

8 Modellierung des regionalen Wärmetransports: Fallbeispiele Kaltwassereinleitung Aefligen und Emmeinfiltration Kirchberg

Modelling of regional heat transport: case studies coldwater discharge Aefligen and Emme infiltration Kirchberg

Helmut Kobus und Thomas Söll

Kurzfassung

Im Emmental wurden vom Kanton Bern/Schweiz in einem hydrothermischen Versuchsfeld die Möglichkeiten einer thermischen Nutzung des Grundwassers untersucht. Bei Aefligen wurde Kaltwasser über einen Schluckbrunnen infiltriert, die hieraus resultierende Temperaturanomale meßtechnisch verfolgt und sodann mit dem in Kapitel 3 beschriebenen vertikal-ebenen Stromstreifenmodell verglichen. Dabei hat sich gezeigt, daß bei detaillierter Berücksichtigung der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung dispersionsfreie Modellrechnungen für praktische Zwecke hinreichend genaue Ergebnisse liefern. Hingegen müssen bei Zugrundelegung einer tiefengemittelten Geschwindigkeit fließwegabhängige dispersive Effekte berücksichtigt werden.

Im Testareal Kirchberg wurde mit flächendeckenden Feldmessungen die großräumige Temperaturanomale aufgrund einer starken Infiltration von Flußwasser untersucht. Für die numerische Modellierung kam gemäß Kapitel 3 sowohl das vertikal-ebene Stromstreifenmodell entlang zweier ausgewählter Längsschnitte zum Einsatz als auch das horizontal-ebene Mehrschichtenmodell zur Erfassung der regionalen Auswirkungen. Die Modelleingabeparameter wurden in beiden Fällen direkt – ohne Anpassung in einer Modelleichung – aus den hydrothermischen Felddaten abgeleitet. Beide Modelle liefern eine gute Beschreibung der in der Natur beobachteten Temperaturverhältnisse. Bei der horizontal-ebenen Modellierung ist eine Diskretisierung des gesättigten Grundwasserbereichs in wenigstens zwei Modellschichten unerläßlich, da ein tiefenintegriertes Modell die Einschichtung des Emmesickerwassers im Grundwasserstrom nicht berücksichtigen kann. Bei größeren Flurabständen genügt es, mit dem Jahresmittelwert der Lufttemperaturen zu rechnen, während bei Flurabständen von wenigen Metern auch Lufttemperaturschwankungen berücksichtigt werden

müssen. Die Auswirkungen der emmeinduzierten Temperaturabweichungen machen sich über eine Länge von ca. 1,5 bis 2 km bemerkbar.

Für die Anwendung der Wärmetransportmodelle bedarf es neben der Kenntnis von integralen hydraulischen Feldgrößen insbesondere der Information über die Verteilung der Durchlässigkeiten im Untersuchungsgebiet sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Die Verfügbarkeit gesicherter Felddaten und deren Umsetzung in die entsprechenden Modelleingabeparameter ist für die praktische Anwendung von primärer Bedeutung.

Summary

In the Emmental in Switzerland, the canton Bern has investigated the possibilities of a thermal use of groundwater in a hydrothermal test field (figure 8.1). Near Aefligen, cold water was infiltrated through an injection well, the resulting temperature anomaly was closely observed and then compared with calculations with a numerical model for a vertical cut along a stream tube as described in Chapter 3 (figure 8.2). The comparison has shown that with a detailed consideration of the vertical velocity distribution, model calculations without dispersion yield results which are accurate enough for practical purposes (figures 8.4 and 8.5). However, if depth-averaged velocities are used in the calculations, dispersive effects have to be considered which are dependent upon the flow length (distance).

In the test area Kirchberg, large scale field measurements have been made to investigate the regional temperature anomaly due to a substantial infiltration of river water. For numerical modelling in accordance with Chapter 3, the vertical-cut stream tube model has been applied along two selected longitudinal cuts (figure 8.6), as well as the horizontal-plane multi layer model for describing the regional effects. In both cases, the model input parameters have been derived directly from the hydrothermal field data, without adaption in a fitting procedure. Both models provide a good description of the temperature distributions found in nature (figures 8.9 to 8.11).

For the horizontal-plane modelling, a description of the saturated aquifer by at least two model layers is indispensable, because a depth-integrated model would not be capable to reproduce the layering between Emme infiltration water and the base groundwater flow (figure 8.8). At large distances between groundwater table and ground surface, it is sufficient to use annual mean values of the air temperature in the calculations, whereas at shallow groundwater tables (distances of only a few meters below ground) seasonal air temperature variations have to be considered (figure 8.15). The effects of the temperature anomaly due to the Emme infiltration are noticeable over a length of about 1.5 to 2.0 km (figure 8.12).

For the application of heat transport models, it is necessary to know not only the mean hydraulic parameters, but also to have information on the distribution of permeabilities in the model area, both in horizontal and in vertical direction. The availability of good field data and their transformation into the corresponding model input parameters is of primary importance for practical applications.

8.1 Beschreibung der Felduntersuchungen im Emmental

8.1.1 Zielsetzung des Programms

Eine thermische Nutzung des Grundwassers in Einklang mit den vorrangigen Belangen der Trinkwasserversorgung ist unter Umweltgesichtspunkten für die Energiewirtschaft von Interesse. Zur Klärung der hiermit angeschnittenen Fragen ist im mittleren Emmental/Schweiz ein hydrothermisches Versuchsfeld eingerichtet worden. Unter Federführung des Wasser- und Energiewirtschaftsamts Bern/Schweiz (WEA) und mit Mitteln des Kantons Bern wurden dort in den Jahren 1980 bis 1986 der natürliche Wärmeeintrag in das Grundwasser, die Ausbreitung von infiltriertem Kaltwasser sowie der Wärmeeintrag infolge Flußwasserinfiltration gemessen.

Aufgrund einer Kooperationsvereinbarung zwischen dem WEA Bern und dem Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart wurden die im Emmental ermittelten Felddaten mit Hilfe der in Kapitel 3 dargestellten numerischen Modelle ausgewertet und interpretiert. Die Feldversuche boten die Möglichkeit, das Modellinstrumentarium an diesen Fallbeispielen auf seine Anwendbarkeit in der Praxis zu erproben.

8.1.2 Kaltwassereinleitung Aefligen

In den Jahren 1980/81 und 1982/83 wurde im Emmental bei Aefligen die Ausbreitung von über einen Schluckbrunnen infiltriertem Kaltwasser im Untergrund gemessen (WEA). Das Testareal liegt ca. 1 km westlich von Aefligen (Abb. 8.1). Der Verlauf der ungestörten Boden- und Grundwassertemperaturen wird hier im wesentlichen von der Atmosphäre her bestimmt, wobei die durch die Kaltwassereinleitung punktförmig induzierte Temperaturanomale überlagert wird. Hier wurden primär die makroskopischen Transportparameter in gesättigten heterogenen porösen Medien und der natürliche Wärmeeintrag aus der Atmosphäre in den Grundwasserleiter ermittelt. Die einleitungsbedingten Temperaturänderungen konnten nur bis zu Fließstrecken von ca. 200 m verfolgt werden (teilweise Exfiltration des Grundwassers).

8.1.3 Emmeinfiltration Kirchberg

Im Testareal Kirchberg wurden die großräumigen Temperaturanomalien infolge Flußwasserinfiltration erfaßt. Hier wird die Grundwassertemperatur durch das Zusammenwirken des flächenhaften Wärmeaustauschs mit der Atmosphäre und des linienförmigen Wärmeenergieeintrags durch die Flußwasserinfiltration geprägt.

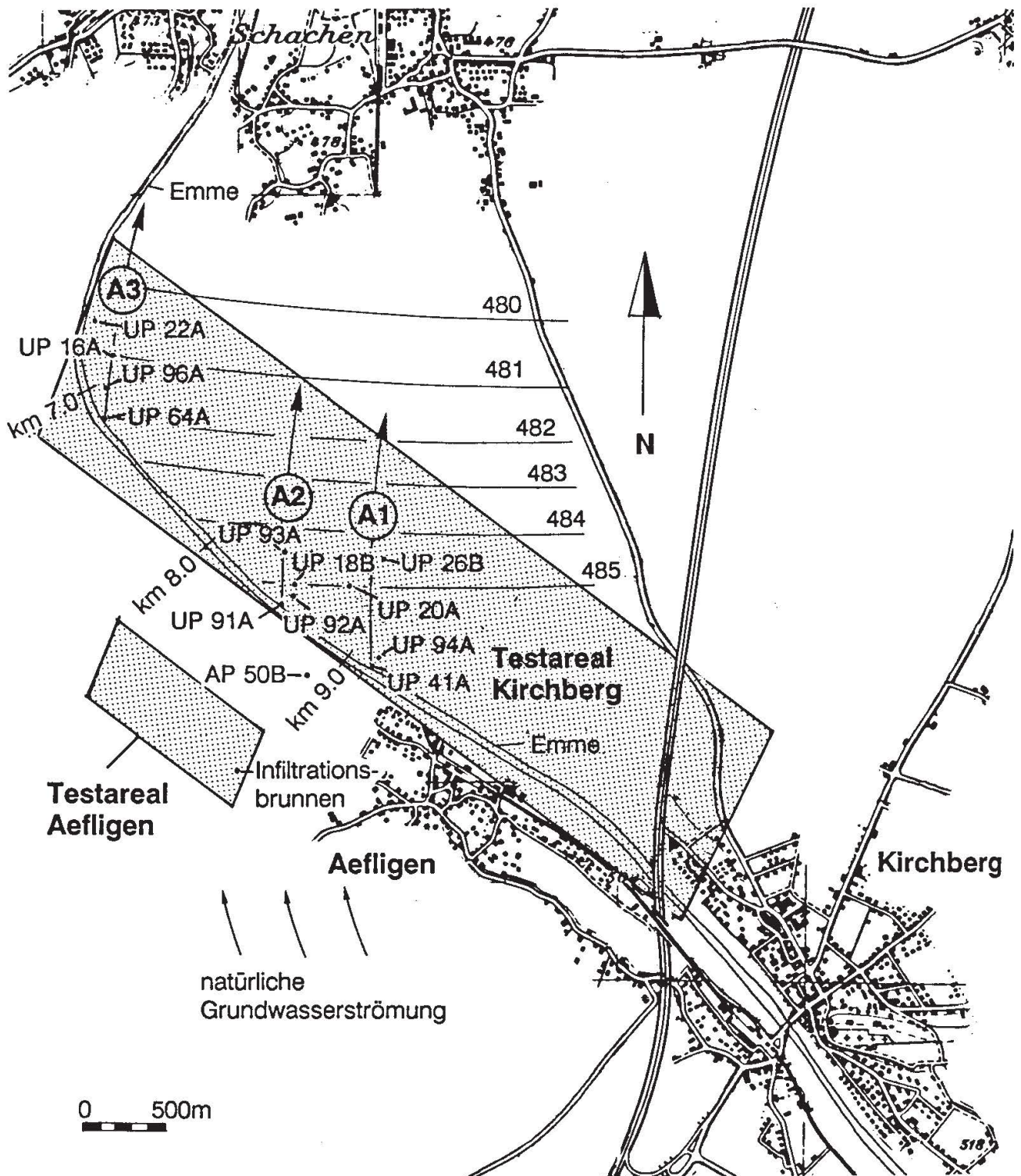


Abb. 8.1. Das Untersuchungsgebiet im Emmental (Schweiz) mit den Testarealen Aefligen und Kirchberg.

The Emmental region (Switzerland) with the test areas Aefligen and Kirchberg.

Das Testareal Kirchberg (Abb. 8.1) besteht aus einem ca. 1,2 km breiten Streifen entlang der Emme zwischen Kirchberg und Utzenstorf, von dem ca. 200 m links und ca. 1000 m rechts der Emme liegen. Aus der Emme versickern in diesem etwa 4 km langen Abschnitt im Durchschnitt 1500 l/s Wasser in den Grundwasserstrom des Unteren Emmentals, welcher die Emme von Süden nach Norden unterströmt. Die Temperatur des versickernden Wassers variiert dabei zwischen 1 °C im Winter und cirka 20 °C im Sommer und weicht damit je nach Jahreszeit deutlich von der Temperatur des unterströmenden Grundwassers ab. Dank dieser Verhältnisse kann die Ausbreitung von Temperaturanomalien an einer natürlichen Infiltrationsstrecke studiert werden.

Die flächendeckenden Feldmessungen dienten der Ermittlung der durch die Emmeinfiltration erzeugten Temperaturanomalie im Grundwasserleiter. Die numerische Modellierung mit Hilfe der aus den Messungen gewonnenen hydrothermischen Parameter diente der Erfassung der raum-zeitlichen Veränderungen der Temperaturverhältnisse.

8.1.4 Geologie und Hydrogeologie

Die Grundwasserverhältnisse im mittleren Emmental, die seit 1978 erforscht wurden, sind detailliert in einer Modellstudie des WEA Bern (Blau et al. 1983) beschrieben. Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf diese Quelle.

Charakteristisch für die Untergrundverhältnisse ist der heterogene Aufbau des Grundwasserleiters. In Aefligen stehen unter einer dünnen Humusschicht und etwa 2,5 m mächtigen Deckschichtlagen aus siltigem Sand ca. 20 bis 25 m mächtige pleistozäne Schotter an, die aus relativ sauberen Kiessanden bestehen und im unteren Teil ab etwa 10 m Tiefe erhöhte Feinkorngehalte aufweisen. Bedingt durch wechselnde Entstehungsbedingungen zeigen die Aufschlußbohrungen horizontale Schichtfolgen. Damit verbunden tritt eine Variation der horizontalen Durchlässigkeiten auf, welche durch Flowmetermessungen zahlenmäßig quantifiziert sind (Hufschmied 1983). Die natürlichen Ablagerungsbedingungen führten zu einer vertikalen Anisotropie der Durchlässigkeit, so daß horizontale Fließrichtungen begünstigt sind.

Im Testareal Aefligen liegen von 13 Bohrungen die aus Kleinpumpversuchen kombiniert mit Flowmetermessungen ermittelten Profil- und Bereichswerte der Durchlässigkeit vor. Zudem ist der Gebietswert der Durchlässigkeit aus einem Großpumpversuch bekannt. Hinsichtlich der Druckverhältnisse kann der Grundwasserleiter in Aefligen vertikal in zwei Bereiche unterteilt werden, die sich in zwei unterschiedlichen Fließrichtungen der natürlichen Grundströmung widerspiegeln (Winkeldifferenz ca. 20 °C). Die Grundwasseroberfläche weist im natürlichen Zustand ein mittleres Gefälle von etwa 2,5‰ auf.

Für das Testareal Kirchberg ist der geologische Aufbau des Grundwasserleiters vergleichbar strukturiert, so daß hinsichtlich der hydraulischen und hydrothermischen Eigenschaften keine gravierenden Unterschiede zu erwarten sind. Die Flurabstände variieren hier von 6 bis 8 m (Achsen A 1 und A 2) bis 1 bis 2 m (Achse A 3). Die

Tab. 8.1. Charakteristische Aquiferkenngrößen und Modellparameter.
Characteristic aquifer data and model parameters.

