

3D-Modell der Untergrundtemperatur von Deutschland

Thorsten Agemar, Rüdiger Schellschmidt und Rüdiger Schulz

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover

Keywords: Geothermische Ressourcen, Temperatur, Kriging, Geothermisches Informationssystem

Zusammenfassung

Die Kenntnis der Verteilung der Temperatur im Untergrund ist für die Bewertung von geothermischen Potentialen von großer Bedeutung. Daher wurde auf der Grundlage von ca. 10.500 Datensätzen der Untergrundtemperatur und mehr als 700 weiteren Datensätzen der Oberflächentemperatur am Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) ein deutschlandweites 3D-Temperaturmodell erstellt. Dieses Modell deckt den gesamten Tiefenbereich von der Geländeoberfläche bis maximal 5.000 m unter NN ab. Die Untergrundtemperaturdaten stammen dabei vom Fachinformationssystem Geophysik am LIAG. Je nach Art der Messung wurden diese Eingangsdaten in drei Qualitätsgruppen eingeteilt. In einer ersten räumlichen Analyse wurden mit größerem Fehler behaftete Messungen aus der Umgebung von hochwertigen Messungen aussortiert. Einzelwerte wurden durch lineare Interpolation mit der Oberflächentemperatur zu virtuellen Logs ergänzt. Aus diesen Daten wurde dann das Temperaturmodell durch 3D-Universal-Kriging berechnet. Bei diesem geostatistischen Verfahren basiert die Gewichtung der gemessenen Werte auf einer räumlichen Varianz-Analyse. Es bietet damit nicht nur eine erwartungstreue Temperaturprognose für Orte, die nicht mit Messdaten belegt sind, sondern zusätzlich auch eine Aussage über die Verlässlichkeit dieser Prognose. Gegenüber der Kartenerstellung im 2D-Interpolationsverfahren besteht außerdem der Vorteil, dass für die Prognose der Temperatur in einer bestimmten Tiefe auch höher liegende Messungen berücksichtigt werden. Das 3D-Temperaturmodell ist Teil des Geothermischen Informationssystems für Deutschland (GeotIS) und unter der URL <http://www.geotis.de> frei zugänglich.

1. Einleitung

Geothermische Energie kann in Deutschland aus unterschiedlichen Tiefen und in verschiedenen Temperaturbereichen gewonnen werden. Schon ab Temperaturen von 60 °C besteht die Möglichkeit ein Fernwärmenetz mit geothermischer Energie zu versorgen. In Geothermiekraftwerken kann durch den Einsatz von Sekundärkreisläufen wie zum Beispiel Organic-Rankine-Cycle oder Kalina-Cycle bereits 100 bis 200 °C heißes Wasser zur Stromproduktion genutzt werden (Drescher und Brüggemann, 2006). Die Leistung P einer geothermischen Anlage wird durch folgende Formel beschrieben:

$$P \propto Q \cdot (T - T_0) \quad (1)$$

wobei Q , T und T_0 für Fließrate, Temperatur am Bohrlochkopf der Förderbohrung und Temperatur des abgekühlten Mediums stehen. Eine höhere Formationstemperatur bei gleicher Fließrate steigert daher immer auch die nutzbare Wärmemenge. Bei der Stromgewinnung ermöglicht eine höhere Temperatur zusätzlich noch einen besseren Wirkungsgrad. Eine möglichst gute Vorhersage der Formationstemperatur ist daher für die Planung und Ausführung einer geothermischen Anlage sehr wichtig, da sie großen Einfluss auf die Wirtschaftlichkeit des Projekts besitzt. Bisher hat man sich bei der Prognose der Untergrundtemperatur meist auf Karten konzentriert, welche die Verteilung gemessener Temperaturen in einer festgelegten Tiefe wiedergaben (Hurter und Schellschmidt, 2003; Schulz und Röhling, 2000; Schulz et al., 1992; Schulz und Schellschmidt, 1991). Diese Kar-

ten basieren auf einer rein zweidimensionalen Auswertung vorhandener Daten. Alle Temperaturwerte, die oberhalb der dargestellten Tiefe gemessen wurden, bleiben dabei unberücksichtigt. Da mit zunehmender Tiefe immer weniger Messdaten zur Verfügung stehen, kann es bei diesem Ansatz zu inkonsistenten Temperaturverläufen kommen, wenn man Karten für verschiedene Tiefen miteinander vergleicht.

Um das geothermische Potenzial einer geologischen Formation abschätzen zu können, ist es notwendig, für jeden Punkt im Raum eine konsistente Temperaturprognose zu erhalten. Im Rahmen des GeotIS-Projekts (Agemar et al., 2010; Pester et al., 2010) wurde daher ein deutschlandweites 3D-Modell der Untergrundtemperatur entwickelt.

