologischen und tektonischen Strukturen können – für vorbereitende, regionale Planungen – die Geopotenziale in Lage und Tiefe lokalisiert werden und mögliche gegenseitige Beeinflussungen von Nutzungsanlagen abgeschätzt werden. Undurchlässige, feinkörnige Schichten können beispielsweise verschiedene Ressourcen vertikal voneinander trennen und die Auswirkungen gleichzeitiger Nutzungen räumlich beschränken. Störungszonen wiederum können den gegenteiligen Effekt bewirken und Beeinflusssungen über mehrere Stockwerke hinweg ermöglichen.

In der Raumordnung werden diese Aspekte im tieferen Untergrund bisher selten bedacht. Die Nutzung einer Ressource bedeutet meist ein Ausschlusskriterium für andere Nutzungsarten an dieser Stelle, ohne die dritte Dimension zu berücksichtigen. Insofern bieten die nun vorliegenden Ergebnisse des geologischen und des Temperaturmodells eine Basis für eine dreidimensionale Raumordnung des Untergrundes des österreichischen Molassebeckens.

8 Danksagung

Wir danken REINHARD ROETZEL (GBA), CHRISTIAN RUPP (GBA), GEROLD W. DIEPOLDER (LfU) und THOMAS FRITZER (LfU) für die kritische Durchsicht des Manuskripts, GODFRID WESSELY (Wien) für die Beratung bei der geologischen 3D-Modellierung, WERNER TSCHELAUT (RAG) und HERWIG PERESSON (OMV) für die Bereitstellung der seismischen Daten sowie STEFAN HOYER (GBA) und HEINZ REITNER (GBA) für die Hilfe bei Abbildungen.

9 Literatur

- ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1964): Exkursion III/2 Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57**/1, 243–267, Wien.
- BAUMGARTNER, P. (1980): Das Relief der Oberen Meeresmolasse im Mattigtal i.w.S. im Raum Teichstätt-Lochen-Mattighofen. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, Gesellschaft für Landeskunde, **125**/1, 137–158, Linz.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 688 S., Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn.
- BÜTTNER, W. & KOLMER, C. (2012): Grundsatzpapiere zur Thermalwassernutzung im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken; Expertengruppe „Thermalwasser“ im Auftrag der Ständigen Gewässerkommission nach dem Regensburger Vertrag. – 94 S., München–Wien–Linz.
- BÜTTNER, W., KNEIDINGER, C., ROTH, K., SAMEK, M., ÜBERWIMMER, F. & VOLLMER, O. (2002): Grundsatzpapiere zur Thermalwassernutzung im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken; erstellt im Auftrag der Ständigen Gewässerkommission nach dem Regensburger Vertrag. – 78 S., München–Wien–Linz.
- CAINE, J.S., EVANS, J.P. & FOSTER, C.B. (1996): Fault zone architecture and permeability structure. – *Geology*, **24**, 1025–1028, Boulder.
- CASPER, S. & ZOSSEDER, K. (2015): Vergleich der verschiedenen Temperaturprognosen im Molassebecken im Rahmen des GeoMol-Projektes aus dem „Alpine Space“-Förderprogramm AccordTemp@GeoMol. – Abschlussbericht, 17 S., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrogeologie, München.
- CHAVEZ-KUS, L., KAINZMAIER, B., MUHR, C., PAUL, R., RISSE, I., SCHOLZ, M., WILFERTH, T., PUKOWIETZ, C. & BLOMENHOFER, A. (2016): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 18 Südostoberbayern. – Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100.000. – 248 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- CLAUSER, C., DEETJEN, H., HÖHNE, F., RÜHAAK, W., HARTMANN, A., SCHELLSCHMIDT, R., RATH, V. & ZSCHOKE, A. (2002): Erkennen und Quantifizierung von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. – Endbericht zum Auftrag 9X0009-8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen, 159 S., Aachen.
- COVALL, J.A., HUBBARD, S.M., GRAHAM, S.A., HINSCH, R. & LINZER, H.G. (2009): Turbidite-reservoir architecture in complex foredeep-margin and wedge-top depocenters, Tertiary Molasse foreland basin system, Austria. – *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 379–396, Guildford, Surrey.