Kenngrösse	Symbol	Einheit	Aefligen	Kirchberg Achse A1 und A2	Kirchberg Achse A3
Mächtigkeit:					
Deckschicht		[m]	ca. 2.5	6.0 - 8.0	1.0 - 2.0
Grundwasserleiter		[m]	20.0 - 25.0	20.0	8.0
Liegendes		[m]	40.0	40.0	40.0
Flurabstand		[m]	ca. 2.5	6 - 8	1 - 2
Mittlerer Gradient der Piezometerhöhe		[-]	$2.5 \cdot 10^{-3}$	$3.3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Infiltrationsbereich		[m]	s. Bild 8.3	6 - 10	2 - 7
Meßstelle:				UP 91 A	UP 96 A
k_f -Tiefenmittel		[m/s]	$5.9 \cdot 10^{-3}$	$1.5 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Anisotropiefaktor		[-]	ca. 100	ca. 100	ca. 100
Porosität gesamt	n	[-]	0.30	0.30	0.30
Porosität effektiv	n_e	[-]	0.15	0.15	0.15
Disperivität:					
longitudinal	α_l	[m]	0.500	0.500	0.500
transversal	α_t	[m]	0.075	0.075	0.075
Temp. Leitfähigkeit:					
$\lambda/\rho c$ Deckschicht		[m ² /s]	$(1-2.5) \cdot 10^{-6}$	$(1-2.5) \cdot 10^{-6}$	$(1-2.5) \cdot 10^{-6}$
$\lambda/\rho c$ GW-Leiter		[m ² /s]	ca. 10^{-6}	ca. 10^{-6}	ca. 10^{-6}
Wärmeübergangs- koeffizient		[W/m ² K]	-	8 - 400	8 - 400
ungest. natürl. GW- Temperatur		[°C]	-	8 - 10	5 - 14
Temp. Bereich der Einleitung (bzw. Emme)		[°C]	2 - 9	1 - 20	1 - 20
Zeitl. Diskretisierung		[Tage]	1	1	1
Strömungsfeld			Instationär (An- und Abschalten)	näherungsweise stationär	näherungsweise stationär
Infiltrationstem- peraturen			kurzfristige Schwankungen	langfristige Schwankungen	langfristige Schwankungen
Charakt. Periode			Tage, Wochen	1 Jahr	1 Jahr
Größter Fließweg		[m]	ca. 200	ca. 450	ca. 450
Fließzeit zu den Meßstellen		[Tage]	ca. 50	ca. 100	ca. 100

Durchlässigkeitsverhältnisse wurden hier an insgesamt 11 vollkommenen und 3 unvollkommenen Bohrungen ermittelt. Die Profil- k_f -Werte der vollkommenen Bohrungen variieren zwischen 3,8 und 10,8 mm/s. Ihr arithmetisches Mittel beträgt 7,2 mm/s, das geometrische 6,7 mm/s. Der mittlere Fehler liegt bei $\pm 2,3$ mm/s. Die Profil- k_f -Werte der unvollkommenen Bohrungen variieren zwischen 1,6 und 17,0 mm/s bei einem arithmetisches Mittel von 6,8 mm/s und einem geometrischen von 3,7 mm/s. Der Streubereich ist damit etwas größer, ebenso der mittlere Fehler mit $\pm 8,1$ mm/s. Innerhalb der einzelnen Bohrprofile streuen die Bereichs- k_f -Werte zwischen praktisch Null und einem Mehrfachen des jeweiligen Profil- k_f -Wertes.

Gestützt auf diese Werte sowie unter den Annahmen, daß das Zufallsfeld der Bereichs- k_f -Werte keinen Trend aufweist, die Bereichs- k_f -Werte eine log-normale Häufigkeitsverteilung zeigen und die Korrelationslängen ungefähr denjenigen im Testareal Aefligen entsprechen, kann die großräumige Durchlässigkeit für das Testareal Kirchberg mit ca. 6 mm/s angegeben werden.

Die hydrothermischen Eigenschaften wurden in Aefligen aus den Messungen des natürlichen Wärmeenergieeintrags bestimmt.

In Tabelle 8.1 sind die wichtigsten hydrogeologischen und hydrothermischen Einflußgrößen, die aus den Feldmessungen abgeleitet werden konnten, tabellarisch aufgeführt.

8.2 Verwendete Modelle

8.2.1 Vertikal-ebenes Stromstreifenmodell

Zur Simulation der Wärmeausbreitung infolge der Kaltwassereinleitung bzw. der Flußwasserinfiltration und der hieraus resultierenden Grundwassertemperaturen wurden zwei numerische Modelle eingesetzt, die in Kapitel 3 im Detail beschrieben sind. Hierbei ermöglicht das vertikal-ebene Stromstreifenmodell die Berechnung instationärer Temperaturfelder entlang einer Stromlinie bei einem stationären Strömungsfeld (Abb. 8.2). Das Modell erfaßt in beliebiger vertikaler Diskretisierung den konvektiven Transport gemäß vorgegebener Durchlässigkeitsverteilung und berücksichtigt die Wärmeleitung und Querdispersion in vertikaler Richtung sowie den Wärmeaustausch mit der ungesättigten Zone und der Atmosphäre einerseits und dem Liegenden andererseits (Söll und Kobus 1982). Dichte- und Zähigkeitseffekte sind vernachlässigt. Der laterale Wärmeaustausch der Stromröhre (Wärmeleitung, laterale Dispersion) mit der Umgebung kann bei Bedarf durch einen linearen Quell-Senken-Term approximiert werden, wobei ein empirischer Parameter zur Bestimmung der charakteristischen lateralen Temperaturgradienten zwischen der Stromröhre und zwei seitlich angeordneten mobilen Wärmespeichern geeicht werden muß.

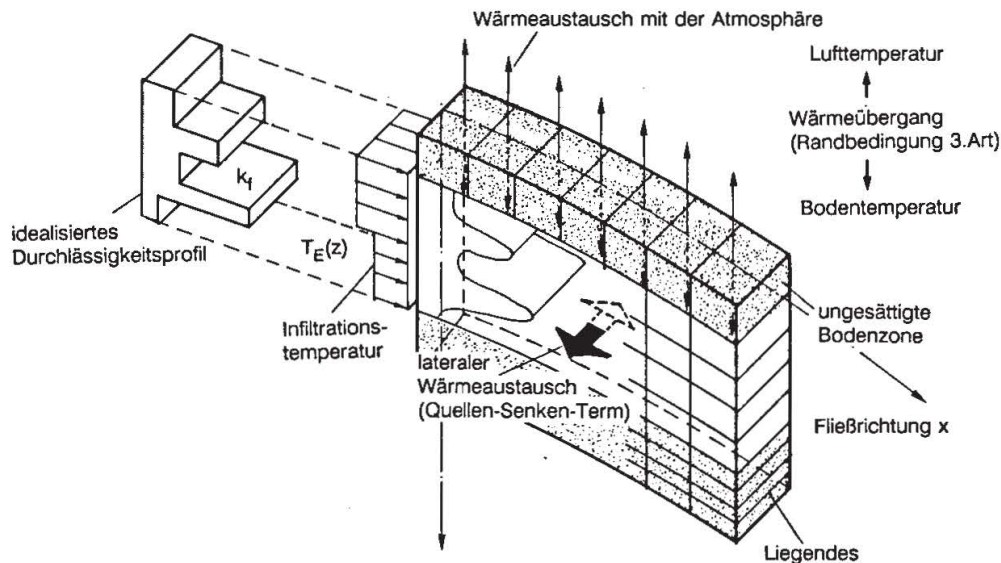


Abb. 8.2. Diskretisierung und Randbedingungen des Stromstreifenmodells.
Discretisation and boundary conditions for the stream tube model.

8.2.2 Horizontal-ebenes Mehrschichtenmodell

Das Horizontalmodell ist im einzelnen ebenfalls in Kapitel 3 dargestellt. Zur adäquaten Modellierung der für die Ausbildung großräumiger Temperaturanomalien maßgebenden hydrothermischen Prozesse wird ein vierschichtiges Ersatzsystem betrachtet, das die größte Approximation eines 3-D-Modells darstellt:

- Deckschicht (immobil)
- Modellschicht 1 im Grundwasser (mobil)
- Modellschicht 2 im Grundwasser (mobil)
- Liegendes (immobil)

Hierbei können außer Temperaturschichtungen in der gesättigten Zone auch instationäre Wärmespeichereffekte im Liegenden und in den Deckschichten miteinfaßt werden. Dieser erweiterte Ansatz hat den Vorteil, daß makrodispersive Vermischungsvorgänge explizit im Konvektionsterm erfaßt werden können. Als Lösungsverfahren wurde eine Charakteristikenmethode gewählt (Söll et al. 1985). Die Modellierung des konvektiven Wasser- und Wärmetransports erfolgt entlang der Strom- bzw. Bahnlinien.

Das Wärmeaustauschmodell fußt auf einem analytisch-numerischen Mischverfahren. Horizontale Wärmeströme werden mit Hilfe eines standardmäßigen Differenzverfahrens bilanziert, wobei in der gesättigten Zone der Tensorcharakter der Wärmedispersion mitberücksichtigt wird. Die Beschreibung des vertikalen Wärmeaustauschs zwischen ungesättigter Bodenzone und Atmosphäre und zwischen dem Grundwasserleiter und dem Liegenden erfolgt unter Zuhilfenahme von Grundlösungen der

Fourierschen Differentialgleichung für Wärmeleitung mit konstanten Koeffizienten, die in das numerische Iterationsschema implementiert wurden. Durch die Ergänzung des numerischen FD-Schemas durch analytische Quellterme, die das Zeitverhalten der instationären Wärmeaustauschprozesse im Kern richtig beschreiben, ist eine – gemessen an ihrem Speicherplatzbedarf – überproportionale Verbesserung der Modellansätze zu erreichen.

8.3 Modellierung der Kaltwassereinleitung Aefligen

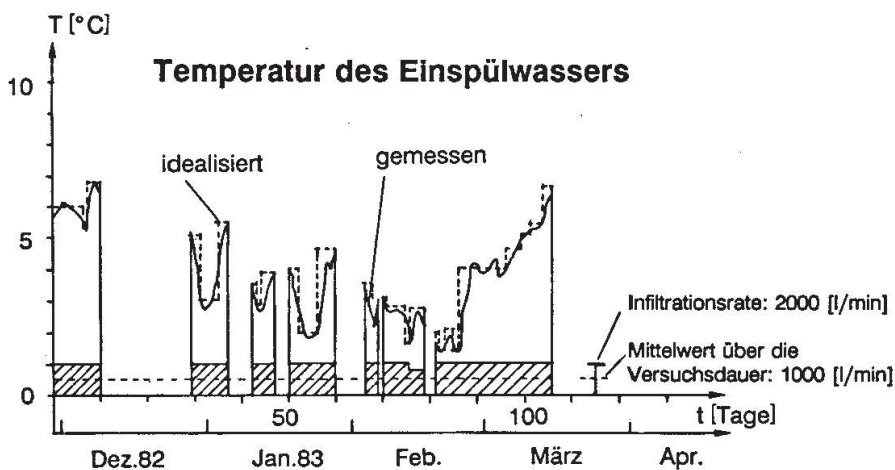
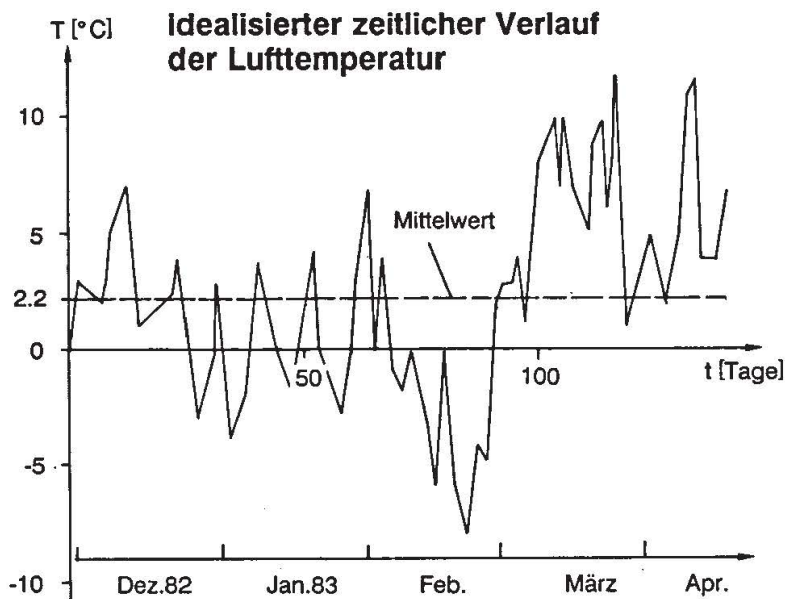
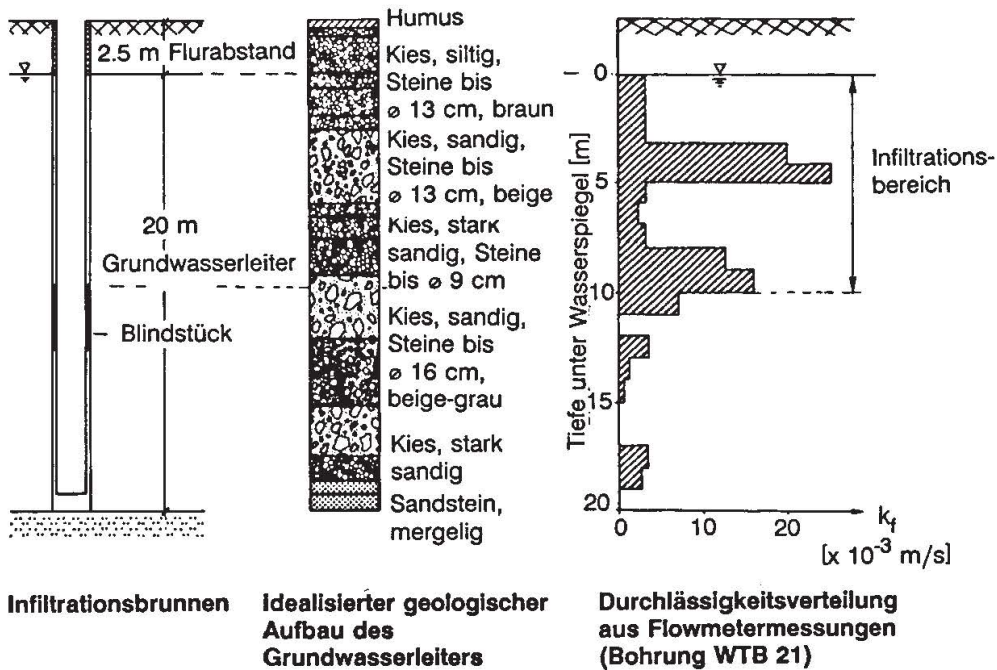
8.3.1 Modellrandbedingungen und Vereinfachungen

Die raum-zeitliche Ausbreitung des infiltrierten Kaltwassers wurde längs der Symmetriestromlinie der zu erwartenden Temperaturanomalie modelliert, da hier der Einfluß der seitlichen Wärmeenergieabgabe aufgrund fehlender Temperaturgradienten am geringsten ist. Die Richtung des idealisierten Modellstromstreifens wurde am oberflächennahen Druckfeld ausgerichtet; die beobachtete Richtungsabweichung der Strömung unterhalb des Blindstücks wurde nicht berücksichtigt. Die räumliche Diskretisierung der Schnittebene in vertikaler Richtung wurde im Grundwasserbereich analog zum Durchlässigkeitsprofil in Meterabständen vorgenommen. Die Deckschichten wurden durch drei Knotenreihen angenähert. Der Abstand des unteren Modellrandes wurde größer gewählt als die während der Versuchsdauer zu erwartende Eindringtiefe der Kältewelle in das Liegende. Aufgrund einer eindimensionalen Abschätzung ist hierfür eine Tiefe von 40 m bei weitem ausreichend, die durch 10 Reihen diskretisiert wurde.

