

GEOLOGIE • UMWELT • ROHSTOFFE • BAUGRUND



JENA-GEOS®-Ingenieurbüro GmbH · Saalbahnhofstraße 25 c · 07743 Jena

Fachbeiträge  
der  
JENA-GEOS®  
Nº 02/2022

JG	VOIGT, M.: Untersuchung der Auswirkung eines oberflächennahen Aquifer-Wärmespeichers auf die Temperatur der Bodenoberfläche – JENA-GEOS, Fachbeiträge, Jg. 2022, Band 1	2022/03
----	---	---------

Ernst- Abbe-Hochschule Jena  
Fachbereich Wirtschaftsingenieurwesen  
Studiengang „Umwelttechnik und Entwicklung“

Bachelorarbeit zum Thema:

**Untersuchung der Auswirkung eines oberflächennahen Aquifer-  
Wärmespeichers auf die Temperatur der Bodenoberfläche**

Vorgelegt von:

Martin Voigt  
Otto-Schott-Straße 34  
07745 Jena  
E-Mail: [voigt.martin@protonmail.com](mailto:voigt.martin@protonmail.com)

Matrikelnummer: 639895

Abgabe: 30.03.2022

Hochschulbetreuer: Prof. Dr. Stefan Rönsch  
Externer Betreuer: Dr. Kersten Roselt



# Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	I
Eidesstattliche Erklärung .....	III
Symbolverzeichnis.....	IV
Abkürzungsverzeichnis.....	V
<b>1. Einleitung .....</b>	<b>1</b>
1.1 Herleitung des Themas .....	1
1.2 Problemstellung .....	2
1.3 Zielsetzung der Arbeit .....	2
1.4 Vorgehensweise.....	3
<b>2. Stand der Wärmespeicherung im Aquifer .....</b>	<b>4</b>
2.1 Klassifizierung von Wärmespeichern.....	4
2.1.1 Klassifizierung anhand zeitlicher Eigenschaften .....	4
2.1.2 Klassifizierung anhand physikalisch-energetischer Eigenschaften .....	5
2.2 Begriffsdefinition Aquifer .....	5
2.3 grundlegende Technik von Aquifer-Wärmespeichern .....	6
2.4 Aquifer-Wärmespeicher in Deutschland .....	10
2.4.1 Berliner Reichstagsgebäude .....	10
2.4.2 Rostock-Brinckmannshöhe .....	12
2.4.3 Bonner Bogen .....	14
<b>3. Temperaturänderung an der Geländeoberfläche.....</b>	<b>15</b>
3.1 Wärmehaushalt im Boden .....	15
3.1.1 Abschätzung der thermischen Leitfähigkeit.....	17
3.2 Wärmetransport im Untergrund .....	19
3.3 Zusammenhang zwischen Bodentemperatur und Lufttemperatur.....	21
3.4 Auswirkungen der Temperaturerhöhung auf die Geländeoberfläche.....	22
<b>4. Methodik zur Bestimmung der Temperaturerhöhung .....</b>	<b>23</b>
4.1 Standort Tümpelviertel.....	23
4.2 Rahmenbedingungen und Vorgehensweise.....	24
4.2.1 Wärmestromdichte .....	26
4.2.2 Temperatur des Wärmespeichers .....	27
4.3 Ermittlung der standortbezogenen Werte .....	29

4.3.1	Wärmeleitfähigkeit.....	30
4.3.2	Wärmestromdichte .....	33
4.4	Excel-Tool .....	36
<b>5.</b>	<b>Darstellung der Ergebnisse.....</b>	<b>40</b>
5.1	Ausgangsszenario 1: Temperaturdifferenz 10 K.....	40
5.2	Ausgangsszenario 2: Temperaturdifferenz 20 K.....	41
5.3	Ergebnisse mit variierten Einflussgrößen.....	41
<b>6.</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse .....</b>	<b>42</b>
6.1	Ausmaß der Temperaturerhöhung .....	42
6.2	Umwelteinflüsse der Temperaturerhöhung .....	44
<b>7.</b>	<b>Fazit .....</b>	<b>45</b>
	Literaturverzeichnis .....	VI
	Anhang 1: Mittlere Umgebungstemperatur .....	XI
	Anhang 2: Windkarte für die Bestimmung der mittleren Windgeschwindigkeit .....	XIII
	Anhang 3: Ergebnisse des 2. Szenarios ( $T_I = 30^\circ\text{C}$ ).....	XV
	Anhang 4: Szenarien mit variiertes $w$ , $TRD$ und $\lambda_B$ .....	XVI
	Anhang 5: Wärmeleitfähigkeit verschiedener Bodenbestandteile.....	XVII

## Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne unerlaubte Hilfe Dritter verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die inhaltlich oder wörtlich aus Veröffentlichungen stammen, sind kenntlich gemacht. Diese Arbeit lag in der gleichen oder ähnlichen Weise noch keiner Prüfungsbehörde vor und wurde bisher noch nicht veröffentlicht.

Hiermit erkläre ich mich mit der Einsichtnahme in meine Abschlussarbeit im Archiv der Bibliothek der EAH Jena nicht einverstanden

Jena, den 30.03.2022

Ort, Datum



\_\_\_\_\_  
Unterschrift

## Symbolverzeichnis

### Lateinische Symbole

Formelzeichen	Einheit	Bezeichnung
$A$	$\text{m}^2$	horizontale Fläche des Wasservolumens
$c_{p,w}$	$\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmekapazität von Wasser
$k$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$	Wärmedurchgangskoeffizient
$Ld$	-	effektive Lagerungsdichte
$m_w$	kg	Masse des Speichermediums (Wasser)
$\dot{Q}$	W	Wärmefluss
$Q_G$	kJ	gesamte im Aquifer gespeicherte Wärmemenge
$Q_V$	kJ	monatliche Wärmeverluste
$\dot{q}$	$\text{W m}^{-2}$	Wärmestromdichte
$R$	$\text{K W}^{-1}$	Wärmewiderstand
$T_E$	K	Entnahmetemperatur des Wassers
$T_I$	K	Einspeicherungstemperatur des Wassers
$T_L$	K	Temperatur der Umgebungsluft
$T_O$	K	Temperatur an der Oberfläche
$T_U$	K	Temperatur des Wärmespeichers
$t_s$	s	Sekunden pro Monat
$TRD$	$\text{g cm}^{-3}$	Trockenrohddichte
$v_z$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit an der Oberfläche
$V_P$	%	Porenvolumen
$V_S$	$\text{m}^3$	Speichervolumen
$w$	%	Massenanteil
$x_A$	m	Mächtigkeit des Aquifers
$x_B$	m	Mächtigkeit der Bodenschicht

### Griechische Symbole

$\alpha$	$\text{W K}^{-1} \text{m}^{-2}$	Wärmeübergangskoeffizient
$\lambda_B$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht
$\rho_w$	$\text{kg m}^{-3}$	Dichte von Wasser

## Abkürzungsverzeichnis

---

Abkürzung	Bezeichnung
ATES	Aquifer Thermal Energy Storage
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BHKW	Blockheizkraftwerk
DWD	Deutscher Wetterdienst
HT	Hochtemperatur
NT	Niedrigtemperatur

---



# 1. Einleitung

## 1.1 Herleitung des Themas

Vor bereits über 20 Jahren wurde das Erneuerbare-Energien-Gesetz (EEG) von der deutschen Bundesregierung beschlossen. In diesem wurde erstmalig die vorrangige Erzeugung von Strom durch erneuerbare Energien im Gegensatz zu der Betreibung konventioneller Kraftwerke gesetzlich festgelegt. Seither wurde das EEG immer weiter angepasst und erweitert. Inzwischen sind auch Speicher für Energie, welche von erneuerbaren Energien stammt, in dem Gesetz berücksichtigt [BMWK 2021, S. 2260].