Bei der Suche nach einem idealen Interpolationsverfahren fiel die Wahl auf Kriging. Kriging ist ein geostatistisches Verfahren bei dem die Schätzwerte aus gewichteten linearen oder nicht-linearen Kombinationen der verfügbaren Daten berechnet werden. Es ist die einzige Methode, bei der die Analyse der räumlichen Variabilität direkten Einfluss auf die Schätzwerte hat (Deutsch und Journel, 1998). In einer früheren Studie über das Temperaturfeld des Oberrheingrabens in 2.500 m bis 5.000 m Tiefe konnte gezeigt werden, dass Kriging gegenüber konventionellen Interpolationsalgorithmen eine Reihe von Vorteilen erkennen lässt (Dose, 2006). Im Rahmen des GeotIS-Projekts sollte erstmals für ganz Deutschland ein 3D-Modell der Untergrundtemperatur für den Tiefenbereich von 5000 m unter NN bis zur Oberfläche entwickelt werden.

2. Datengrundlage

Die Grundlage der Modellierung der Untergrundtemperatur stellen gemessene Temperaturen dar, die im Fachinformationssystem (FIS) Geophysik des LIAG (Kühne et al., 2003) gespeichert sind. Das FIS Geophysik enthält Temperaturdaten aus ca. 10.500 Bohrungen in Deutschland. Ungestörte Temperaturlogs und Lagerstättentemperaturen werden als optimale Daten angesehen. Lagerstättentemperaturen liegen aufgrund der regelmäßigen, langjährigen Kontrolle der Förderbohrungen als umfangreiche Messwertreihen vor; die Schwankungsbreite dieser Temperaturwerte liegt überwiegend unter 1 K. Zur Bestimmung der dreidimensionalen Verteilung der Untergrundtemperatur werden neben Temperaturlogs, Lagerstättentemperaturen und Fördertests vor allem Temperaturmessungen im momentanen Bohrlochtiefsten, unmittelbar nach Ende der Bohrarbeiten (Bottom Hole Temperature, BHT) verwendet. Diese BHT-Messungen werden in fast allen Industriebohrungen im Bohrlochtiefsten, unmittelbar nach Einstellen der Bohrarbeiten, ausgeführt und sind durch den Bohrvorgang (Spülungsumlauf) thermisch gestört. Eine Korrektur (Extrapolation) dieser BHT-Werte auf ungestörte Temperaturen ist möglich, da im Bohrlochtiefsten der störende Einfluss des Spülungsumlaufs auf das Temperaturfeld am geringsten ist.

In Abhängigkeit von der Stillstandszeit nach Bohrende, der Spüldauer (Spülungsumlauf) und der Anzahl der für jede Tiefe zur Verfügung stehenden Temperaturwerte können unterschiedliche Extrapolationsverfahren angewendet werden (Schulz und Schellschmidt, 1991, Schulz et al., 1992):

- (1) „Explosionszylinderquellenansatz“ (Leblanc et al. 1982)
- (2) Annahme einer „kontinuierlichen Linienquelle“ (Horner 1951)
- (3) „Explosionslinienquelle“ (Lachenbruch und Brewer 1959)
- (4) „Zylinderquellenansatz“ (Middleton 1982) mit statistischen Parametern

Bei der Extrapolation von zeitlich nur einfach belegten BHT-Werten auf die ungestörte Temperatur müssen aus umgebenden Messungen mit höherem Informationsgehalt statistische Parameter ermit-

telt werden. Trotz der angewendeten Korrekturen sind diese Ergebnisse im Gegensatz zu ungestörten Temperaturlogs noch mit einem Fehler von ca. ± 8 K behaftet (Förster, 2001).

Bei allen eingehenden Messdaten wurde eine Einteilung in hohe, mittlere und geringe Qualität vorgenommen. Für eine optimale Temperaturprognose ist es wichtig, weniger verlässliche Daten in der Nähe von qualitativ hochwertigen Daten auszusondern. Konkret wurde ein Messwert verworfen, wenn im Umkreis von 5.000 m eine höherwertige Messung existiert, die maximal 300 m höher liegt.

Zusätzlich wurden alle Einzelwerte entlang des Bohrpfads in 100-m-Schritten interpoliert. Auf diese Weise wurden virtuelle Logs erstellt, um zu verhindern, dass im Temperaturmodell inkonsistente Temperaturgradienten auftreten. Berechnete Temperaturwerte, z.B. aus Wärmestromdichtewerten und unter Berücksichtigung von unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten, wurden bei der Modellierung nicht berücksichtigt. Das Temperaturmodell sollte als Übersichtsmodell betrachtet werden und nicht zur Analyse lokaler Temperaturvariationen herangezogen werden.