Die räumliche Diskretisierung des Stromstreifens in Strömungsrichtung ergibt sich während der Rechnung aus den Koordinaten der bewegten Tracerteilchen von selbst (Courant-Kriterium).

Die zeitliche Diskretisierung wurde entsprechend dem kleinsten Meßzyklus in konstanten Tagesschritten vorgenommen. Die Berechnung umfaßte beginnend vom 29.11.1982 einen Zeitraum von 150 Tagen und wurde über das Ende der Kaltwasserversickerung (24.3.1983) hinaus fortgesetzt.

Innerhalb des Modellgrundwasserleiters werden gespannte Verhältnisse angenommen, so daß die Oberkante des Liegenden und die Unterkante der Deckschichten Randstromlinien darstellen. Der linke Modellrand symbolisiert hier den Infiltrationsbrunnen. Im Modell wird näherungsweise mit einer über den gesamten Versuchszeitraum gemittelten Zugabe von $Q = 1000 \text{ l/min}$ gerechnet (Abb. 8.3). Die Geschwindigkeitsverteilung entlang der Stromlinie wird – abweichend von den realen Infiltrationsbedingungen – gemäß dem Geschwindigkeitsfeld für die Elementarkonfiguration „Infiltrationsbrunnen in paralleler Grundströmung“ analytisch vorgegeben (stationäre Strömung). Insbesondere bleiben Einflüsse infolge der veränderten Viskosität des



Kaltwassers außer Betracht, da das hydrothermische Versuchsfeld eine relativ geringe räumliche Erstreckung aufweist. In vertikaler Richtung wird die Gesamtzugaberate proportional zum idealisierten Durchlässigkeitsprofil auf die einzelnen Schichten aufgeteilt.

Demgegenüber erfolgt die Vorgabe der Temperaturrandbedingungen und die Temperaturberechnung instationär. Über die obere Hälfte des Modellgrundwasserleiters wurden die gemessenen Temperaturwerte als Zeitreihe vorgegeben (Abb. 8.3), während im unteren Bereich ein konstanter Wert gemäß dem Jahresmittel der ungestörten Grundwassertemperatur angesetzt wurde. Die Temperatur am oberen Modellrand entsprach der Lufttemperaturganglinie (Tagesmittel) während der Versuchsdauer. Als Temperaturanfangsbedingung diente das ungestörte natürliche Temperaturfeld. Der Wärmeeintrag infolge Grundwasserneubildung wurde aufgrund der geringen Erstreckung des Untersuchungsgebiets außer Betracht gelassen.

8.3.2 Vergleich mit Meßdaten

Da im vorliegenden Fall die für die makrodispersive Vermischung ursächlichen Abweichungen vom Mittelwert der konvektiven Transportraten durch die vergleichsweise feine Modelldiskretisierung berücksichtigt werden, wurden die unbekanntenen Dispersionsparameter α_L und α_T zunächst außer acht gelassen und mit den bislang quantifizierten Größen eine dispersionsfreie Modellrechnung durchgeführt. Zum Vergleich der Rechenergebnisse werden die der Symmetriestromlinie der Temperaturanomalie nahegelegenen Meßstellen herangezogen (Abb. 8.4: T0915, T0508, WAT48). Die in Abbildung 8.4 dargestellten Temperaturganglinien sind jeweils über den oberen Bereich des Grundwasserleiters (Infiltrationsbereich, bis 11 m) tiefengemittelt. Bei der Beurteilung dieser instationären Temperaturverläufe ist zu berücksichtigen, daß es sich hierbei nicht um das Endergebnis einer Modellanpassung handelt. Insgesamt wird die Phase der gemessenen Temperaturwerte korrekt beschrieben. Abgesehen vom unmittelbaren Nahbereich (T0915) treten keine signifikanten Einzelabweichungen auf. Die zur Quantifizierung der Unterschiede berechnete Fehlerquadratsumme zwischen Messung und Rechnung nimmt mit zunehmender Entfernung rasch ab und liegt schließlich im Bereich der Meßtoleranzen. Die festzustellenden Abweichungen im Brunnennahbereich sind vermutlich dadurch zu erklären, daß aufgrund der diskontinuierlichen Feldmessungen im Tagesrhythmus die Temperaturspitzen nicht aufgezeichnet wurden oder aber daß örtliche Abweichungen von der idealisierten Durchlässigkeitsstruktur vorliegen. Abgesehen von diesen Abweichungen im Brunnennahbereich wird offensichtlich das großräumige raum-zeitliche Verhalten der Temperaturanomalie zutreffend modelliert. Die bevorzugte horizontale Ausbrei-

Abb. 8.3. Kaltwassereinleitung Aefligen: Randbedingungen.

Coldwater injection Aefligen: boundary conditions.

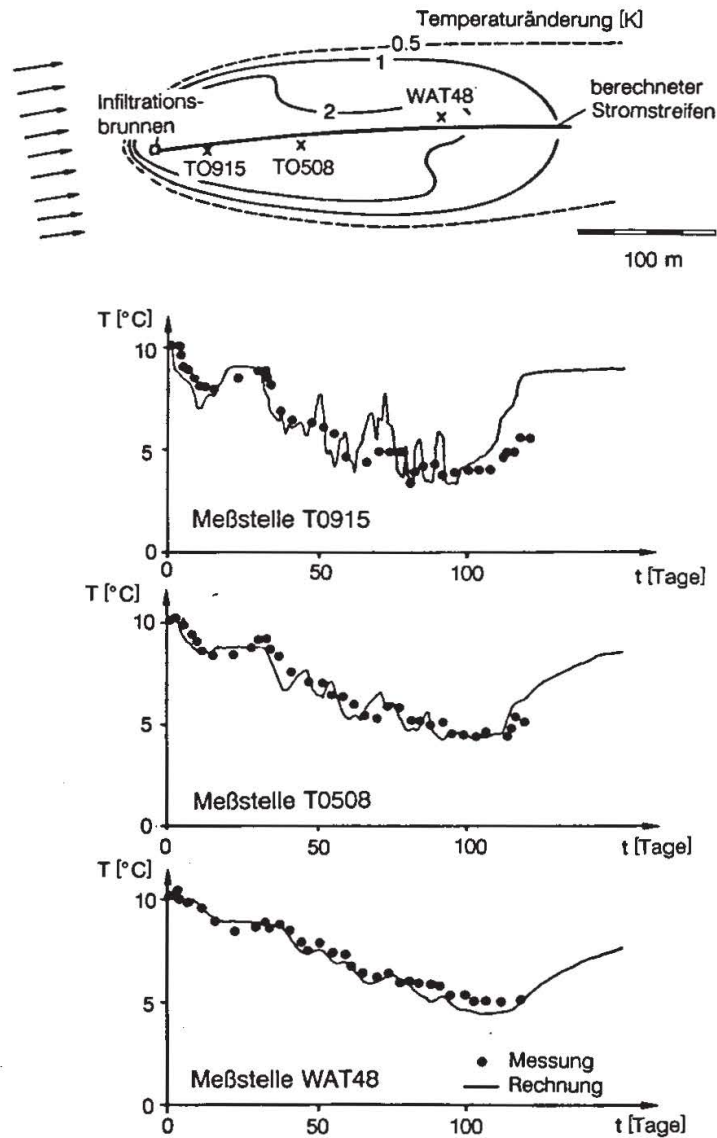


Abb. 8.4. Kaltwassereinleitung Aefligen: Ergebnis der dispersionsfreien Modellrechnungen.
Coldwater injection Aefligen: results of dispersion-free model calculations.

Die Verteilung der Wärmeenergie in den durchlässigen Bereichen des Grundwasserleiters kommt in den Vertikalprofilen (Abb. 8.5) zum Ausdruck. Im Bereich von etwa 6 bis 8 m unter Gelände führt die dort vorherrschende große Fließgeschwindigkeit zu einem Vorausschieben der Kältefront. Mit zunehmender Wegstrecke dringt die Temperaturanomale infolge Wärmeleitung (und Dispersion) auch in tiefere Bereiche des Grundwasserleiters vor. Ein Absinken des gegenüber der Umgebung schwereren Kaltwassers (Dichteströmung) war in den Messungen nicht festzustellen; dies ist aufgrund der markanten Anisotropie des Grundwasserleiters plausibel.

Der Vergleich mit den Meßdaten zeigt, daß bei detaillierter Berücksichtigung der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung dispersionsfreie Modellrechnungen bereits für

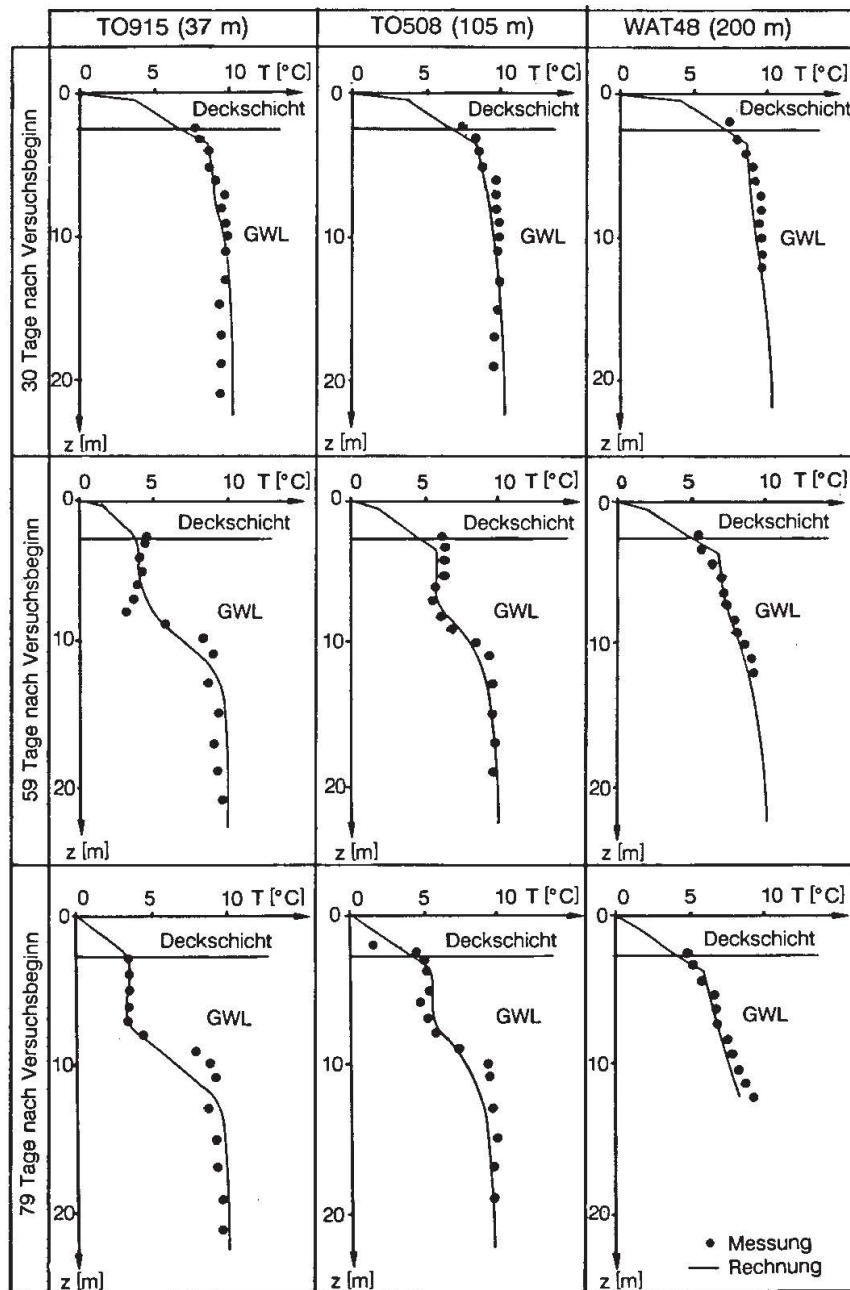


Abb. 8.5. Kaltwassereinleitung Aefligen: Vergleich von gerechneten und gemessenen Temperaturprofilen.

Coldwater injection Aefligen: comparison of calculated and measured temperature profiles.

praktische Zwecke hinreichend genaue Ergebnisse liefern. Vergleichsrechnungen mit einer tiefengemittelten Geschwindigkeit zeigen hingegen ohne Berücksichtigung der Dispersion keine befriedigende Übereinstimmung mit den Meßdaten (Söll 1985). In diesem Fall muß eine Modelleichung unter Anpassung der Dispersionsparameter α_L und α_T erfolgen (siehe auch Kap. 2). Allerdings wurden zur Bestimmung der Dispersionsparameter keine spezifischen Feldversuche durchgeführt.

8.4 Vertikal-ebene Modellierung von Stromstreifen im Bereich der Emmeinfiltration Kirchberg

8.4.1 Versuchsbedingungen

In Abbildung 8.1 ist ein idealisierter Lageplan des Testareals Kirchberg dargestellt, in dem der Emme-Verlauf und drei in Richtung der Grundwasserströmung verlaufende Achsen hervorgehoben sind, in denen primär Temperaturmessungen im Feld erfolgten. Die Fließrichtung der Emme weicht von der Grundwasserströmungsrichtung um ca. 45° ab.

Charakteristisch für die dortigen Untergrundverhältnisse ist der heterogene Aufbau des Grundwasserleiters. Die Aufschlußbohrungen an den Meßstellen UP96A und UP91A zeigen, daß die Durchlässigkeit mit der Tiefe veränderlich ist und die Mächtigkeit der grundwasserführenden Schichten von der Achse A1 ($m_G = 20$ m) zur Achse A3 ($m_G = 8$ m) hin abnimmt. In Abbildung 8.6 sind die wichtigsten Aquiferkenngrößen zusammengefaßt.

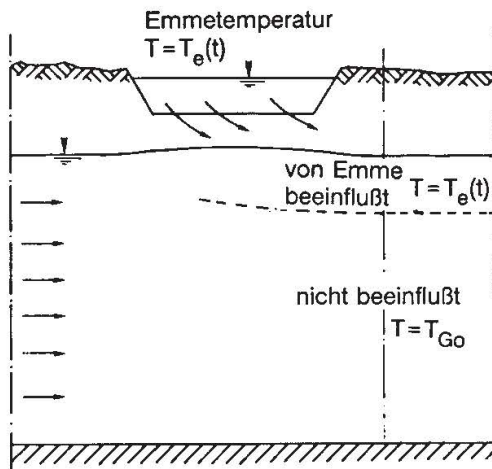
Während der Versuchsdauer ab Mai 1984 wurden die zeitlichen Temperaturschwankungen der Emme, die Lufttemperatur und die Temperaturwerte im Grundwasser in verschiedenen Tiefen an den einzelnen Meßstellen aufgezeichnet (Abb. 8.7 und 8.8). Die Emmetemperatur folgte weitgehend dem jahreszeitlichen Verlauf der Lufttemperatur und schwankte im Bereich von ca. 18°C im Sommer und ca. 1°C im Winter.

Die Temperaturverhältnisse im Untergrund oberstrom und unterstrom der Emme unterscheiden sich grundlegend voneinander. Oberstrom sind im Grundwasser nur geringe natürliche Temperaturveränderungen zu beobachten (z.B. Meßstelle AP50B); die tiefengemittelten Temperaturen (Mittelung ca.: $6,0 < z < 25$ m) liegen hier bei etwa 9,5°C und sind zeitlich nahezu konstant. Hier ist das Temperaturgeschehen primär durch die Temperaturrandbedingungen an der Erdoberfläche und die Dämpfungseigenschaften des anstehenden Bodens bestimmt. Im unterstromigen Bereich ist das Temperaturfeld zunächst durch das einsickernde Flußwasser geprägt, das sich über dem Grundwasserstrom teilweise einschichtet und dabei nach unterstrom verfrachtet wird. Außerhalb des unmittelbaren Infiltrationsbereiches mit vertikalen Strömungskomponenten tritt zum Wärmeenergieeintrag der Emme (Konvektion) der vertikale Wärmeeintrag durch die Deckschichten hinzu, der durch den Wärmeaustausch mit dem Liegenden ergänzt wird (Wärmeleitung, Wärmespeicherung).