- DIEPOLDER, G.W., KAINZMAIER, B., PUKOWIETZ, C., SPÖRLEIN, T., WAGNER, B., WILFERTH, T., ZEITLHÖFLER, M., BLOMENHOFER, A., BLUMENSTEIN, S. & ZOSSEDER, K. (2011): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 12 Donau-Wald – Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100.000. – 214 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- DIEPOLDER, G.W., PAMER, R. & THE GEOMOL TEAM (2014): Transnational 3D modeling, geopotential evaluation and active fault assessment in the Alpine Foreland Basins – the project GeoMol. – *Rendiconti Società Geologica Italiana*, **30**, 19–23, Rom.
- DIX, C.H. (1955): Seismic velocities from surface measurements. – *Geophysics*, **20**, 68–86, Tulsa.
- DOMBERGER, G. (2007): Hydrogeological Investigations for a Sustainable Use of the Deep Groundwater Resources in the Styrian and Pannonian Basin. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **9**, 31–33, Graz.
- ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – 296 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FOURNIER, R.O. (1977): Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. – *Geothermics*, **5**, 41–50, Pisa.
- GEO-MOL TEAM (2015): GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources – Project Report, 188 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- GEORG-PROJEKTTEAM (2013): Geopotenzielle des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Teil 3: Daten, Methodik, Darstellungsweise. – 242 S., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg, Baden-Württemberg.
- GIETZEL, J., SCHAEBEN, H. & GABRIEL, P. (2014): Managing and delivering 3D geo data across institutions has a web based solution – intermediate results of the project GeoMol. – *Geophysical Research Abstracts*, **16**, EGU2014-10167, Katlenburg-Lindau.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens. – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **36**, 83–102, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **39**, 5–94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J., HEISS, H.P., SHIRBAZ, A., HUBER, B., KOHL, T. & BAUJARD, C. (2007): Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. – Endbericht Projekt TAT, 291 S., Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Österreichisches Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Land Oberösterreich, Abteilung Wasserwirtschaft – Grund- und Trinkwasserwirtschaft, Graz.
- GOLDBRUNNER, J., SHIRBAZ, A., VASVARI, V., HUBER, B. & BLASCHKE, A.P. (2012): DATS – Defizitanalyse für das 2D Thermalwasser Strömungsmodell zur Bilanzierung des Thermalwasservorkommens im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. – Endbericht, 121 S., Landesamt für Umwelt, München, Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien und Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Linz.
- GÖTZL, G., POLTNIG, W., DOMBERGER, G., LIPIARSKI, P., BÄK, R., LETOUZÉ, G., LAPANJE, A., BUDKOVIC, T., HRIBENIK, K. & RAJVER, D. (2007): Projekt Transthermal. Geothermie der Ostalpen – Erfassung und zusammenfassende Darstellung des geothermischen Potenzials in Datenbanken, in einem Geothermieatlas und in GIS-basierten Kartenwerken im Bereich von Kärnten, Steiermark und Slowenien. Nationaler Abschlussbericht für Österreich. – 158 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GÖTZL, G., FABER, R., JANDA, C., SCHUBERT, G. & ZEKIRI, F. (2010): Coupled geothermal-hydraulic 3D modelling of the Southern Vienna Basin – A state of the art decision planning tool for sustainable hydrothermal exploitation inside an environment of sensitive hydraulic circulation systems. – *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia, 25–29 April 2010, Bali.