Neben den Werten der Untergrundtemperatur aus dem FIS Geophysik wurden über 700 meteorologische Datensätze zur Bestimmung der Bodentemperatur herangezogen. Die Bodentemperatur in 13 m Tiefe ist frei von jahreszeitlichen Schwankungen und entspricht in etwa der mittleren Lufttemperatur in 2 m Höhe über dem Boden. Um eine möglichst breite Datenbasis für die Erstellung einer Bodentemperaturkarte zu erhalten, wurden Lufttemperaturdaten des Zeitraums 1961 - 1990 von Wetterstationen in Deutschland und in den Grenzregionen von Nachbarländern gemittelt und, unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Abnahme der Bodentemperatur mit der Geländehöhe, interpoliert. Um den Anstieg der Durchschnittstemperatur in Deutschland seit der Periode 1961 – 1990 zu berücksichtigen, wurde ein ortsunabhängiger Wert von 0,9 K (DWD, 2011) addiert.

3. Methoden

Grundsätzlich bietet Kriging die beste Anpassung an die gemessenen Daten, da die Gewichtung der verfügbaren Daten erst in einer geostatistischen Analyse der räumlichen Varianz festgelegt werden. Bei dieser Analyse wird ein mathematisches Modell der räumlichen Variabilität auf Grundlage eines sogenannten Variogramms erstellt. Das Variogramm zeigt unabhängig von der Lage die halbe mittlere quadrierte Differenz von Datenpaaren in Abhängigkeit von ihrer räumlichen Entfernung. Mit wachsendem Abstand zwischen zwei Punkten nimmt in der Regel die Varianz zu. Ab einem bestimmten Abstand erreicht das Variogramm ein Plateau, d. h. mit weiter zunehmendem Abstand bleibt die Varianz der gemittelten Datenpaare in etwa gleich. Das Niveau dieses Plateaus wird als *Sill*, der zugehörige Abstand als *Range* bezeichnet. Der *Range* kennzeichnet die maximale Ausdehnung einer einzelnen Messung. Theoretisch müsste das Variogramm durch den Ursprung verlaufen, denn die räumliche Varianz eines Punktes mit sich selbst ist Null. Verläuft das Variogramm nicht durch den Ursprung, bezeichnet man den Y-Achsenabschnitt als *Nugget*. Der *Nugget*-Effekt kann auf Messfehler oder auf kleinräumige Variabilitäten zurückgeführt werden.

Das 3D-Temperaturmodell wurde durch Universal-Kriging erstellt und umfasst den gesamten Bereich von der Erdoberfläche bis 5.000 m unter NN. Universal-Kriging hat den Vorteil, dass der geothermische Gradient automatisch berücksichtigt wird. Im Gegensatz zu herkömmlichen 2D-Algorithmen wurden die Daten räumlich und nicht flächenweise interpoliert, da sonst die Gefahr besteht, mit zunehmender Tiefe inkonsistente Temperaturgradienten zu erhalten.

Die Berechnungen für das 3D-Temperaturmodell wurden mit der Software GOCAD[®] separat für Norddeutschland und Süddeutschland ausgeführt. Der Grund für dieses Vorgehen ergibt sich aus der insgesamt höheren Varianz der verfügbaren Untergrundtemperaturen in Süddeutschland. Vor dem Kriging wurden die Daten von GOCAD[®] einer Gauß-Transformation unterzogen, um eine Normalverteilung zu erzwingen. Der Mittelwert der transformierten Daten wird dabei auf ,0' und der *Sill*

(Schwellenwert) auf ,1' gesetzt. Zwei Variogramme der wahren Untergrundtemperaturen nach Abzug des Gradienten sind in Abbildung 1 zu sehen. Nach dem Kriging werden die ursprünglichen Werte durch eine Rücktransformation wieder hergestellt. Dieses Verfahren ist auch unter dem Begriff Multi-Gauß-Kriging bekannt und hat neben der genaueren Varianzbestimmung auch den Vorteil, dass das Variogramm-Modell leichter bestimmt werden kann. Die Schätzwerte wurden für ein orthogonales Raumgitter bestimmt, wobei der Ursprung der z-Achse bei Normalnull (NN) liegt. Der Temperatur erhöhende Effekt von Bergen auf den oberflächennahen Untergrund wird dadurch etwas zu gering wiedergegeben. Dafür ist die Prognose für den tiefen Untergrund besser, da mit zunehmender Tiefe der topographische Einfluss auf die Untergrundtemperatur immer geringer wird (Kutasov, 1999). Die Gittergrößen und die Kriging-Parameter sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Mit zunehmender Tiefe nimmt die Varianz der gemessenen Untergrundtemperatur in Nord- wie in Süddeutschland zu. Um aus der normalisierten Kriging-Varianz den Vertrauensbereich eines Schätzwertes zu bestimmen, wurde der *Sill* für Nord- und Süddeutschland für verschiedene z-Werte ermittelt. Auch der *Sill* nimmt mit der Tiefe zu, erreicht ein Maximum und geht anschließend wieder etwas zurück (Abbildung 2). Der Rückgang bei großen Tiefen ist dabei aufgrund der dünneren Datelage jedoch wenig gesichert.