Die Infiltrationsrate der Emme beträgt im Abschnitt Kirchberg-Schalunen bei Kilometer 7,0 etwa 20 m³/d m (Mittelwert 1984). Geht man in erster Näherung davon aus, daß das einsickernde Emmewasser außerhalb des Nahbereichs mit der vorherrschenden Geschwindigkeit der Grundwasserströmung transportiert wird, dann ergibt eine elementare Kontinuitätsbetrachtung, daß durch das Emmeinfiltrat ein Tiefenbereich von etwa 5 m konvektiv erfaßt wird. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen, die bei der Auswertung von Temperaturtiefenprofilen in Ufernähe der Emme gewonnen wurden (Abb. 8.8). Hinsichtlich des Wärmeenergieeintrags lassen sich demnach generell zwei Bereiche unterscheiden:

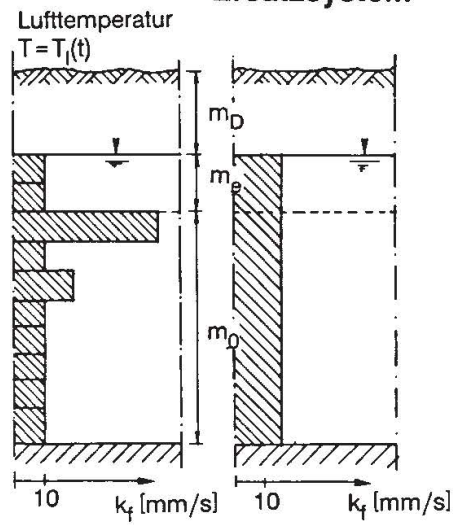
Achse A1 und A2

Strömungsverhältnisse



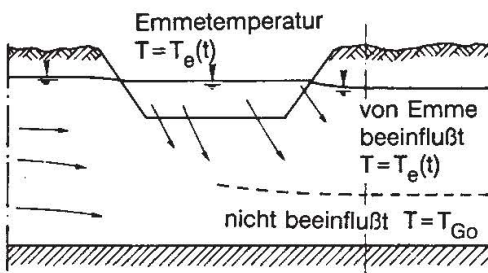
k_f -Struktur

Vereinfachtes Ersatzsystem



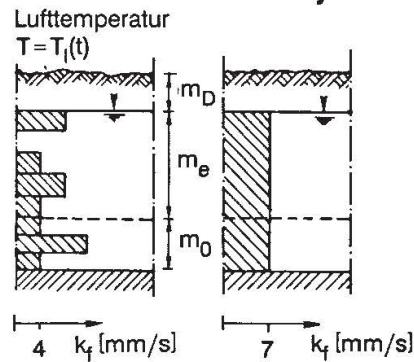
Achse A3

Strömungsverhältnisse



k_f -Struktur

Vereinfachtes Ersatzsystem



Stromstreifen A2

AP 50 B UP 91 A UP 93 A UP 95 A

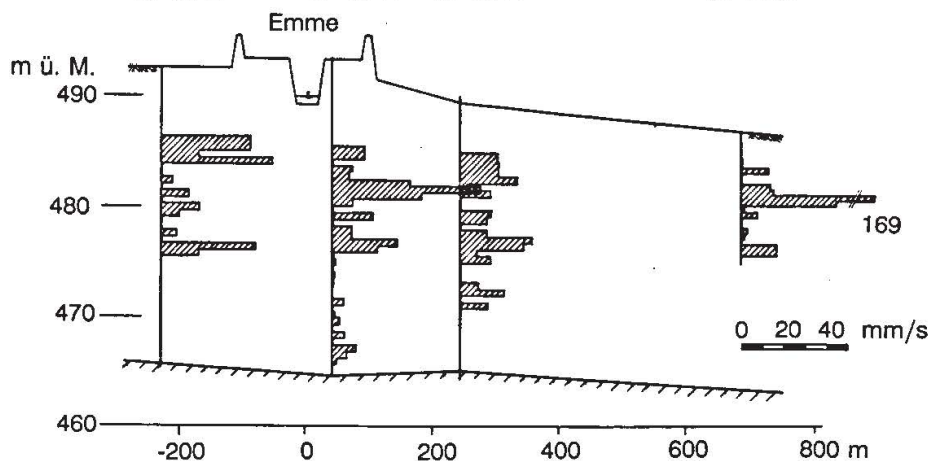


Abb. 8.6. Emmeinfiltration Kirchberg: Strömungsrandbedingungen und Durchlässigkeitsverteilung.

Emme infiltration Kirchberg: flow boundary conditions and permeability distribution.

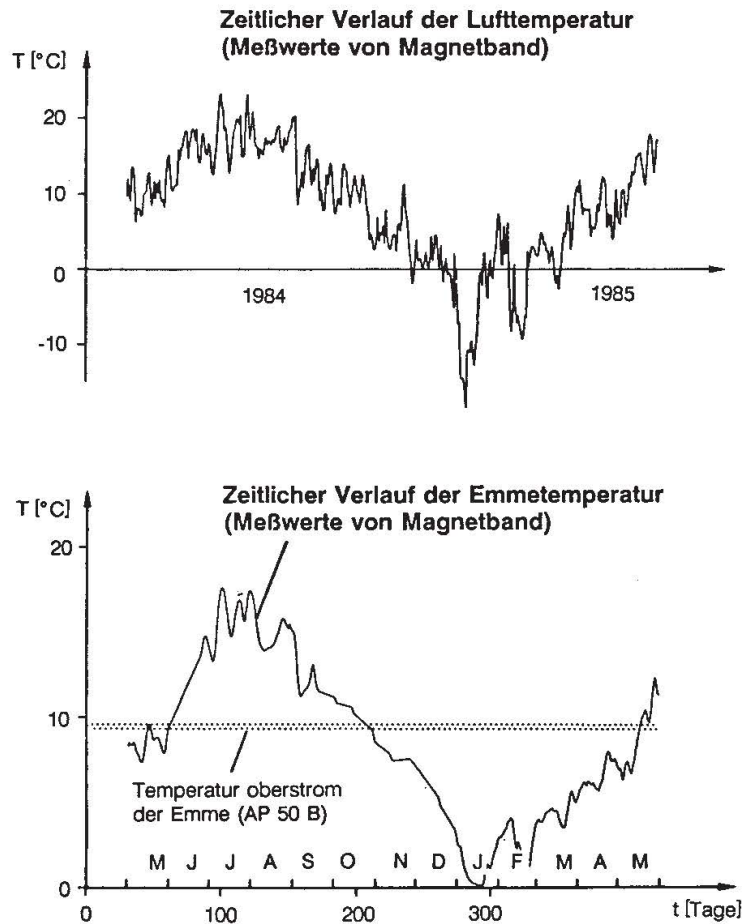


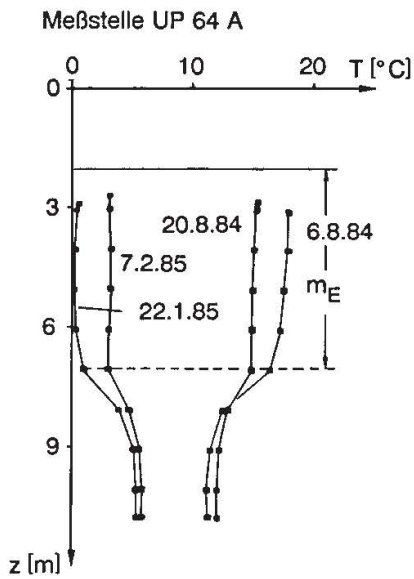
Abb. 8.7. Emmeinfiltration Kirchberg: Zeitlicher Verlauf der Temperaturrandbedingungen.

Emme infiltration Kirchberg: temporal development of temperature boundary conditions.

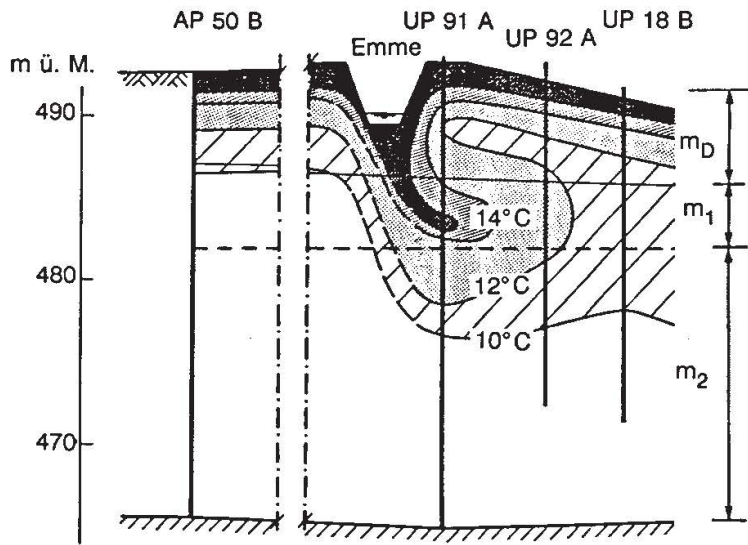
Achse A1 und A2

Der Grundwasserstrom hat hier aufgrund der großen Mächtigkeit der Deckschichten keinen direkten hydraulischen Kontakt mit der Emme. Der natürliche (oberstromige) Grundwasserfluß wird durch das Sickerwasser der Emme angereichert (Abb. 8.6). Die rechnerische vertikale Mächtigkeit dieser Anreicherungszone beträgt ca. 4 bis 6 m, d.h. etwa ein Drittel der Grundwassermächtigkeit. Die Temperaturmeßwerte an der Stelle UP41A in Ufernähe zeigen einen typischen jahreszeitlichen Verlauf, der mit dem der Flußtemperatur korreliert ist. Die Amplitude ist jedoch gegenüber der Emmeganglinie um ca. 3 K gedämpft (Abb. 8.8).

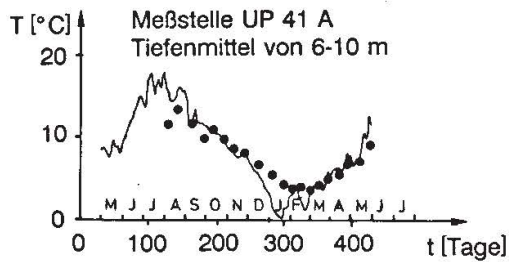
Temperaturprofil Achse A3



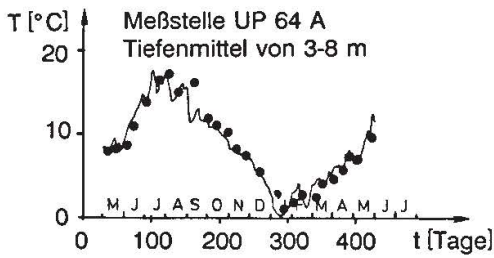
Vertikalschnitt entlang Achse A2



Achsen A1 und A2



Achse A3



— Emmetemperatur
• Meßstellentemperatur

Approximation im Modell

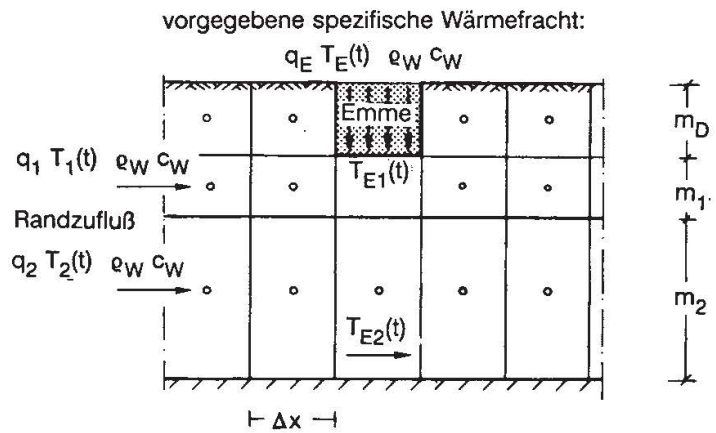


Abb. 8.8. Emmeinfiltration Kirchberg: Temperaturverhältnisse im Nahbereich.

Emme infiltration Kirchberg: temperatures in the nearfield.

Achse A3

Bei Zugrundelegung einer Infiltration der Emme von ca. $20 \text{ m}^3/\text{d m}$ ist hier davon auszugehen, daß das oberstromige Grundwasser teilweise in das Oberflächengewässer exfiltriert und unterstrom weitgehend durch Flußwasser ersetzt wird (Abb. 8.6). Der vertikale Infiltrationsbereich (ca. 5 m) erstreckt sich hier auf etwa zwei Drittel der gesamten Grundwassermächtigkeit; diese Annahme wird gestützt durch die Grundwassertemperaturen in Ufernähe (Meßstelle UP64A), die mit der Emmetemperatur sehr gut übereinstimmen (Abb. 8.8).

8.4.2 Modellparameter und Randbedingungen

Für die vertikal-ebene Stromstreifenberechnung wurden die Abmessungen des Stromstreifens in vertikaler Richtung an den Längsprofilen orientiert. Hierbei wurden im einzelnen die Mächtigkeit und Diskretisierung der Deckschicht und der gesamten konvektiven Transportebenen (gesättigter Grundwasserbereich) sowie die vertikale Ausdehnung der Emmeinfiltration und die Mächtigkeit des Liegenden festgelegt.

Der unmittelbare Nahbereich der Emmeinfiltration mit vertikalen Strömungskomponenten bleibt bei den Berechnungen des großräumigen Temperaturfeldes außer Betracht. Für die Berechnung wurde die hydrogeologische Situation im Nahbereich gemäß Abbildung 8.8 idealisiert und als Randbedingung am Einströmrand des Stromröhrenmodells übertragen.

Die Schichtdicke m_E des sich der natürlichen Grundströmung überlagernden Emmewassers wurde für die ersten Testrechnungen folgendermaßen abgeschätzt (Achse A 3):

- spezifische Infiltrationsrate der Emme: $q_E = 20 \text{ m}^3/\text{d m}$
- natürliches Grundwassergefälle: $I_0 = 0,006$
- tiefengemittelte Durchlässigkeit: $k_f = 0,007 \text{ m/s}$

Daraus ergibt sich aus Kontinuitätsgründen eine Schichtdicke m_E des infiltrierten Emmewassers von

$$m_E = \frac{q_E}{I_0 \cdot k_f} = 5,0 \text{ m} \quad (1)$$

Aus den ersten Testrechnungen ergab sich schließlich ein Zahlenwert (Eichung) für die Achsen A1 und A2 von $m_E = 4,0 \text{ m}$ und für die Achse A3 von $m_E = 5,0 \text{ m}$. Die gemessenen Temperaturtiefenprofile ufernäher Meßstellen bestätigen diese Zahlenwerte.

Die Mächtigkeit des Liegenden wurde im Modell größer gewählt als die Eindringtiefe einer sich in einem halbunendlichen Festkörper ausbreitenden Wärmewelle (Gröber et

al. 1963). Die Größenordnung der Eindringtiefe ist bei gegebenen hydrothermischen Bodeneigenschaften primär eine Funktion der Schwingungsfrequenz. Sofern als Eindringtiefe diejenige Strecke definiert wird, an der die maximale Temperaturschwankungen noch 10% der Amplituden am freien Rand betragen, erhält man hier etwa 10 bis 15 m; gewählt wurde $m_L = 40$ m.