Neben dem Ausbau von erneuerbaren Energien im Sektor der Stromversorgung müssen auch für die Wärmeversorgung mehr nachhaltige Konzepte umgesetzt werden, um das Ziel der klima- und umweltfreundlichen Energieversorgung zu erreichen. Dabei ist nicht nur der Einsatz von erneuerbaren Technologien zur Wärmeerzeugung, sondern auch die Speicherung von Wärme eine sinnvolle Maßnahme. In Deutschland ergibt sich durch das vorherrschende gemäßigte Klima ein großes Potenzial für saisonale Wärmespeicher [Schüppler et al. 2019, S. 1]. Ein Beispiel für diese Art von Speichern ist ein Grundwasserwärmespeicher bzw. Aquifer-Wärmespeicher. Dabei wird die Wärmeenergie in Grundwasser mit niedriger Fließgeschwindigkeit gespeichert. Das umliegende Erdreich dient als natürliche Isolationsschicht. Ein möglicher Anwendungsbereich ist die Klimatisierung von Gebäuden, da diese einen halbjährigen Wechsel von Heiz- und Kühlbedarf aufweisen.

Das Unternehmen JENA-GEOS<sup>®</sup> betrachtet unter anderem das Potenzial von Aquifer-Wärmespeichern in Mitteldeutschland. Das Unternehmen möchte den Standort Tümpelviertel in Jena-Ost auf die Möglichkeit zur Umsetzung eines Projektes prüfen. Mit einem Aquifer-Wärmespeicher soll der Heiz- und Kühlbedarf von Gebäuden gedeckt werden. Somit gibt es genaue physikalische Rahmenbedingungen für die Untersuchung. Bei der Planung des Projektes kommen Fragen bezüglich der zuvor genannten Umwelteinflüsse auf. Das betrachtete Konzept ist ein herkömmlicher, oberflächennaher Aquifer-Wärmespeicher, welcher mit einer niedrigen Temperaturdifferenz Energie speichert.

## 1.2 Problemstellung

Bei der Speicherung von Wärme in einem Aquifer ist es, wie auch bei allen anderen realen Wärmespeichern, nicht möglich, eine vollständige Isolierung des Speichers von der Umwelt zu gewährleisten. Das bedeutet, dass ein Teil der gespeicherten Wärme an das umliegende System abgegeben wird. Hierbei stellt sich die Frage, ob es dadurch einen negativen Einfluss auf die Umgebung des Speichers gibt. Bei Aquifer-Speichern können die Umwelt und Lebewesen der darüber liegenden Oberfläche betroffen sein.

## 1.3 Zielsetzung der Arbeit

In Anbetracht dieser Problemstellung ist das Ziel der Arbeit, zu untersuchen, wie stark ein Aquifer-Wärmespeicher die Temperatur der darüberliegenden Bodenoberfläche erhöhen, und damit die Umwelt am Standort Tümpfingviertel in Jena beeinflussen würde. Aus den Ergebnissen soll abgeleitet werden, welche Auswirkungen eine erhöhte Oberflächentemperatur auf die Lebewesen der oberen Bodenschicht hat.

Dabei ergeben sich folgende Unterziele:

Im ersten Teil der Arbeit sollen theoretische Grundlagen der Speichertechnologie erarbeitet werden, um ein möglichst genaues Bild der möglichen Limitationen und Potenziale der Technologie zu erhalten.

Für belastbare Ergebnisse ist es wichtig, korrekte Formeln für die Berechnung zu verwenden. Um die gewünschten Werte zu erhalten, wird ein Ansatz zur Durchführung der Kalkulation erarbeitet.

Der Standort ist ein Faktor, welcher in der Ergebnisfindung berücksichtigt werden muss. Daher sollen die standortbezogenen Daten des Wohnquartiers Tümpfingviertel ermittelt werden.

Für die Untersuchung der Temperaturerhöhung wird mithilfe eines eigens erstellten Excel-Tools eine Modellrechnung durchgeführt. Dabei sollen Einflussgrößen verändert werden können, um verschiedene Szenarien darzustellen.

Schlussendlich soll Bezug auf die Beeinflussung der Bodenoberfläche genommen werden, da eine potenzielle Temperaturänderung der Umgebung einen negativen Einfluss auf das Ökosystem haben kann.