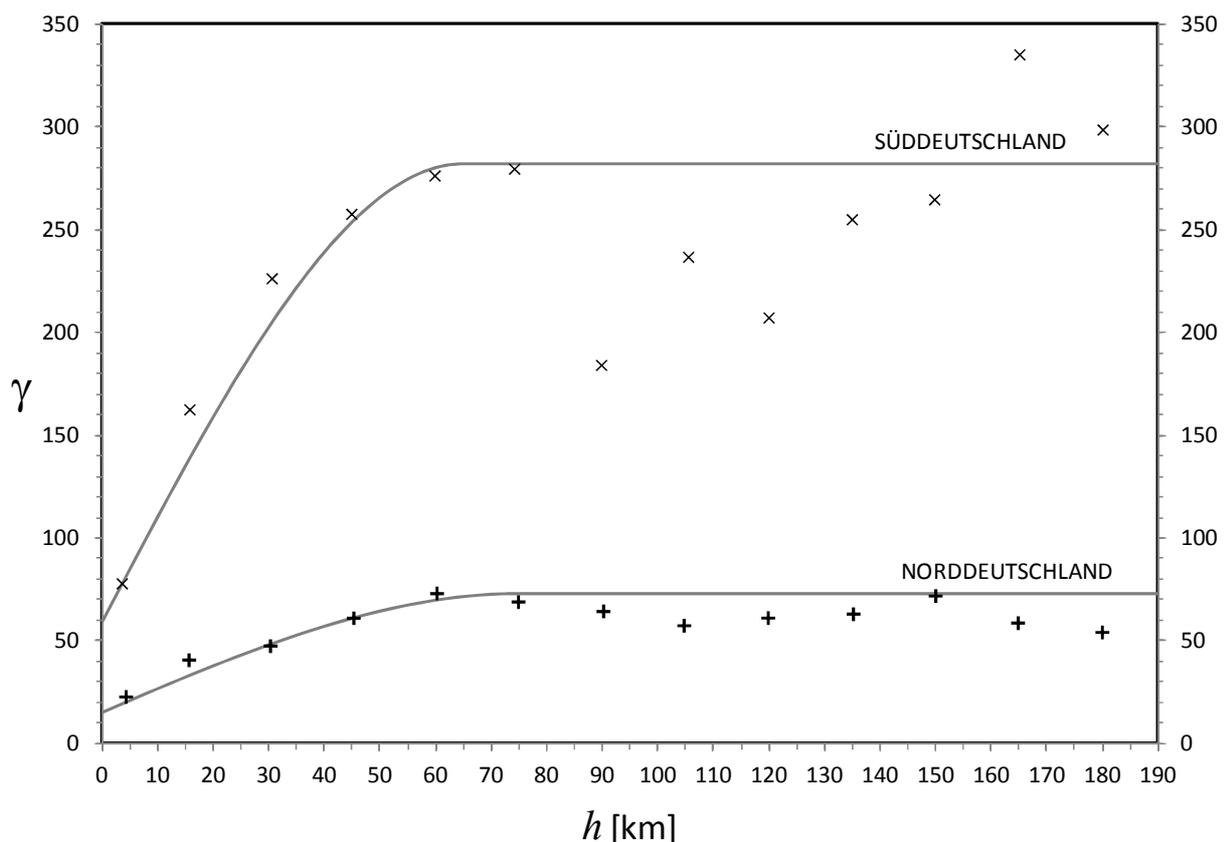


Abbildung 1: Variogramme für Norddeutschland (unten) und Süddeutschland (oben) der Untergrundtemperaturen bei 1200 ± 50 m unter NN.

Tabelle 1: Übersicht der 3D-Modellspezifikation und der Kriging-Parameter.

| | |
|--------------------|---|
| Gitterweite | lateral: 2.000 m vertikal: 100 m |
| Koordinatensystem | Gauss-Krüger Zentralmeridian 9° Ost |
| Kartengröße | 660 km x 880 km Rechtswerte: 3267000 – 3927000 Hochwerte: 5225000 – 6105000 |
| Kriging-Parameter: | Norddeutschland: Süddeutschland: |
| Modellanpassung | sphärisch sphärisch |
| Range - lateral | 75 km 65 km |
| Range - vertikal | 2 km 2 km |
| Sill | 1.0 (normal score) 1.0 (normal score) |
| Nugget | 0.2 0.2 |