Die Strömungsparameter Durchlässigkeit und Piezometerhöhengefälle wurden den Bohrprofilen und den (mittleren) Isohypsen des Grundwasserspiegels entnommen. Im einzelnen wurde ein Basiswert der Durchlässigkeit sowie die relative Durchlässigkeit der Schichten bezogen auf diesen Basiswert und das mittlere Piezometerhöhengefälle der Grundströmung festgelegt.

Detaillierte Angaben zu den regionalen und lokalen Durchlässigkeitsverhältnissen sind bei Blau et al. (1987) gegeben. Insbesondere werden dort die örtlichen Verhältnisse in den Schnittachsen A1, A2 und A3 dargestellt, wobei der in Abbildung 8.6 wiedergegebene Längsschnitt im Stromstreifen A2 einen guten Einblick vermittelt. Für die bereits zu einem früheren Zeitpunkt durchgeführten Modellrechnungen (Kobus 1984/85), zu dem lediglich erste Erkenntnisse zur k_f -Verteilung vorlagen, wurden nur die in Abbildung 8.6 dargestellten Bohrprofile als jeweils repräsentativ für den Stromstreifen angesetzt, ohne eine Variation der k_f -Profile entlang des Stromstreifens zu berücksichtigen (Kobus und Söll 1991).

Die hydrothermischen Kenngrößen, welche aus den Felddaten ermittelt wurden, betreffen die Wärmeleitfähigkeiten für Deckschicht, gesättigten Bereich und Liegendes sowie die spezifische Volumenwärme. Hinzu kommen Schätzwerte für den Wärmeübergangskoeffizienten an der Geländeoberfläche und für die longitudinale und transversale Dispersivität.

Die Temperaturrandbedingungen umfassen einerseits die Infiltrationstemperaturen und andererseits die Lufttemperaturen. Als Modelleingaben dienten die Tagesmittelwerte der Emmetemperatur sowie die Tagesmittelwerte der Lufttemperatur (jeweils aus Magnetbandaufzeichnungen).

Als Temperaturanfangsbedingungen wurde im Rahmen der ersten Testrechnungen ein konstanter Jahresmittelwert ($T_{Go} = 9^\circ\text{C}$) für das gesamte Gebiet angesetzt. Dies führte zwangsläufig zu Abweichungen zwischen Meßwerten und der Rechnung zu Beginn des Simulationszeitraums, solange die Wärme front im Modell den betrachteten Vertikalschnitt noch nicht erreicht hatte. Deshalb wurde der Programmablauf dahingehend erweitert, daß die Temperaturvorgeschichte infolge des Vorjahreszyklus (1983/84) berücksichtigt werden konnte. Die Daten für den Vorjahreszyklus wurden hierbei näherungsweise den Stammdaten des zu modellierenden Jahres gleichgesetzt.

Eine Übersicht der gewählten wichtigsten Parameter ist in Tabelle 8.1 gegeben. Auf Unterschiede der Parameter in den Modellachsen A1/A2 bzw. A3 wird nachfolgend eingegangen.

Modellparameter in den Achsen A2 und A1

Das vertikale Profil der Modelldurchlässigkeit wurde an k_f -Werten der Meßstelle UP91A (Achse A2) orientiert. Für die Achse A1 standen keine entsprechenden Werte zur Verfügung. Näherungsweise wurde auch hier das k_f -Profil der oben genannten Meßstelle (UP91A) angesetzt. Aufgrund des für diesen Bereich festgestellten Piezometerhöhengefälles ergibt sich für die Achsen A1 und A2 eine mittlere Filtergeschwindigkeit in der Größenordnung von $v_f \approx 4$ m/d und eine konvektive Wärmetransportgeschwindigkeit von etwa $v_T \approx 5$ m/d.

Modellparameter in der Achse A3

Die vertikale Diskretisierung der Modellebene wurde entsprechend dem Bohrprofil UP96A gewählt (Abb. 8.6). Sowohl die Mächtigkeit der Deckschicht als auch die Mächtigkeit der gesättigten Bodenzone ist hier wesentlich geringer als im Bereich der Achsen A1 und A2. Der tiefengemittelte k_f -Wert ist hier nur etwa halb so groß wie in den Schnitten A1 und A2. Gleichzeitig ist das Piezometerhöhengefälle etwa doppelt so groß, so daß sich auch für die Achse A3 eine Filtergeschwindigkeit v_f und somit auch eine konvektive Wärmetransportgeschwindigkeit v_T in derselben Größenordnung wie für die Achsen A1 und A2 ergibt.

8.4.3 Vergleich mit Meßdaten

Die Ergebnisse der vertikal-ebenen Modellrechnungen sind in den Abbildungen 8.9 (Achse A2) und 8.10 (Achse A3) auszugsweise dargestellt. Die Ergebnisse der Rechnungen auf der Grundlage der stark vereinfachten und schematisierten hydrogeologischen und hydrothermischen Ausgangsdaten stimmen mit den gemessenen Daten sehr gut überein. Das Temperaturfeld im Abstrombereich der Emme kann mit dem Stromstreifenmodell zutreffend beschrieben werden. Die sehr guten Ergebnisse der Modellrechnungen lassen insbesondere den Schluß zu, daß laterale Vermischungsvorgänge senkrecht zur Betrachtungsebene hier sekundär sind.

Im Bereich der Achsen A1 und A2 schwankt die Temperatur im oberen Bereich des Grundwasserleiters (6 bis 16 m Tiefe unter Geländeoberkante) an der Meßstelle UP91A (nahe der Emme) zwischen 6 und 12°C. Mit zunehmender Entfernung in Fließrichtung werden die Temperaturschwankungen gedämpft und betragen z.B. an der Meßstelle UP93A (Entfernung ca. 225 m) noch etwa zwei Drittel der Werte an der Meßstelle UP91A.

Der Vergleich von gemessenen und berechneten Tiefenprofilen entlang der Achse A2 zu verschiedenen Zeitpunkten (Abb. 8.11) zeigt, daß sich der Wärmeenergieeintrag der Emme im wesentlichen auf die obere Hälfte des Grundwasserleiters auswirkt und daß der Wärmeenergieaustausch des infiltrierten Emmewassers primär mit den Deckschichten erfolgt und erst in zweiter Linie mit tieferen Zonen im Grundwasser-

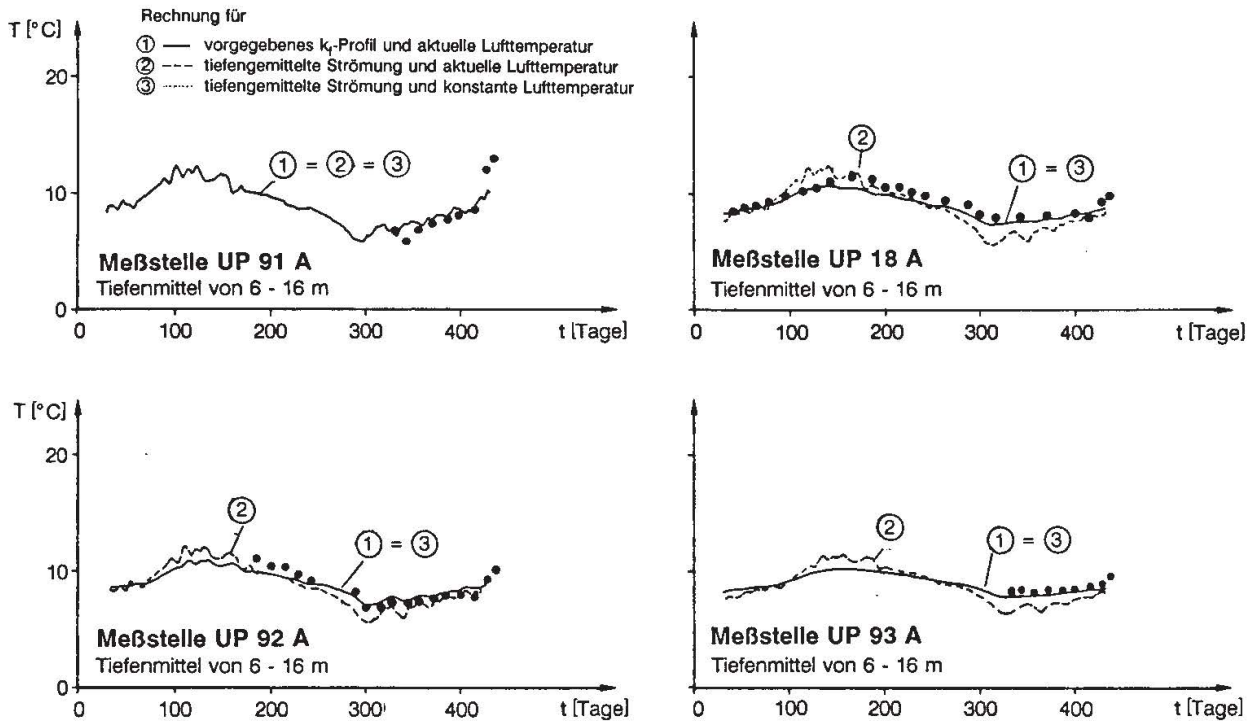


Abb. 8.9. Modellierung des Stromstreifens A2: Vergleich Rechnung-Messung.
Modelling of stream tube A2: comparison calculation-measurement.

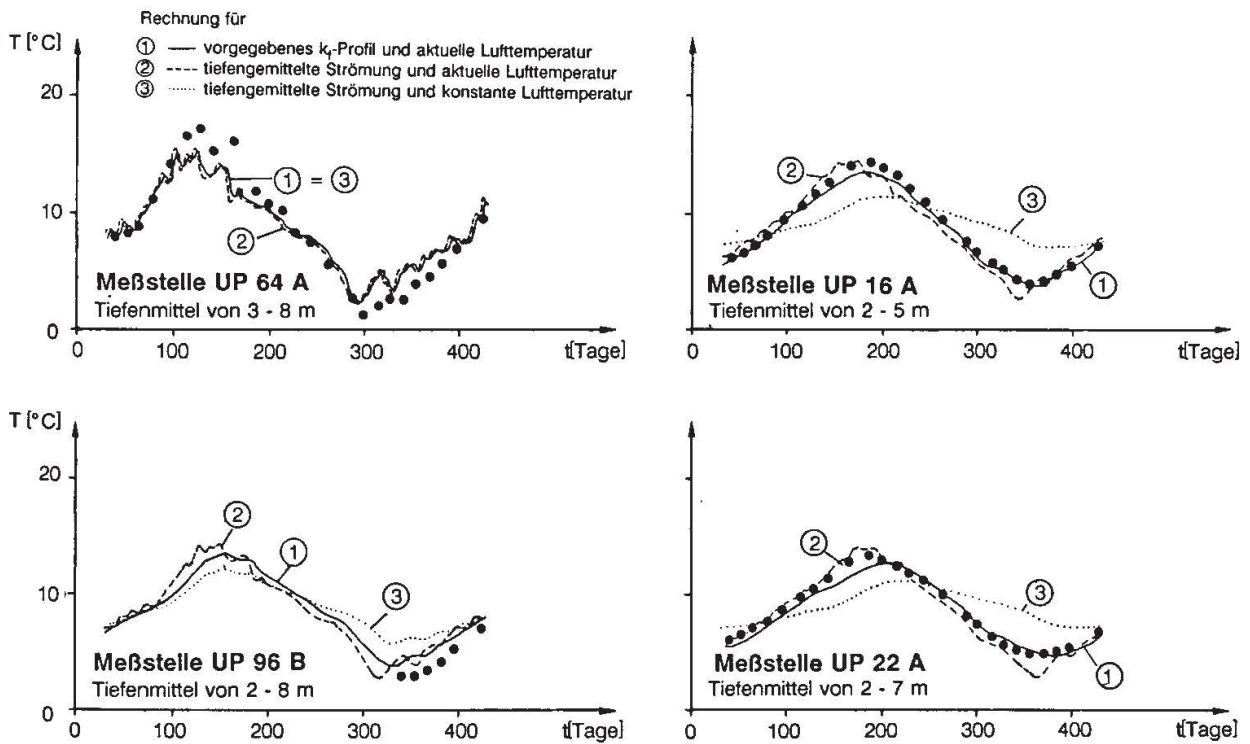


Abb. 8.10. Modellierung des Stromstreifens A3: Vergleich Rechnung-Messung.
Modelling of stream tube A3: comparison calculation-measurement.

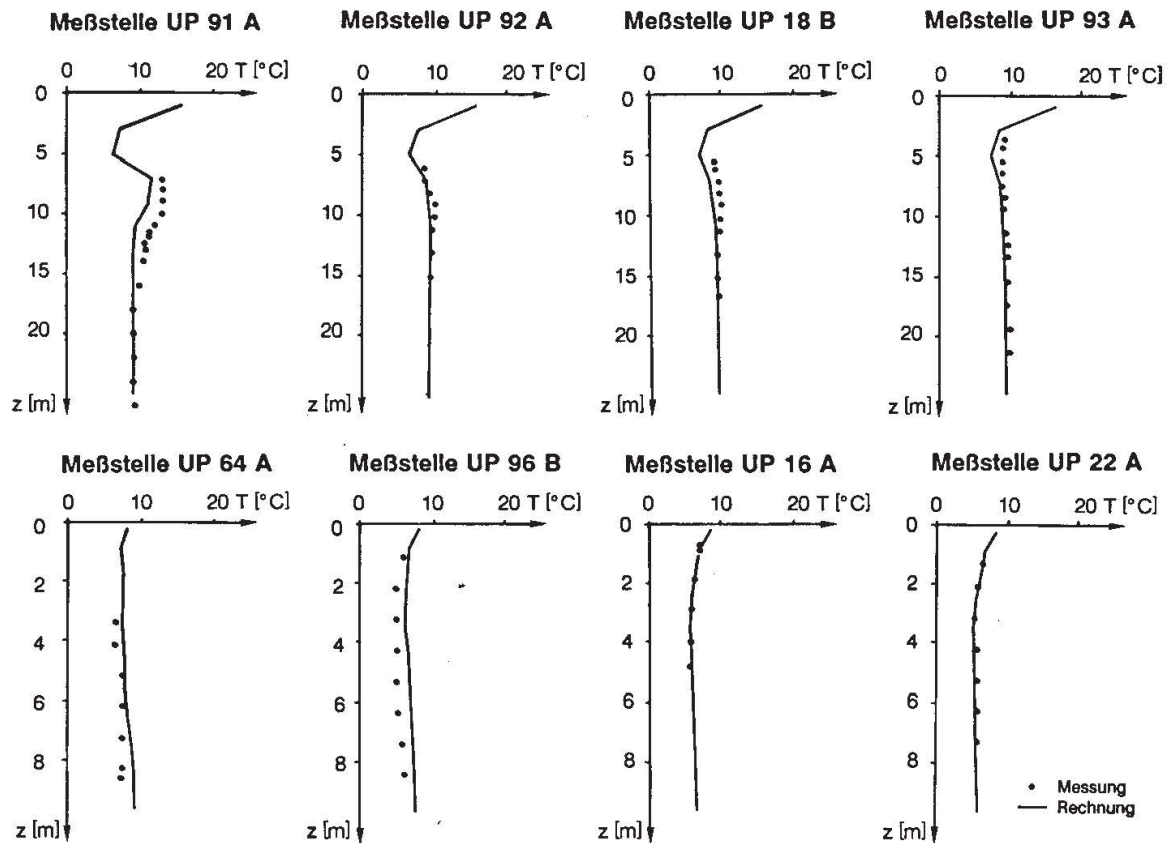


Abb. 8.11. Temperaturtiefenprofile in den Stromstreifen A2 und A3 (Messung und Rechnung).