#### 1.4 Vorgehensweise

Die Erarbeitung der theoretischen Grundlagen findet in zwei Themengebieten statt: dem Stand der Technik von Aquifer-Wärmespeichern und dem Einfluss von Temperaturschwankungen auf die Oberfläche.

Der Ansatz zur Berechnung der Temperaturänderung wird in Eigenleistung aus grundlegenden Formeln der Thermodynamik hergeleitet und um weitere Gleichungen aus dem Kapitel der theoretischen Grundlagen ergänzt.

Die Erhebung der standortbezogenen Daten findet sowohl mit Bohrungsdaten als auch Wetterdaten statt. Wichtige Bodeneigenschaften wie Wärmeleitfähigkeit, Wassergehalt und Mächtigkeit der Bodenschichten können mithilfe von Bohrungsdaten abgeleitet werden. Für Parameter wie Luftgeschwindigkeit und Temperatur der Umgebungsluft werden Wetterdaten herangezogen.

Für die Entwicklung des Excel-Tools zur analytischen Bestimmung der Temperaturänderung werden der Kalkulationsalgorithmus und die ermittelten Einflussgrößen in das Programm eingearbeitet.

Abschließend werden die Ergebnisse der Untersuchung zusammengefasst, ausgewertet und in Bezug auf deren Umwelteinflüsse gesetzt.

## 2. Stand der Wärmespeicherung im Aquifer

### 2.1 Klassifizierung von Wärmespeichern

In diesem Teil der Arbeit wird der zu betrachtende Energiespeicher genauer klassifiziert, um darzulegen um welche Art von Energiespeicher es sich bei Aquifer-Wärmespeichern handelt. Es gibt vielfältige Einteilungsmöglichkeiten für Energiespeicher. Im Folgenden werden im Kontext des bearbeiteten Themas die relevantesten Eigenschaften betrachtet.

#### 2.1.1 Klassifizierung anhand zeitlicher Eigenschaften

Die Einteilung von Energiespeichern anhand der Speicherdauer kann sich je nach Quelle unterscheiden. Rummich [2015, S. 5] spricht von der Einteilung in Kurzzeitspeicher, Mittelzeitspeicher und Langzeitspeicher. Nach Stadler und Sterner [2014, S. 41] hingegen sind Mittelzeitspeicher nicht deutlich von Kurzzeitspeichern zu unterscheiden und verzichten daher auf diese Einteilung. Aquifer-Wärmespeicher können gespeicherte Energie über ein halbes Jahr halten und zählen somit zu den saisonalen Speichern, welches eine weitere Unterteilung für Langzeitwärmespeicher ist. Dadurch können beispielsweise saisonale Temperaturschwankungen in der Klimatisierung von Gebäuden ausgeglichen werden. Im Gegensatz zu Kurzzeitspeichern besitzen saisonale Speicher in der Regel ein hohes Verhältnis zwischen Energie und Leistung, sehr hohe Speicherkapazitäten mit geringen Speicherverlusten und haben geringe Zykluszahlen und Zykluswirkungsgrade [Stadler und Sterner 2014, S. 41].

Langzeitspeicher benötigen große Speichervolumen, um den Wärmebedarf (bzw. Kältebedarf) über Monate zu decken und die kontinuierliche Selbstentladung auf einem minimalen Niveau zu halten [Bott et al. 2019, S. 2]. In den vergangenen Jahren haben saisonale sensible Wärmespeicher stark an Aufmerksamkeit gewonnen [Bott et al. 2019, S. 1]. Das Überangebot an Wärmeenergie durch solare Einstrahlung im Sommer kann über die gesamte Saison hinweg gespeichert und dazu genutzt werden, den Heizbedarf für Gebäude im Winter zu decken. Umgekehrt wird Wasser mit niedrigen Temperaturen im Winter gespeichert, um Gebäude im Sommer auf kühle Temperaturen zu klimatisieren. Auf den Begriff „sensibler Wärmespeicher“ wird im folgenden Gliederungspunkt eingegangen.