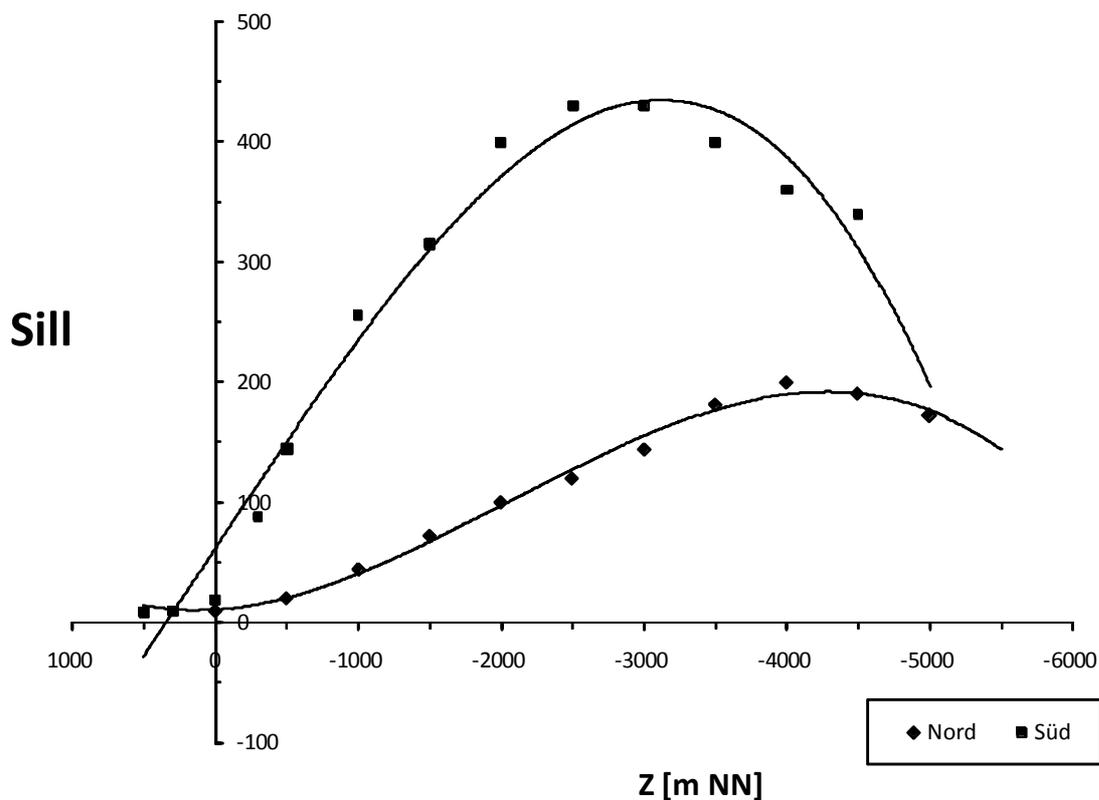


Abbildung 2: Referenzkurven der Tiefenabhängigkeit des Sill-Wertes für Nord- und Süddeutschland.

Auf Grundlage der Referenzkurven in Abbildung 2 kann die Standardabweichung näherungsweise wie folgt bestimmt werden:

$$\sigma = \sqrt{\gamma \cdot V(z)} \quad (2)$$

Wobei γ für die normalisierte Kriging-Varianz und $V(z)$ für den Sill in Abhängigkeit von z (in m NN) steht. Aufgrund der Gauß-Transformation ist zu beachten, dass der Schätzwert nicht exakt in der Mitte des angegebenen Intervalls von $\pm\sigma$ liegen muss.

Generell nimmt die Unsicherheit der Schätzwerte mit größerer Entfernung zu vorhandenen Messungen zu. Vor allem in den deutschen Mittelgebirgen können aufgrund der geringen Datendichte vielerorts keine genauen Vorhersagen über die Untergrundtemperatur getroffen werden. In der Temperaturkarten (Abbildung 3) sind diese Bereiche daher schraffiert. In diesen Gebieten ist eine Prognose auf der Grundlage weit entfernter Messungen schlechter als eine Abschätzung über den mittleren geothermischen Gradienten.