Temperature depth profiles in the stream tubes A2 and A3 (measurement and calculation).

leiter selbst. In Tiefenbereichen ab etwa 15 bis 20 m herrscht wie im oberstromigen Bereich eine nahezu konstante Temperatur von ca. 9 bis 10°C vor.

Das Temperaturgeschehen in Achse A3 ist sowohl durch die Emmeversickerung als auch durch den vertikalen Wärmeenergieaustausch des Grundwassers mit der Atmosphäre geprägt. Der vertikale Infiltrationsbereich der Emme beträgt hier etwa zwei Drittel der Mächtigkeit. Demzufolge ist auch der gesamte Tiefenbereich des Grundwasserleiters von den Temperaturschwankungen der Emme betroffen. Die Temperaturschwankungen im Grundwasserbereich, die an der Meßstelle UP64A in Ufernähe der Emme Werte zwischen 2°C und 18°C aufweisen, klingen mit zunehmender Entfernung von der Emme ab. Die Dämpfung der Amplitude beträgt beispielsweise an der Meßstelle UP22A (Entfernung ca. 450 m) ca. 50 Prozent.

Temperaturbedingte Dichteströmungen treten nicht signifikant in Erscheinung. Insbesondere ist während der Wintermonate kein Abtauchen des relativ kälteren (und somit schwereren) Emmewassers in tiefere Zonen zu beobachten. Dies ist wegen der ausgeprägten Anisotropie der Durchlässigkeit plausibel.

Für praktische Zwecke ist daher im vorliegenden Fall eine entkoppelte Betrachtung des Strömungs- und Temperaturfeldes ausreichend, wengleich mit den Temperatur-

schwankungen von $\Delta T \approx 7\text{K}$ Viskositäts- bzw. Durchlässigkeitsänderungen von ca. 25% gegenüber den „ungestörten“ Verhältnissen ($T_0 = 9^\circ\text{C}$) verbunden sind. Zwischen der Messung und der Rechnung, die ohne eine Kopplung des Strömungs- und Temperaturfeldes durchgeführt wurden, zeigten sich keine signifikanten Abweichungen wie z.B. unterschiedliche Phasenverschiebungen im Sommer und Winter infolge der unterschiedlichen Durchlässigkeit des Untergrundes (Warm- und Kaltwasser). Dies liegt darin begründet, daß bei einer linienförmigen Wärmequelle und überwiegender Parallelströmung aus Kontinuitätsgründen entlang des Fließweges bei näherungsweise konstantem Fließquerschnitt keine unterschiedliche tiefengemittelte Geschwindigkeit auftreten kann. Vielmehr bewirken die Viskositätsänderungen entsprechende Änderungen der Piezometerhöhengradienten (Kaltwasser: steilere Gradienten, Warmwasser: flachere Gradienten), so daß sich die Veränderungen im k_f -Wert und im Piezometerhöhengradienten in ihrer Auswirkung auf die Abstandsgeschwindigkeit im wesentlichen kompensieren.

8.4.4 Parameterstudie

8.4.4.1 Reduzierung der vertikalen Schichtenzahl

Die vorstehend dargestellten Rechenergebnisse basieren u.a. auf der Annahme einer idealisierten Schichtbänderstruktur des Grundwasserleiters, welche einen vergleichsweise hohen Aufwand bei der numerischen Nachbildung des konvektiven Transports erfordert (hier 8 Schichten bei der Achse A3 bzw. 10 Schichten bei den Achsen A1 und A2).

Gegenstand weiterer Untersuchungen war deshalb, inwieweit das Temperaturfeld auf der Grundlage eines tiefengemittelten k_f -Profils mit reduzierter Schichtenzahl zutreffend beschrieben werden kann.

Der Aquifer wurde hierzu in zwei Tiefenbereiche unterteilt (Abb. 8.6). Im oberen Bereich wird die Temperaturrandbedingung am Einströmrand primär von der Emme geprägt; der Wärmeenergieeintrag erfolgt durch Konvektion (Emmewasser). Im unteren Bereich ist der Sickerwasserzufluß der Emme sekundär; der Wärmeeintrag durch die natürliche Grundströmung ist dominant.

Für beide Transportebenen wurde derselbe tiefengemittelte Durchlässigkeitswert $k_f = 7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ zugrunde gelegt; die übrigen Modellparameter blieben unverändert. Die Ergebnisse dieser Parameterstudie sind in den Abbildungen 8.9 und 8.10 zusammengestellt und können wie folgt interpretiert werden.

Die Modellrechnungen auf der Grundlage eines tiefengemittelten Strömungsfeldes stimmen mit den entsprechend gemittelten Meßwerten sehr gut überein. Sowohl die Phase der Temperaturganglinien als auch die Temperaturdämpfung wird durch das Modell in allen betrachteten Entfernungen von der Emmeinfiltration korrekt erfaßt.

Im Vergleich hierzu ist festzustellen, daß bei entsprechenden Rechnungen mit tiefengemittelten Grundgeschwindigkeiten für die Versickerungstests Aefligen II (siehe Abschnitt 8.3.2) eine meßstellenabhängige (d.h. entfernungsabhängige) Eichung der konvektiven Transportrate zur Angleichung der Phase zwischen Messung und Rechnung durchgeführt werden mußte. Dieser Unterschied bedarf einer näheren Erläuterung, da in beiden Testgebieten von vergleichbaren hydrogeologischen Untergrundverhältnissen ausgegangen werden kann. Nimmt man für die Modellrechnungen an, daß beide Testgebiete eine durchgängige Stratifikation entsprechend dem vertikalen Durchlässigkeitsprofil besitzen, so muß die makrodispersive Längsvermischung infolge der unterschiedlichen schichtspezifischen Ausbreitung gleichfalls in derselben Größenordnung liegen.

Folglich war zunächst zu erwarten, daß bei den Modellrechnungen mit tiefengemittelter Strömung – wie im Testgebiet Aefligen – hier ebenfalls eine Kalibrierung des konvektiven Transports erforderlich ist und die jeweils durchlässigste Schicht das Temperaturgeschehen im Testgebiet Kirchberg ebenfalls prägt. Daß dies hier nicht erforderlich ist, liegt darin begründet, daß die makrodispersive Vermischung wegen der relativ langsamen Änderung der Temperatur an der Wärmequelle (Jahreszyklus) und der vergleichsweise kurzen Laufzeiten der Wärmefront von der Quelle zu den Meßstellen im Ergebnis nicht signifikant wird. Sofern tiefenvariable konvektive Transportraten vorliegen, setzt sich der Tiefenmittelwert der Temperatur an einem Ort aus der Wärme des Wassers zusammen, das zu unterschiedlichen Zeitpunkten an der Wärmequelle infiltriert wurde. Sofern deren Temperatur keine raschen Schwankungen aufweist, kann sich die Makrodispersion nicht deutlich im Ergebnis der Modellrechnung zeigen, so daß eine exakte Kalibrierung des Konvektionsterms nicht möglich und auch nicht erforderlich ist. In Tabelle 8.1 sind die bereits erwähnten typischen Merkmale der hydrothermischen Randbedingungen der beiden Testgebiete Aefligen und Kirchberg einander gegenübergestellt. Demzufolge kann das Temperaturgeschehen im Testareal Kirchberg für praktische Zwecke mit genügender Genauigkeit auf der Grundlage eines tiefengemittelten stationären Strömungsfeldes berechnet werden. Allerdings ist wegen der tiefenvariablen Temperaturrandbedingungen und aufgrund des sich teilweise einschichtenden Emmewassers eine vertikale Diskretisierung des gesättigten Strömungsbereichs in mindestens zwei Bereiche erforderlich. Bei einer über die gesamte Mächtigkeit des Grundwasserleiters tiefengemittelten Betrachtung der Temperatur würde durch die Mittelung schon im Bereich der Emmeinfiltration eine scheinbare Vermischung angenommen, die den Naturdaten nicht entspräche.

8.4.4.2 Einfluß von Schwankungen der Lufttemperatur

Theoretische Ansätze (Gröber et al. 1963) zeigen, daß sich Schwankungen der Lufttemperatur aufgrund der dämpfenden Eigenschaften des Untergrundes bis maximal 10 bis 15 m Tiefe auswirken (Eindringtiefe der Jahrestemperaturganglinie). Demzufolge ist davon auszugehen, daß das Temperaturfeld entlang der Achse A3 ($m_0 = 2$ m) sowohl von der Emme als auch von der Oberfläche her geprägt ist,

wohingehen im Bereich der Achsen A1 und A2 dieser Einfluß infolge der größeren Flurabstände ($m_0 = 6 \text{ m}$) weniger wirksam ist. Dies kommt in den Abbildungen 8.9 und 8.10 deutlich zum Ausdruck.

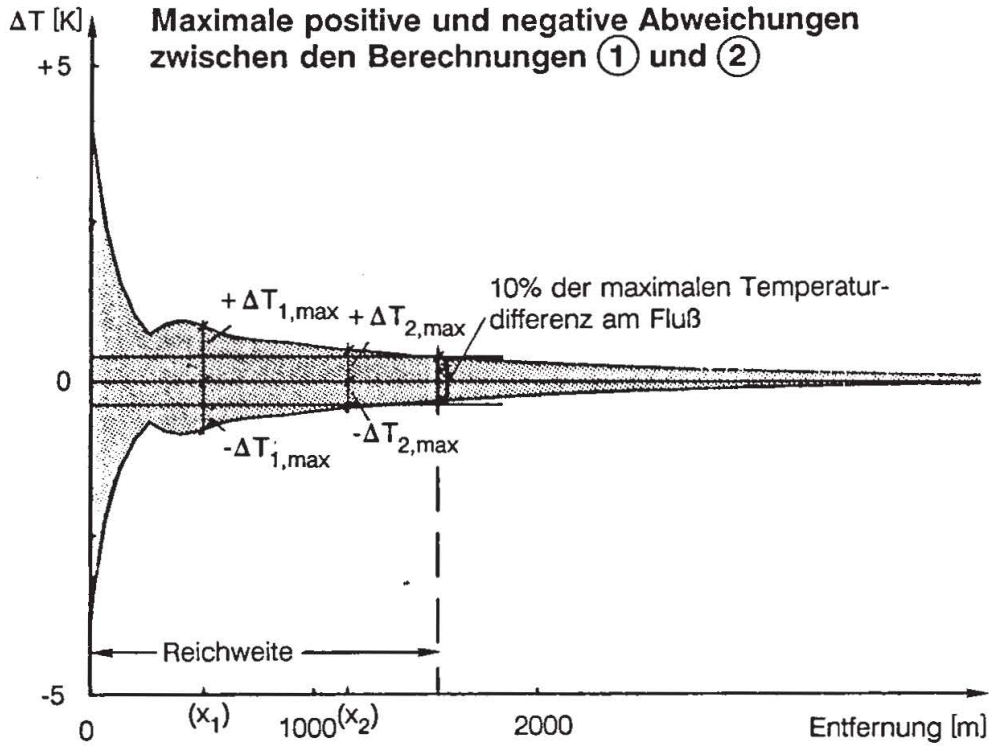
Abweichend von den gemessenen Daten wurde in den Vergleichsrechnungen eine zeitlich konstante Oberflächentemperaturrandbedingung $T_L = 9^\circ\text{C}$ (Jahresmittelwert) am oberen Modellrand angesetzt. Im Bereich der Achsen A1 und A2 sind die hieraus resultierenden Abweichungen vernachlässigbar. Im Bereich der Achse A3 hingegen treten wegen des fehlenden zusätzlichen Wärmeenergieeintrags im Winter generell geringere Temperaturschwankungen bei der Modellrechnung auf. Demzufolge muß zumindest bei geringem Flurabstand der instationäre Verlauf der Lufttemperatur bei der Modellierung der Grundwassertemperaturen mit in Betracht gezogen werden.

Sofern nicht das Temperaturgeschehen in den Deckschichten von primärem Interesse ist, genügt es jedoch in Bereichen mit Flurabständen von mehr als 6 m, mit einem Mittelwert für die Temperaturrandbedingungen (Jahresmittel der Lufttemperatur) zu rechnen.

8.4.5 Ausdehnung der Temperaturanomalie

Zur Bestimmung der thermischen Reichweite (Dämpfungslänge der emmeinduzierten Temperaturschwankungen) der Emmeinfiltration wurden numerische Modellrechnungen durchgeführt und mit analytischen Ansätzen verglichen. Abweichend von den Meßdaten wurde sowohl für die Oberflächentemperatur als auch für die Infiltrationstemperatur ein idealisierter Temperaturverlauf in Form einer Sinusschwingung im Jahreszyklus angesetzt. Hierfür wurden Rechnungen jeweils bis zum Erreichen des eingeschwungenen Endzustandes durchgeführt. Am Einströmrand variiert die Temperatur zwischen 2°C und 16°C . Diese Schwankungen werden primär von der Emmeversickerung verursacht; ihr Einflußbereich reicht im Testgebiet bis etwa 2000 m, wobei die Amplituden rasch gedämpft werden. Ab einer Entfernung in der Größenordnung von 3000 m liegen alle Kurven näherungsweise parallel und zeigen nurmehr den Einfluß des vertikalen Wärmeenergieaustauschs mit der Atmosphäre; Temperaturschwankungen infolge der Emmeversickerung hingegen sind nicht mehr erkennbar. Die Temperaturschwankung infolge des vertikalen Wärmeenergieaustauschs mit der Atmosphäre beträgt auf der Achse A3 ca. 4 K, auf den Achsen A1 und A2 wegen der größeren Flurabstände hingegen lediglich etwa 1 K.

Die thermische Reichweite des aus der Emme infiltrierten Wassers kann mit Hilfe der vorhandenen Meßdaten a priori nicht bestimmt werden; Zahlenwerte können hier nur näherungsweise durch den Vergleich von Temperaturfeldern errechnet werden, die sich unter verschiedenen Temperaturrandbedingungen ausbilden (Abb. 8.12). Hierbei wird das „reale“ Temperaturfeld für die oben genannten idealisierten Randbedingungen verglichen mit dem hypothetischen Fall, daß durch die Emme kein Wärmeeintrag erfolgt und somit das Temperaturfeld ausschließlich vom vertikalen Wärmeeintrag von der Bodenoberfläche her geprägt wird (Referenzfall).



Erläuternde Prinzipskizzen des zeitlichen Temperaturverlaufs

- ① infolge Lufttemperaturschwankung allein (Referenzfall) ② infolge Emmeinfiltration und Lufttemperaturschwankung

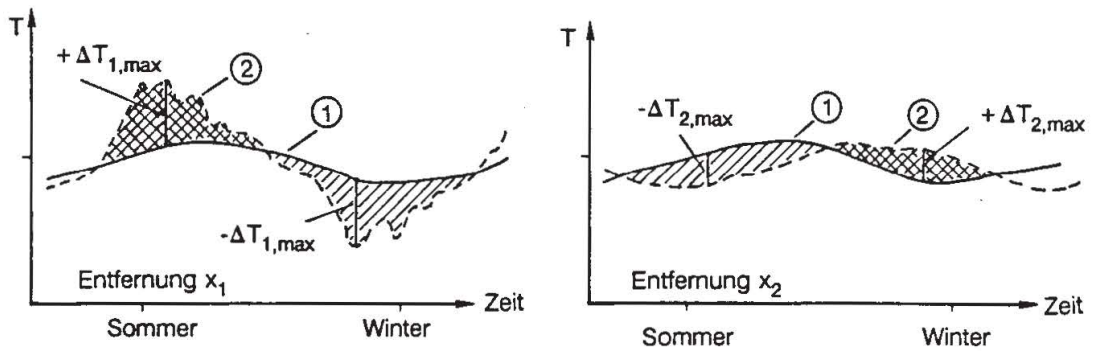


Abb. 8.12. Reichweite der emmeinduzierten Temperaturanomalie.
Extension of the Emme-induced temperature anomaly.