- GÖTZL, G., BOTTIG, M., HOYER, S. & ZEKIRI, F. (2012): Geologische und numerische Modellierungen im Transenergy-Gebiet – Herausforderungen und Ergebnisse. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **92**, 26–52, Wien.
- GÖTZL, G., BOTTIG, M., HOYER, S., FUCHSLUGER, M. & ROCKEN-SCHAUB, M. (2015): THERMTEC – Thermisch-tektonische Modellierung orogenetischer Prozesse in den Ostalpen am Beispiel von Modellregionen – Tauernfenster (Brenner, Lungau / Pongau) und Mur-Mürzfurche / südliches Wiener Becken. – Zusammenfassender Endbericht im Auftrag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, ISBN-Online: 978-3-7001-7877-4, DOI: 10.1553/THERMTEC.
- GRILL, R. & WALDMANN, W. (1949): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94/1**, 1–40, Wien.
- GROISS, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Haustruck (Oberösterreichische Molasse). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **11**, 167–178, Wien.
- GUSTERHUBER, J., DUNKL, I., HINSCH, R., LINZER, H.-G. & SACHSEN-HOFER, R.F. (2012): Neogene uplift and erosion in the Alpine Foreland Basin (Upper Austria and Salzburg). – In: KOTARBA, M.J., GOLONKA, J. & VOZAR, J. (Eds.) (2012): Conference Volume Alpine-Petrol'2012. – *Geologica Carpathica*, **63/4**, 295–305, Bratislava.
- GUSTERHUBER, J., HINSCH, R., LINZER, H.G. & SACHSENHOFER, R. (2013): Hydrocarbon generation and migration from sub-thrust source rocks to foreland reservoirs: The Austrian Molasse Basin. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106/2**, 115–136, Wien.
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENDLINGWIMMER, R. (2005): Die Grundwasservorkommen innerhalb der tertiären Sande der oberösterreichischen Molassezone. – Technischer Endbericht, 53 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Grund- und Trinkwasserwirtschaft, Linz.
- HINSCH, R. (2008): New Insights into the Oligocene to Miocene Geological Evolution of the Molasse Basin of Austria. – *Oil Gas European Magazine*, **34**, OG138–OG143, Hamburg.
- HINSCH, R. (2013): Laterally varying structure and kinematics of the Molasse fold and thrust belt of the Central Eastern Alps: Implications for exploration. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **97.10**, 1805–1831, Tulsa.
- HORNER, D.R. (1951): Pressure build-up in wells. – Third World Petroleum Congress, The Hague, Proceedings Section, **2**, 503–521, Leiden.
- HUBER, B. (1998): Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken. – Endbericht, Geotechnisches Büro Prof. Dr. Schuler – Dr.-Ing. Gödecke, 242 S., Augsburg.
- HUBER, B. (Red.) (1999): Thermalwasservorkommen im niederbayrisch-oberösterreichischen Molassebecken. – 21 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien.
- HUSEN VAN, D. & EGGER, H. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 65 Mondsee. – 143 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUSEN VAN, D. & REITNER, J. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – *Quaternary Science Journal*, **60/2–3**, 366–387, Greifswald.
- ISAAKS, E.H. & SRIVASTAVA, R.M. (1989): An introduction to Applied Geostatistics. – 561 S., New York (Oxford University Press).
- KAINZMAIER, B., THOM, P., WROBEL, M., PUKOWIETZ, C., LISCHEID, G. & PAMER, R. (2007): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 13 Landshut – Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100.000. – 232 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- KAMYAR, H.R. (2000): Verteilung der Untergrundtemperaturen an den Beispielen der Bohrlochtemperatur (BHT)-Messungen in den RAG-Konzessionen Oberösterreichs und Salzburgs (Molasse- und Flyschzone). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1967): Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **110**, 73–91, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich: Abriss einer Quartärgeologie von Oberösterreich. – *Schriftenreihe des Oberösterreichischen Musealvereines – Gesellschaft für Landeskunde*, **17**, 487 S., Linz.
- KOHL, H. & KRENMAYR, H.G. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 49 Wels. – 77 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KOHL, T., ANDENMATTEN, N. & RYBACH, L. (2003): Geothermal resource mapping – example from Northern Switzerland. – *Geothermics*, **32**, 721–732, Elsevier.
- KOLLMANN, K. (1966): Die Mächtigkeitsverteilung der Ablagerungen des Obereozäns und tiefen Rupels als Grundlage für eine Rekonstruktion der frühen Baugeschichte des Ölfeldes Ried (Molassezone Oberösterreich). – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **82**, 175–185, Wien–Hamburg.
- KOLLMANN, K. (1977): Die Öl- und Gasexploration in der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regionalgeologischer Sicht. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **93**, 36–49, Wien–Hamburg.
- KOLLMANN, H.A., BACHMAYER, F., NIEDERMAYR, G., SCHMID, M.E., KENNEDY, W.J., STRADNER, H., PRIEWALDER, H., FUCHS, R. & WESSELY, G. (1977): Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandsockels im nördlichen Niederösterreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **120/2**, 401–447, Wien.
- KREUTZER, N. (1993): Die ÖMV-Gas- und Öllagerstätten der nieder- und oberösterreichischen Molassezone. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, 455–468, Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn.
- KRIEGL, C., GOLDBRUNNER, J., VASVARI, V., HEISS, H.P., GOLD, M. & MUHR, D. (2015): GeoMol Austria – Pilotgebiet Oberösterreich Hydrogeologisches Konzeptmodell. – Tätigkeitsbericht 4, Geoteam Graz und Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, 67 S., Linz.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006a): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1:200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KUNZ, B. (1978): Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **68**, 51–58, Wien.
- LACHENBRUCH, A.H. & BREWER, M.C. (1959): Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. – *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1083-C**, 73–109, Washington, D.C.
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (2014): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland 2013. – 63 S., Hannover.