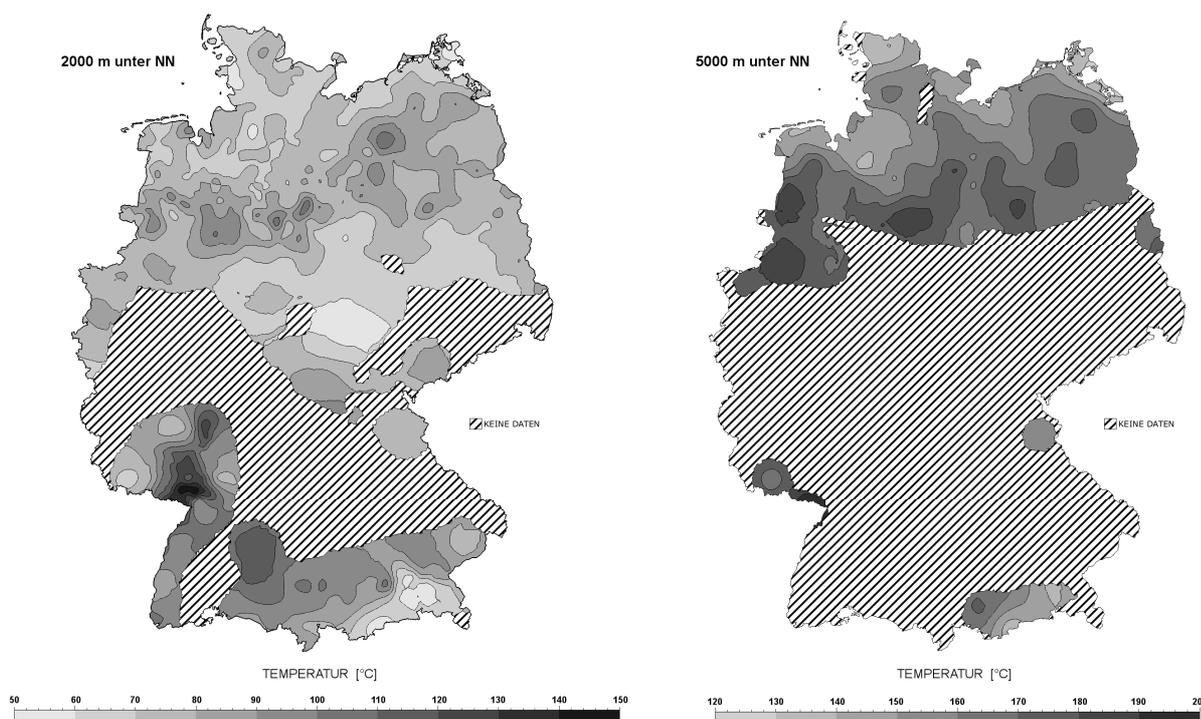


Abbildung 3: Auszug aus dem 3D-Temperaturmodell: die Temperaturverteilung in 2.000 und 5.000 m unter NN. Für die schraffierten Gebiete sind keine Messdaten vorhanden.

4. Ergebnisse

Auf der Grundlage der Messdaten aus dem FIS Geophysik und einer aus meteorologischen Daten erstellten Bodentemperaturkarte konnte erstmals ein zusammenhängendes 3D-Temperaturmodell für Deutschland erstellt werden. Im Durchschnitt haben wir in Deutschland eine Temperaturzunahme von 32 K pro Kilometer mit der Tiefe. Das 3D-Temperaturmodell zeigt jedoch auch, dass teilwei-

se regional große Abweichungen existieren. Zum Beispiel findet man in Teilen des nördlichen Oberrheingrabens Gradienten von bis zu 100 K pro Kilometer. Die Abbildung 3 zeigt die Temperaturverteilung in zwei verschiedenen Tiefen. Im Norddeutschen Becken gibt es vereinzelt Zonen mit erhöhter Untergrundtemperatur. In südlichen Niedersachsen sowie im südlichen Mecklenburg-Vorpommern gibt es eine Reihe von Gebieten, die in einer Tiefe von 2.000 m unter NN eine positive Anomalie aufweisen. Teilweise setzen sich die erhöhten Temperaturen bis in Tiefen von 5.000 m unter NN fort. Auf der anderen Seite zeigt das Gebiet zwischen Bremerhaven und Stade, sowie das nordwestliche Schleswig-Holstein relativ niedrige Untergrundtemperaturen. Im Süddeutschen Molassebecken fällt östlich von München das Gebiet zwischen Wasserburg am Inn und Rosenheim durch eine negative Anomalie auf.

Die Temperaturzunahme mit der Tiefe nimmt in der Regel einen linearen Verlauf ein. Dennoch zeigen einzelne Bohrungen deutliche Abweichungen von diesem linearen Verlauf, welche nicht darauf zurückzuführen sind, dass die Formationstemperatur zum Zeitpunkt der Messung noch durch den Spülungsumlauf der Bohrung gestört war. Am eindrucksvollsten zeigt sich dies im Oberrheingraben, wo bedingt durch die Bruchschollentektonik an verschiedenen Orten mit aufsteigendem Thermalwasser zu rechnen ist (Clauser und Villinger, 1990). Auch in norddeutschen Bohrungen zeigen sich mitunter ungewöhnliche Temperaturverläufe. Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit klastischer Sedimente haben nur einen geringen Einfluss auf das Temperaturprofil. Dagegen können Salzstöcke und Salzmauern das Temperaturfeld viel stärker verändern (Fromme et al., 2010; Jensen, 1990). Dieses Phänomen wird im 3D-Temperaturmodell jedoch nur sichtbar, wenn ausreichend Messungen in der Umgebung der Salzstrukturen vorhanden sind. Salzstöcke zeigen in ihrem Inneren aufgrund der höheren Wärmeleitfähigkeit einen niedrigeren geothermischen Gradienten als das umgebende Sedimentgestein. Oberhalb von Salzstrukturen ist die Temperatur erhöht. An der Basis ist die Temperatur dagegen erniedrigt. Salzmauern fungieren quasi als „Kühlrippen“ im Sedimentbecken. Das höchste Temperaturniveau befindet sich meist in den tiefen Sedimentschichten zwischen den Salzstrukturen. Auffällig ist, dass im Norddeutschen Becken auch in Tiefenbereichen unterhalb der Salzstrukturen das Temperaturfeld noch sehr heterogen ist. Abgesehen davon, existieren viele Temperaturanomalien abseits von Salzstrukturen. Es ist daher davon auszugehen, dass auch im Norddeutschen Becken Grundwasserströme, konvektiver Wärmetransport und aufsteigendes Thermalwasser das Temperaturfeld im Untergrund beeinflussen.