Ein Maß für die emmeinduzierte Temperaturanomale erhält man aus der Betrachtung der maximalen Temperaturdifferenzen, die an jedem Ort im Laufe der Zeit während des gesamten Jahreszyklus zwischen dem Referenzfall und der realen Situation auftreten. In Abbildung 8.12 sind für die Achse A3 die maximalen positiven und negativen Temperaturabweichungen (Einhüllenden) aufgetragen; die Abweichungen klingen mit zunehmendem Fließweg ab. Die Entfernung von der Infiltrationsstelle, in der die maximalen Abweichungen noch 10% der anfänglichen Amplituden betragen, liegt für die Achsen A1 und A2 bei ca. 1900 m und für die Achse A3 bei 1500 m. Vergleichsweise liefert eine analytische Abschätzung der Ober- und Untergrenze der relativen Temperaturdifferenzen nach Söll (1988) für die hier zugrunde gelegten hydrothermischen Parameter eine Abkühlzeit von $t \approx 230$ d und hieraus eine Entfernung von der Emme von ca. 1200 m.

Vergleicht man die Abweichungen der Temperatur mit der Variationsbreite der jeweils stromab anzutreffenden natürlichen Temperaturganglinien, dann zeigt sich für die Achse A3, daß ab einer Fließstrecke von ca. 400 m die emmeinduzierten Temperaturschwankungen in derselben Größenordnung wie die oberflächenbedingte Schwankungsbreite (Temperaturschwankung = ± 2 K) liegen. Im Bereich der Achsen A1 und A2 sind hierfür etwa 1000 m anzusetzen (oberflächenbedingte Temperaturschwankungen $\pm 0,5$ K).

8.5 Horizontal-ebene Modellierung des Testareals Kirchberg

8.5.1 Modellrandbedingungen

In Ergänzung zu den vertikal-ebenen Betrachtungen längs einzelner Stromstreifen wurden für ein Teilgebiet des Testareals Kirchberg Modellrechnungen mit einem mehrschichtigen Horizontalmodell (siehe Abschnitt 8.2.2) durchgeführte. Zum Vergleich dienten primär Felddaten im Bereich der Achsen A1 und A2 des Versuchsfeldes, da hier aufgrund der vorliegenden Meßdaten in Ufernähe von einer Einschichtung des Emmewassers im oberen Viertel des Grundwasserleiters ausgegangen werden konnte. Ein Ziel der Modellrechnungen war es hierbei, die Einschichtung mit Hilfe zweier Transportebenen zu approximieren. Ein weiteres Ziel war ein Vergleich der Ergebnisse zweier unterschiedlich aufgebauter Wärmetransportmodelle mit abweichenden Verfahren zur Berechnung des Wärmeenergieeintrags an Linienquellen:

- beim Stromstreifenmodell wird die Temperatur vorgegeben (Randbedingung 1. Art),
- beim Horizontalmodell wird der Wärmestrom vorgegeben (Randbedingung 2. Art).

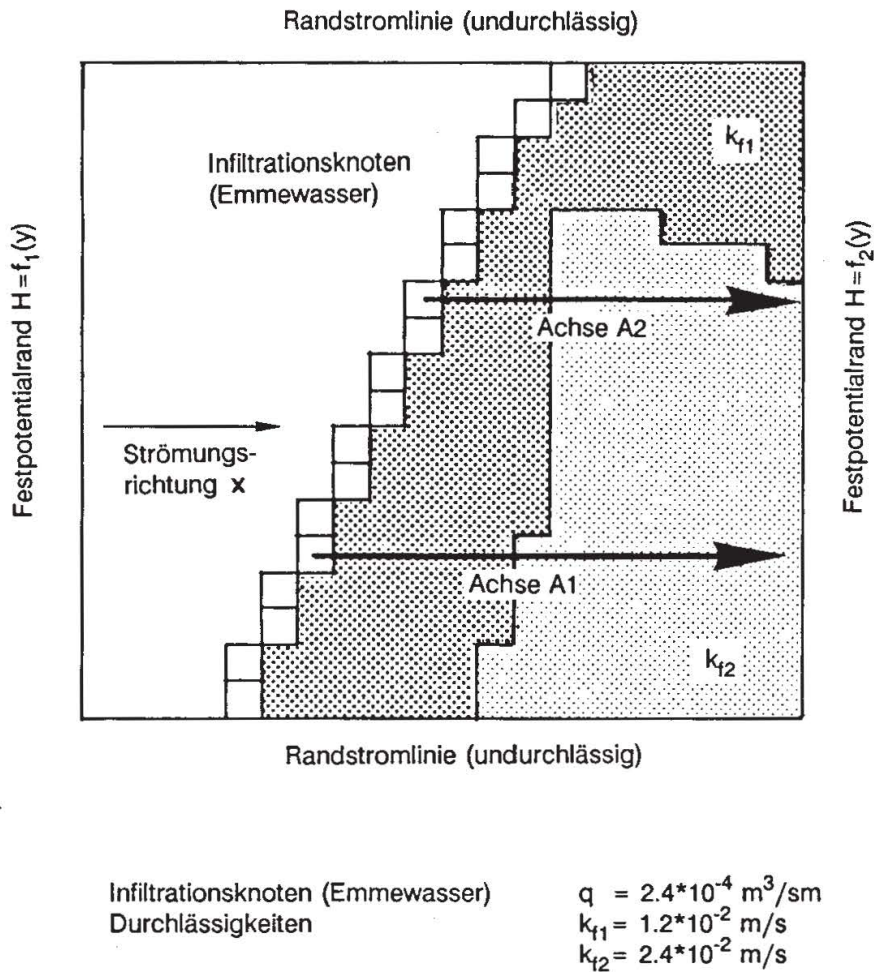


Abb. 8.13. Vereinfachungen und Randbedingungen im horizontal-ebenen Modell.
Simplifications and boundary conditions in the horizontal-plane model.

Eine Modellierung des Temperaturfeldes im gesamten Testareal Kirchberg wurde nicht vorgenommen – nicht zuletzt wegen der sehr guten Ergebnisse mit dem Stromstreifenmodell.

Für die horizontal-ebenen Modellrechnungen wurde ein rechteckförmiges Teilgebiet des Testareals zwischen Kilometer 8,5 und 9,5 betrachtet (Abb. 8.13). Die x -Achse des Modellgebiets wurde entlang der Richtung der natürlichen Grundströmung orientiert, so daß man hier mit guter Näherung davon ausgehen kann, daß der über die seitlichen Rändern des Modells ein- und austretende konvektive Wasserstrom sekundär ist. Der dispersive Queraustausch über den Modellrand wurde vernachlässigt. Das Teilgebiet mit einer Länge und einer Breite von jeweils 1000 m besitzt ein numerisches Rechenraster von 20×20 Knoten in x - und y -Richtung (Knotenabstand jeweils 50 m), auf dem der Verlauf der Emme gemäß Abbildung 8.13 diskretisiert wurde.

In der vertikalen Richtung ist das Modellgebiet wie folgt unterteilt:

- Ungesättigte Bodenzone mit der mittleren Mächtigkeit $m_D = 6$ m;
- Oberer Grundwasserleiterbereich (1) mit der Mächtigkeit $m_1 = 5$ m;
- Unterer Grundwasserleiterbereich (2) mit der Mächtigkeit $m_2 = 15$ m;
- Liegendes als „halbunendlicher“ Bodenkörper.

Die Durchlässigkeit beider Grundwasserleiterbereiche orientierte sich an den tiefen-gemittelten Element- k_f -Werten eines geeichten regionalen Finite-Elemente-Modells (Blau et al. 1987, Kobus und Söll 1991).

Die näherungsweise Berechnung der Temperatur an der Bodenoberfläche (Bodentemperatur T_B) erfolgte analytisch mit Hilfe einer Grundlösung der Fourierschen Differentialgleichung für Wärmeleitung (Carslaw und Jaeger 1959) aus den Meßdaten der Lufttemperatur (Temperaturrandbedingung 3. Art; Wärmeübergangsbedingung), wobei für eine Lufttemperaturganglinie mit sinusförmigem (saisonalen) Verlauf die Luft- und Bodentemperaturen gemäß einer analytischen Beziehung nach Gröber et al. (1963) miteinander verknüpft wurden (Söll und Kobus 1984; Söll 1988). Für Vergleichsrechnungen diente auch ein idealisierter Verlauf der Lufttemperatur (Sinusfunktion im Jahreszyklus).

Am Einströmrand des Modells wurde angenommen, daß die bereichsweise tiefen-gemittelte Grundwassertemperatur (Schichtmittel) Zahlenwerte aufweist, die in erster Näherung mit den Meßwerten an der Stelle AP50B (oberstrom der Emme; siehe Abb. 8.1) identisch sind. Hierbei können auch komplexere Temperaturverläufe von Datenfiles direkt eingelesen werden. Vereinfachend wurde die Temperaturganglinie auch durch eine sinusförmige Näherungsfunktion (Jahreszyklus) beschrieben.

Der Wärmeeintrag durch das Emmesickerwasser wird in dem Horizontalmodell als Flußrandbedingung behandelt. Neben dem knotenspezifischen Sickerwasserstrom wird die Temperatur des Sickerwassers als Zeitreihe angesetzt (Meßdaten des WEA von Magnetband). Alternativ wurde auch hier eine Sinusfunktion im Jahreszyklus betrachtet. An den Emmeknoten wird der Grundwasserstrom durch das Flußinfiltrat mengenmäßig angereichert und temperaturmäßig verändert. Der Betrag der Temperaturveränderungen ergibt sich (wie an allen sonstigen Knoten des Rechenrasters) aus einer Bilanzierung aller in das Kontrollvolumen des Emmeknotens ein- und austretenden Wärmeenergieflüsse unter Beachtung der jeweils gespeicherten Wärmeenergie (Söll und Kobus 1983).

Ein Problem stellt hier die a priori unbekannte Anfangswertverteilung des Temperaturfeldes dar, die im Testareal Kirchberg von den vorhergegangenen Jahreszyklen geprägt ist, über die jedoch keine Aufzeichnungen vorlagen.

Im Rahmen der hier durchgeführten Modellrechnungen wurden zwei verschiedene Wege erprobt, um die Anfangswertverteilung zu approximieren:

- Eine Zuweisung der mittleren Grundwasserjahrestemperatur $T_0 = 9,0^\circ\text{C}$ an alle Knoten des Rechenrasters bietet den Vorteil einer geringeren Rechenzeit, verbunden mit dem Nachteil systematischer Abweichungen zwischen Meß- und Rechenwerten zu Beginn der Modellrechnungen.
- Berechnung einer Anfangswertverteilung unter der Prämisse, daß die Temperaturrandbedingungen des vorhergegangenen Jahreszyklus mit denen der aktuellen Meßdaten vergleichbar sind. Nach einer (beliebigen) Anfangswertzuweisung wird hierbei mit Hilfe der Stammdaten eine Modellrechnung durchgeführt, deren Ergebnis zum jeweiligen Jahresende gespeichert wird und als Anfangsverteilung für die sich anschließende Berechnung des Folgejahrs dient.

8.5.2 Modellergebnisse und Vergleich mit Meßdaten

Die Ergebnisse der horizontal-ebenen Modellrechnungen sind in den Abbildungen 8.14 und 8.15 dargestellt. Abbildung 8.14 zeigt den Verlauf der Isothermen im oberen Grundwasserleiterbereich zu zwei Zeitpunkten im Sommer und Winter. Charakteristisch für die Verläufe sind der steile Temperaturgradient im (oberstromigen) Bereich der Emme und relativ geringe Temperaturveränderungen in Richtung unterstrom; dies ist aufgrund der relativ großen Wärmetransportgeschwindigkeit von ca. 5 m/d plausibel und deckt sich auch mit den getroffenen Abschätzungen der Temperaturgradienten.

In Abbildung 8.15 ist der zeitliche Temperaturverlauf im oberen Grundwasserleiterbereich den entsprechend tiefengemittelten Meßergebnissen gegenübergestellt, wobei die Meßdaten der Emmetemperaturen angesetzt wurden und als Anfangsbedingungen für die Temperaturverteilung ein gebietseinheitlicher Zahlenwert von 9°C zugrundegelegt wurde. Demzufolge weicht bei der etwa 300 m von der Emme entfernten Meßstelle UP20A die Modellrechnung von der Messung ab: Das Temperaturgeschehen ist hier noch vom vorhergegangenen Jahreszyklus geprägt. Nach einer Zeit von etwa 60 Tagen – dies entspricht etwa der Laufzeit der Wärmefront vom Fluß zur Meßstelle – erfolgt eine Annäherung der Rechnung an die Meßwerte. Nach einer Zeitspanne von weiteren 40 Tagen wirkt sich die Temperaturvorgeschichte hier praktisch nicht mehr aus; die Rechenergebnisse zeigen dann einen typischen Jahresgang der Temperatur, der mit den Messungen sehr gut übereinstimmt.

Ebenfalls in Abbildung 8.15 sind entsprechende Ergebnisse für den Fall dargestellt, daß der zeitliche Verlauf der Emmetemperatur durch eine sinusförmige Näherungsfunktion approximiert wird. Ein Vergleich der Ergebnisse mit der vertikal-ebenen Simulation (Stromstreifenmodell) zeigte in allen drei Fällen im wesentlichen denselben charakteristischen Temperaturverlauf (Jahreszyklus), wenngleich Unterschiede aufgrund der unterschiedlichen Modellierung der Temperaturrandbedingungen auftreten können:

- Stromstreifenmodell: variable („exakte“) Emmetemperaturwerte T_E
- Horizontalmodell: variable Wärmefracht; mittlere Sickerrate q_E und variable („exakte“) Emmetemperaturwerte T_E

Unterschiede wären dann zu erwarten, wenn die tatsächliche Sickerrate in der Zeit variieren und deutlich vom angesetzten Mittelwert q_E abweichen sollte. In den Berechnungen wurde diese jedoch als zeit- und ortsunabhängiger konstanter Wert behandelt.