- LEBLANC, Y., PASCOE, L.J. & JONES, F.W. (1981): The temperature stabilization of a borehole. – *Geophysics*, **46**, 1301–1303, Tulsa.
- LIAG – LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEOPHYSIK (2016): Tiefe Geothermie – Grundlagen und Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland. – 85 S., Hannover.
- LOGIAN, S. & DIEM, E. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963 Teil V. – *Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik*, **80**, 251–256, Wien–Hamburg.
- MALZER, O. (1981): Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse Teil 2: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **97**, 20–28, Wien–Hamburg.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, 281–302, Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn.
- MAYRHOFER, W. (2007): SAKOG. – 53 S., Oberösterreichisches Landesarchiv, Linz.
- NACHTMANN, W. (1989): Lagerstättengeologisches Modell des Obereozäns im Raum Sattledt (Oberösterreichische Molasse). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **16**, 213–227, Innsbruck.
- NACHTMANN, W. (1995): Das Cenoman im Untergrund der oberösterreichischen Molasse: eine lagerstättengeologische Betrachtung. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, 1.475 S., Stuttgart.
- NACHTMANN, W. & WAGNER, R.L. (1987): Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. – *Tectonophysics*, **137**, 61–76, Amsterdam.
- PFLEIDERER, S. & KESSLER, H. (2015): EU-wide survey on 3D modelling activities at Geological Survey Organisation. – *EGS News-letter*.
<http://egsnews.eurogeosurveys.org/?p=269>
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMayR, H.G., KRYS-TYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- POLESNY, H. (1983): Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **99**, 90–102, Wien–Hamburg.
- PRZYBYCIN, A.M., SCHECK-WENDEROTH, M. & SCHNEIDER, M. (2015): The 3D conductive thermal field of the North Alpine Foreland Basin: influence of the deep structure and the adjacent European Alps. – *Geothermal Energy*, **3:17**, 1–29, DOI 10.1186/s40517-015-0038-0.
- RAG – ROHÖL-AUFSUCHUNGS AKTIENGESELLSCHAFT (2015): Erdgas-speicher. Broschüre, www.rag-austria.at/uploads/tx_templovoila_rag_speicher_broschuer_150914_web_01.pdf
- REISCHENBACHER, D. & SACHSENHOFER, R.F. (2011): Entstehung von Erdgas in der oberösterreichischen Molassezone: Daten und offene Fragen. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, **156**, 463–468, Wien.
- ROETZEL, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUPP, C., LINNÉR, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:200.000 Oberösterreich. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. & SCHULZ, H.M. (2006): Architecture of Lower Oligocene source rocks in the Alpine Foreland Basin: a model for syn- and post-depositional source-rock features in the Paratethyan realm. – *Petroleum Geoscience*, **12**, 363–377, Bath.
- SCHARF, C. & CLEMENS, T. (2006): CO₂-Sequestration Potential in Austrian Oil and Gas Fields. – EAGE Annual Conference and Exhibition, 12–15 June, Vienna, Austria, SPE-100176: 10 pp., DOI 10.2118/100176-MS.
- SCHUBERT, G. (Red.) (2015): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 179 S., Wien.
- SCHULER, G. & GÖDECKE, H.J. (1999): Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken – Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell. – Kurzbericht, 19 S., Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wasserwirtschaftskataster und Land Oberösterreich, Abteilung Wasserbau, Wien.
- SCHUSTER, R., EGGER, H., KRENMayR, H.G., LINNÉR, M., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., PASCHER, G., PESTAL, G., PISTONNIK, J., ROCKENSCHAUB, M. & SCHNABEL, W. (2015): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1:1.500.000. – In: SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMayR, H.G., LINNÉR, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Rocky Austria, 4. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STEININGER, F.F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *Giornale di Geologia, serie 3*, **48/1–2**, 285–297, Bologna.
- STEININGER, H. & STEINER, E. (2005): Meeressstrand am Alpenrand – Molassemeer und Wiener Becken. – 101 S., Niederösterreichisches Landesmuseum, Weitra.
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2012): Geothermie. – 287 S., Berlin–Heidelberg (Springer).
- VDI-RICHTLINIE: VDI 4640 Blatt 2: Thermische Nutzung des Untergrundes – Erdgekoppelte Wärmepumpenanlagen. – Verein Deutscher Ingenieure, VDI-Gesellschaft Energietechnik, Fachauschuss „Regenerative Energien“ (FA-RE), September 2001.
- VERMA, M.P. (2000): Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water-vapor saturation curve. – Proceedings World Geothermal Congress 2000, 1927–1932, Kyushu, Japan.
- WAGNER, R.L. (1980): Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozäns. – *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift*, **96**, 338–346, Wien–Hamburg.
- WAGNER, R.L. (1996): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, T. & RUPP, C. (Hrsg.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – Reihe der Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **16**, 36–65, Wien.
- WAGNER, R.L. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Hrsg.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – Geological Society Special Publications, **134**, 339–369, London.

WELKENHUYSEN, K., BRÜSTLE, A.K., BOTTIG, M., RAMIREZ, A., SWEN-NEN, R. & PISSSENS, K. (in press): A techno-economic approach for capacity assessment and ranking of potential options for geological storage of CO₂ in Austria. – *Geologica Belgica*.

WESSELY, G. (1993): KW-Lagerstätten und KW-Funde in sowie unter den Nordalpen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, 468–471, Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn.

WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G., SCHREIBER, O.S. & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**, 175–281, Wien.

Tafel 1.

Stratigrafische Übersicht der ober- und niederösterreichischen Molassezone (nach PILLER et al., 2004, BRIX & SCHULTZ, 1993 und WAGNER, 1998).