5. Diskussion

Das 3D-Temperaturmodell bietet einen guten Überblick über die Verteilung der Untergrundtemperatur in Deutschland und gestattet über die Kriging-Varianz eine Einschätzung der Verlässlichkeit der ermittelten Temperaturwerte. Aufgrund des relativ hoch angesetzten *Nugget* und der geringen lateralen Auflösung werden Bereiche mit hoher Datendichte und hoher Variabilität geglättet. Das vorliegende Modell sollte daher nicht für lokale Machbarkeitsstudien verwendet werden. Außerdem ist zu beachten, dass die gewählten *Range*-Parameter für Nord- und Süddeutschland nicht über das gesamte jeweilige Gebieten zutreffend sein müssen. Das Kriging-Ergebnis kann jedoch nur so gut sein, wie das jeweilige Variogramm-Modell zu den Messwerten passt. Lokale Anisotropie der Temperaturen, wie sie Dose (2006) für den Oberrheingraben festgestellt hat, wurde hier nicht berücksichtigt. Da aber in unserer Studie als Bezugshöhe Normalnull gewählt wurde, verhielten sich die Temperaturdaten im Oberrheingraben weitgehend isotrop.

Ein kritischer Aspekt bei der Erstellung von 3D-Temperaturmodellen unabhängig von der gewählten Methode stellt die Sicherstellung der Datenqualität dar. Kein Interpolationsverfahren kann fehlerhafte Daten korrigieren. Gerade im Bereich der Untergrundtemperaturen ist die Datenqualität sehr unterschiedlich. Nach dem Kriging-Ansatz müsste eine mit Fehlern behaftete Messung in geringer Entfernung Abzüge bei der Gewichtung bekommen. Da eine geeignete Software für dieses Vorgehen

nicht bekannt ist, stellt die Aussonderung von fehlerbehafteten Messungen in der Nähe von qualitativ hochwertigen Messungen den einzigen Weg dar, den Einfluss schlechter Messungen auf das Kriging-Ergebnis zu minimieren. In einem Vergleich zwischen ungestörten Temperaturlogs und korrigierten BHT-Werten kommt Förster (2001) zu dem Ergebnis, dass letztere tendenziell die wahre Formationstemperatur unterschätzen. Da für etwa ein Viertel der Bohrungen korrigierte BHT-Werte existieren, könnte auch das 3D-Temperaturmodell die Untergrundtemperatur unterschätzen.

Ein weiterer kritischer Aspekt stellt der vertikale *Range* dar, der im Grunde von Bohrung zu Bohrung variieren kann. Dose (2006) hat für die Residualtemperaturen des Oberrheingrabens einen vertikalen *Range* von 1.400 m ermittelt. In Zonen von Temperaturanomalien durch aufsteigende Wässer ist ein kleiner vertikaler *Range* angebracht. In Gebieten mit einer annähernd linearen Temperaturzunahme kann dagegen der vertikale *Range* viel größer gewählt werden. Ein zu kleiner vertikaler *Range* kann im Ergebnis lokal eine Umkehrung des geothermischen Gradienten herbeiführen, ohne dass dies beabsichtigt wäre. Doch auch der hier angesetzte vertikale *Range* von 2.000 m führt unterhalb von flachen Bohrungen mit einem starken Gradienten neben tiefen Bohrungen mit einem schwachen Gradienten zu einer scheinbaren Abnahme der Temperatur mit der Tiefe. In unserem 3D-Temperaturmodell zeigen 0,37% der ermittelten Temperaturwerte einen umgekehrten Gradienten. Ob die lokal stark variierenden Gradienten in benachbarten Bohrungen realistisch sind oder auf Messfehler beruhen, ist nicht immer einfach einzuschätzen. Da das 3D-Temperaturmodell rein geostatistisch ermittelt wurde, sollten geologische Interpretationen nur unter Berücksichtigung der Datendichte und -qualität erfolgen.