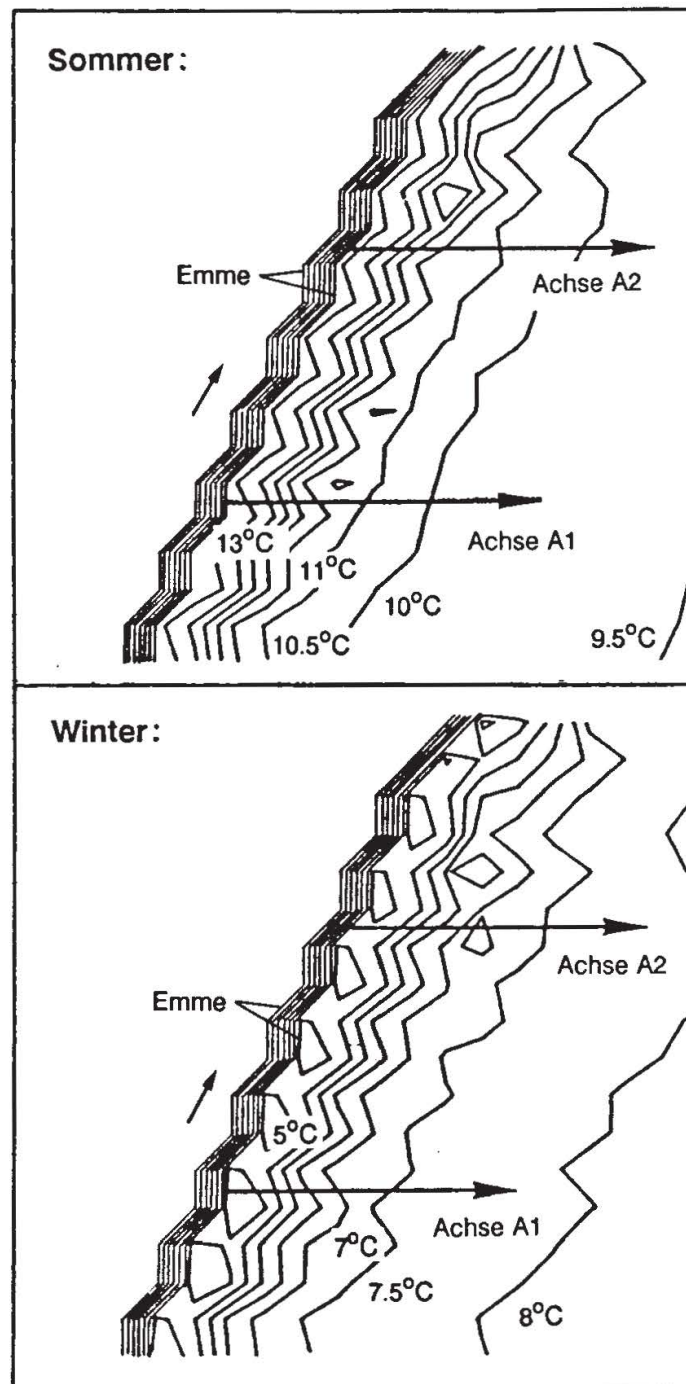


Abb. 8.14. Berechnete Linien gleicher Temperatur zu verschiedenen Zeitpunkten.
Calculated lines of equal temperatures for various times.

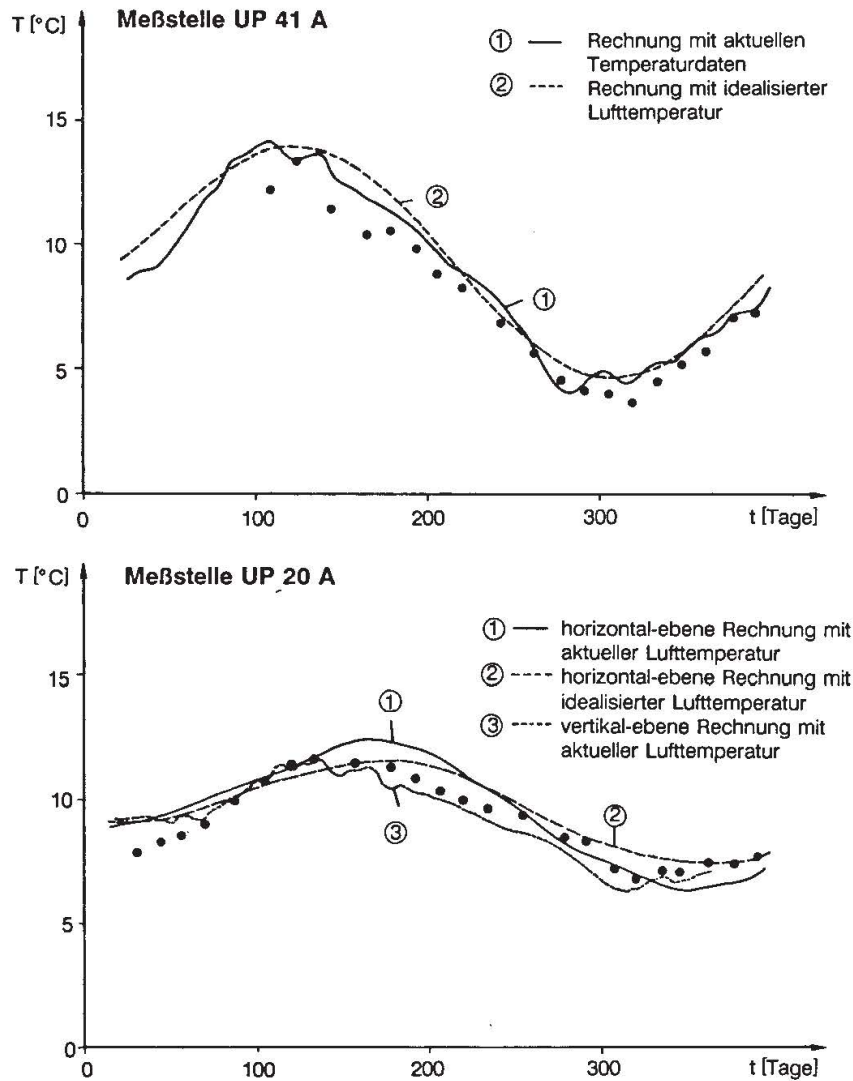


Abb. 8.15. Temperaturverlauf in der Achse A1: Vergleich Rechnng-Messung.

Temperature development along the axis A1: comparison calculation-measurement.

8.6 Schlußfolgerungen

Auf der Grundlage der Naturmessungen in den Testgebieten Aefligen und Kirchberg ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

- Der Wärmeaustausch infolge Wärmeleitung ist gegenüber dem dispersiven Austausch dominant. Demzufolge können hier dispersionsfreie Modellrechnungen bereits zu sehr guten Ergebnissen führen. Modellrechnungen unter Vernachlässigung der korngerüstbedingten Dispersion sind dann erfolgreich, wenn die konvektiven Transportraten im Modell gemäß der vertikalen Struktur der Durchlässigkeit

angesetzt werden und der instationäre Wärmeenergieaustausch infolge Wärmeleitung mitberücksichtigt wird. Numerische Ansätze auf der Grundlage des Schichtenkonzepts erfassen die makrodispersive Vermischung infolge tiefenvariabler konvektiver Transportraten explizit. Für die Modellparameter zur Beschreibung des dispersiven Austauschs ergeben sich daher kleine, konstante Zahlenwerte in einer plausiblen Größenordnung.

- Hingegen erfordern die Rechnungen mit tiefengemitteltem Strömungsfeld eine Eichung der longitudinalen und transversalen Dispersivitäten. Tendenziell wurde für die Kaltwasserversickerung Aefligen eine fließwegabhängige Zunahme der longitudinalen Dispersivität gefunden und zahlenmäßig quantifiziert. Die Werte enthalten neben korngerüstbedingten Anteilen auch die der makrodispersiven Vermischung. Sie liegen hier je nach Entfernung um den Faktor 30 bis 60 über denen des Schichtenmodells. Mit zunehmender Fließlänge ist ein weiterer Anstieg der longitudinalen Dispersivität zu erwarten, da innerhalb des Testgebiets noch kein asymptotisches Verhalten erreicht wird.
- Die Wärmeausbreitung im Testgebiet Kirchberg kann – abgesehen vom unmittelbaren Nahbereich der Emmeinfiltration – sowohl mit Hilfe des eingesetzten vertikal-ebenen Stromstreifenmodells als auch mit dem Mehrschichten-Horizontalmodell gut beschrieben werden. Die Modelleingabeparameter können ohne aufwendige Modelleichung aus den hydrothermischen Felddaten des WEA abgeleitet werden. Da laterale Vermischungsprozesse aufgrund der linienförmigen Erstreckung des Wärmeeintrags durch die Emme sekundär sind, kann das Temperaturgeschehen in weiten Teilen des Testgebiets mit sehr guter Näherung zweidimensional entlang einzelner Stromstreifen berechnet werden, die parallel zur Grundströmung ausgerichtet sind.
- Bei einer horizontal-ebenen Modellierung ist eine Diskretisierung des gesättigten Grundwasserbereichs mit wenigstens zwei Modellschichten vorzusehen (quasi-3-D-Betrachtung). Die vertikalen Abmessungen der Modellschichten sollten an den Mächtigkeiten des Sickerwasterzustroms und des (oberstromigen) Grundwasserzuflusses orientiert werden. Der Einsatz eines herkömmlichen tiefenintegrierten Wärmetransportmodells erscheint problematisch, da sich das Sickerwasser der Emme im oberen Bereich des Grundwasserstroms einschichtet. Aufgrund der Messungen ist davon auszugehen, daß im Untersuchungsgebiet – abgesehen vom Bereich der Achse A3 – keine vertikal durchmischten Temperaturverhältnisse vorliegen.
- Die hydrothermischen Testareale Kirchberg und Aefligen sind hinsichtlich der Variabilität der Durchlässigkeit des Untergrundes miteinander vergleichbar. Signifikante Unterschiede bestehen jedoch im zeitlichen Verlauf der Temperaturrandbedingung und im jeweiligen Zeitmaßstab (Laufzeit) der Wärmeausbreitung in beiden Testgebieten. Während für die Modellierung Aefligen (rasche Änderung der Einleitungsbedingungen, kurze Laufzeiten) eine idealisierte Schichtbänderstruktur des Aquifers im vertikal-ebenen Modell berücksichtigt werden muß, kann für die Modellierung Kirchberg (langsame Änderung der Einleitungsbedingungen, große Laufzeiten) eine Reduzierung der Schichtenzahl vorgenommen werden. Makrodi-

persive Vermischungsprozesse werden im Testareal Kirchberg im Gegensatz zum Versickerungstest Aefligen im Ergebnis nicht signifikant.

- Sofern nicht Temperaturwerte in Oberflächennähe betrachtet werden, genügt es, im Bereich der Achsen A1 und A2 (Flurabstand ca. 6 m) mit einem Jahresmittelwert der Lufttemperatur zu rechnen. Im Bereich der Achse A3 (Flurabstand ca. 2 m) müssen dagegen zur Beschreibung des Temperaturfeldes generell auch kurzfristigere Temperaturschwankungen (Wochenzyklus, Tageswerte) im Modellansatz berücksichtigt werden.
- Die emmeinduzierten Temperaturschwankungen müssen von den Temperaturschwankungen infolge Wärmeaustausch des Grundwassers mit der Atmosphäre unterschieden werden. Die emmeinduzierten Temperaturschwankungen im Testgebiet können durch den Vergleich zweier Temperaturfelder numerisch bestimmt werden. Analytische Lösungen können eine erste Orientierungshilfe hinsichtlich der Größenordnung der Schwankungsamplituden und des Dämpfungsverhaltens geben. Die Dämpfungslänge der emmeinduzierten Temperaturschwankungen beträgt hier ca. 1,5 bis 2 km.
- Bei der Berechnung des zeitlichen Verlaufs der Grundwassertemperatur muß die Temperaturvorgeschichte des vorhergegangenen Jahreszyklus bei der Anfangswertverteilung berücksichtigt werden, um systematische Abweichungen zu Beginn der Modellierung zu vermeiden.
- Modellrechnungen ohne Kopplung des Strömungs- und Temperaturfeldes führen beim Vergleich mit Naturdaten zu sehr guten Ergebnissen, wenn die Durchlässigkeit des Untergrundes vor einer Veränderung durch die Temperatur bereits korrekt im Modellansatz erfaßt wurde. Signifikante Phasenunterschiede zwischen den mit einer konstanten (temperaturunabhängigen) Durchlässigkeit berechneten Temperaturganglinien und den Naturdaten (Sommer: erhöhte Durchlässigkeit, Winter: verminderte Durchlässigkeit) traten nicht in Erscheinung.
- Im Gegensatz zu den herkömmlichen Grundwasserströmungsmodellen bedarf es bei Transportmodellen neben der Kenntnis von integralen hydraulischen Feldgrößen (z.B. Durchlässigkeit) insbesondere der Information über die räumliche Verteilung der k_f -Werte in einem Untersuchungsgebiet und deren örtliche Abweichungen vom Mittelwert. In allen praktischen Anwendungsfällen der beschriebenen Modelle tritt die Frage nach gesicherten Felddaten und ihre Umsetzung in die entsprechenden Modelleingabeparameter in den Vordergrund. Der Aufwand zur numerischen Modellierung eines konkreten Problems sollte sich an der zur Verfügung stehenden Datendichte orientieren.

Literatur

- Blau, R.V.; Fisch, W.; Hufschmied, P.; Trüeb, E.; Werner, A. (1983): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kanton Bern, Hydrologie Emmental, Teil IV. Modellstudie zur Bestimmung des Grundwasserdargebots im Testgebiet Emmental (NFP Wasserhaushalt). Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons Bern (WEA).
- Blau, R.V.; Werner, A.; Würsten, M.; Berg, M.; Kobus, H.; Söll, T.; Zobrist, J.; Hufschmied, P. (1987): Nationales Forschungsprogramm Wasserhaushalt – Natürlicher und künstlicher Wärmeeintrag – Auswirkungen auf den Grundwasserhaushalt im Testgebiet Kirchberg. Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons Bern (WEA) (unveröffentlicht).
- Carslaw, H.S.; Jaeger, J.C. (1959): Conduction of Heat in Solids. Clarendon Press, Oxford.
- Gröber, H.; Erk, S.; Grigull, U. (1963): Wärmeübertragung, 3. Aufl. Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- Hufschmied, P. (1983): Die Ermittlung der Durchlässigkeit von Lockergesteins-Grundwasserleitern – Eine vergleichende Untersuchung verschiedener Feldmethoden, Diss. ETH-Zürich.
- Kobus, H. (Hrsg.) (1984/1985): Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 59.
- Kobus, H.; Söll, T. (1991): Numerische Modellierung des Wärmetransports. In: ‚Natürlicher und künstlicher Wärmeeintrag – Auswirkungen auf den Grundwasserhaushalt im Testgebiet Kirchberg‘, Nationales Forschungsprogramm Wasserhaushalt, Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons Bern, Schweiz, Gas, Wasser, Abwasser, gwa, 3, 194–211.
- Söll, T. (1985): Vertikal-ebene Modellierung einer Kaltwassereinleitung in das Grundwasser. Wasserwirtschaft 75 (9), 384–392.
- Söll, T. (1988): Berechnungsverfahren zur Abschätzung anthropogener Temperaturanomalien im Grundwasser. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 67.
- Söll, T.; Kobus, H. (1982): Berechnung großräumiger Temperaturfelder im Grundwasser, Bestimmung der dominierenden Wärmetransportmechanismen. Wissenschaftlicher Bericht (HWV 035), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.
- Söll, T.; Kobus, H. (1983): Berechnung großräumiger Temperaturfelder im Grundwasser, numerisches Modell. Wissenschaftlicher Bericht (HWV 046), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.
- Söll, T.; Kobus, H. (1984): Berechnung großräumiger Temperaturfelder im Grundwasser, Erfassung des vertikalen Wärmeenergieaustauschs. Wissenschaftlicher Bericht (HWV 057), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.
- Söll, T.; Kinzelbach, W.; Kobus, H. (1985): Numerische Modellierung des Wärmetransports und Wärmehaushalts im Grundwasser – Konzept zur Berechnung der gegenseitigen Beeinflussung von Warm- und Kaltwassereinleitungen. Wissenschaftlicher Bericht (HWV 064), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.
- WEA, Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons Bern, Ingenieur- und Studienbüro A. Werner (1980/81): Nutzung von Grundwasser für Wärmepumpen, Versickerungstest Aefligen, Versuch 1 (unveröffentlicht).
- WEA, Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons Bern, Ingenieur- und Studienbüro A. Werner (1982/83): Nutzung von Grundwasser für Wärmepumpen, Versickerungstest Aefligen, Versuch 2 (unveröffentlicht).