6. Fazit

Mit dem geostatistischen Verfahren Universal-Kriging konnte auf der Grundlage umfangreicher Messdaten ein zusammenhängendes 3D-Modell der Untergrundtemperatur für Deutschland erstellt werden. Durch die Aufteilung in zwei Teilgebiete und die getrennt vorgenommene räumliche Varianzanalyse wurde sichergestellt, dass das 3D-Temperaturmodell optimal an die vorhandenen Messdaten angepasst ist. Es bietet daher eine erwartungstreue Temperaturprognose für Orte, die nicht mit Messdaten belegt sind. Gegenüber der 2D-Kartenerstellung besteht außerdem der Vorteil, dass für die Prognose der Temperatur in einer bestimmten Tiefe auch höher liegende Messungen berücksichtigt werden. Die Verlässlichkeit der ermittelten Temperaturwerte konnte über die Kriging-Varianz bestimmt werden.

Das 3D-Temperaturmodell ist als Komponente des Geothermischen Informationssystems GeotIS über das Internet frei zugänglich (<http://www.geotis.de>). Durch verschiedene Funktionen können Schnitte durch das Modell erzeugt werden und die Untergrundtemperatur in Form von Isolinien oder durch eine Farbpalette dargestellt werden. Auf der Internetseite des LIAG sind außerdem auch Temperaturkarten für verschiedene Tiefen zu finden.

Danksagung

Die Entwicklung des 3D-Temperaturmodells wurde vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit im Rahmen des Projekts „Aufbau eines Internet-basierten Informationszentrums für geothermische Energienutzung“ unter dem Kennzeichen 0327542A gefördert.

Quellenangaben

Agemar, T., Alten, J.-A., Ganz, B., Kuder, J., Schumacher, S. und Schulz, R., 2010. GeotIS – Das Geothermische Informationssystem für Deutschland. Der Geothermiekongress 2010, Karlsruhe. 11 Seiten.

- Clauser, C. und Villinger, H., 1990. Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophysical Journal International* 100(3): 393-414.
- Deutsch, C. V. und Journel, A. G., 1998. *GSLIB – Geostatistical Software Library and User's Guide*. 2nd edition, Applied Geostatistics Series. Oxford University Press, 369 Seiten.
- Dose, T., 2006. Geostatistical estimation of temperatures – an example from the Upper Rhine Graben. *DGMK-Frühjahrstagung 2006*, Celle, Germany, 533-545.
- Drescher, U. und Brüggemann, D., 2006. Vergleich des Organic Rankine Cycle und des Kalina Cycle für geothermische Stromerzeugung, Tagungsband zur 9. Geothermischen Fachtagung „Mehr Energie von unten“, Karlsruhe, 2006.
- DWD, 2011. Zeitreihen von Gebietsmitteln: Ausgabe der Mitteltemperatur, abgefragt unter <http://www.dwd.de>. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Förster, A., 2001. Analysis of borehole temperature data in the Northeast German Basin: continuous logs versus bottom-hole temperatures." *Petroleum Geoscience* 7: 241-254.
- Fromme, K., Michalzik, D. und Wirth, W., 2010. Das geothermische Potenzial von Salzstrukturen in Norddeutschland. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 161(3): 323-333.
- Hurter, S. und Schellschmidt, R., 2003. Atlas of geothermal resources in Europe. *Geothermics* 32: 779-787.
- Jensen, P. K., 1990. Analysis of the temperature field around salt diapirs. *Geothermics* 19(3): 273-283.
- Kühne, K., Maul, A.-A. und Gorling, L., 2003. Aufbau eines Fachinformationssystems Geophysik. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 2: 48-53.
- Kutasov, I. M., 1999. *Applied Geothermics for Petroleum Engineers*. Elsevier Science B. V., Netherlands, 347 Seiten.
- Lachenbruch, A. H. und Brewer, M. C., 1959. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. *Geological Survey Bulletin* 1083(C): 73-109.
- Leblanc, Y., Lam, H.-L., Pascoe, L. J. und Jones, F. W., 1982. A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs. *Geophys. Prosp.* 30: 348-357.
- Middleton, M. F., 1982. Bottom-hole temperature stabilization with continued circulation of drilling mud. *Geophysics* 47: 1716-1723.
- Pester, S., Agemar, T., Alten, J.-A., Kuder, J., Kühne, K. Maul, A.-A. Schulz, R., 2010. GeotIS - the Geothermal Information System for Germany, World Geothermal Congress, 25.-29.04.2010, Bali, Indonesien, #3225
- Schulz, R., Haenel, R. und Kockel, F., 1992. Federal Republic of Germany - West federal states. - In: Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. und Zui, V. (Eds.): *Geothermal Atlas of Europe*, Gotha, Germany: 34-37.
- Schulz, R. und Röhling, H.-G., 2000. Geothermische Ressourcen in Nordwestdeutschland, *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 3: 122-129.
- Schulz, R. und Schellschmidt, R., 1991. Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. *Geologisches Jahrbuch* 48(E): 153-165.

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik
 Geozentrum Hannover
 Stilleweg 2
 Email: thorsten.agemar@liag-hannover.de