### 2.1.2 *Klassifizierung anhand physikalisch-energetischer Eigenschaften*

Energie kann in unterschiedlichen Formen gespeichert werden. Die physikalisch-energetische Klassifizierung findet anhand der Unterscheidung verschiedener Energieformen zur Speicherung statt. Unterschieden werden dabei:

- Elektrische Energiespeicher
- Elektrochemische Energiespeicher
- Chemische Energiespeicher
- Mechanische Energiespeicher
- Thermische Energiespeicher

Die Aquifer-Wärmespeicher werden den thermischen Energiespeichern zugeordnet. Diese können weiterhin unterteilt werden in:

- Sensible Wärmespeicher
- Latente Wärmespeicher
- Thermochemische Wärmespeicher

Unter sensibler Wärme, auch als fühlbare Wärme bezeichnet, wird die Wärmeaufnahme oder Wärmeabgabe verstanden, welche eine messbare Veränderung der Temperatur des Speichermediums zur Folge hat [Stadler und Sterner 2014, S. 541]. Der Aquifer-Wärmespeicher ordnet sich in die Kategorie der sensiblen Wärmespeicher ein, da die Speicherung von Energie durch die Erwärmung des Speichermediums Wasser erreicht wird.

## 2.2 *Begriffsdefinition Aquifer*

Ein natürlicher Aquifer, auch Grundwasserleiter, ist eine wasserführende Gesteins-, Schotter-, Kies- oder Sandschicht, welche an der Ober- und Unterseite durch wasserundurchlässige Schichten begrenzt ist [Rummich 2015, S. 95; Stadler und Sterner 2014, S. 551]. Abhängig von der Mächtigkeit des Aquifers kann dieser entweder als Tages-, Wochen-, oder Saisonspeicher verwendet werden [Rummich 2015, S. 95]. Für die Bezeichnung einer Bodenschicht als Aquifer sind neben einer ausreichenden hydraulischen Leitfähigkeit die in Tabelle 1 gelisteten Parameter von Bedeutung.

Tabelle 1: Parameter für die Bezeichnung einer Bodenschicht als Aquifer [Rummich 2015, S. 96]

Parameter	Einheit	Beschreibung
Durchlässigkeit $k_f$	$\text{m s}^{-1}$	Werte mit $> 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ sind für einen ausreichenden Wassertransport im Aquifer notwendig
Transmissivität $T$	$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$	Ergibt sich aus $k_f \cdot$ Aquifermächtigkeit
Porosität $n$	%	Gibt an, wie viel % des Gesteinsvolumens wassergefüllte Hohlräume sind
Grundwasserflurabstand $z$	m	Entfernung von Grundwasser Oberfläche zu Erdoberfläche

Neben natürlich vorkommenden Aquifere gibt es auch künstlich erzeugte Aquifere. Dabei wird die grundwasserleitende Schicht maschinell aufgeschüttet.

Vor der Planung eines Projektes muss geprüft werden, ob der jeweilige Untergrund als Wärmespeicher geeignet ist. Für Aquifere gibt folgende Kriterien für die Umsetzung eines Wärmespeichers [Fleuchaus et al. 2018a, S. 862; Bloemendal et al. 2015, 622 ff.; Al-Addous 2006, 10 f.]:

- mittlere bis hohe hydraulische Leitfähigkeit und Permeabilität
- hohe Porosität
- geringer Grundwasserfluss
- ausreichende Schichtstärke des Aquifers
- chemische Zusammensetzung des Wassers welche den Speicherbetrieb nicht beeinträchtigt
- keine potenziellen Konflikte mit anderen Untergrund-Nutzern

### 2.3 grundlegende Technik von Aquifer-Wärmespeichern

Aquifer-Wärmespeicher sind sensible thermische Energiespeicher, welche natürlich vorkommende, nach unten und oben hydraulisch abgeschlossene Grundwasserschichten nutzen [Al-Addous 2006, S. 10; Rummich 2015, S. 95]. Jedes Projekt muss Standort spezifische Anforderungen an geologische, klimatische, regulatorische oder gebäudespezifische Parameter erfüllen. Der Speicher wird abhängig von den Standortparametern mit direkter Kühlung, direkter oder indirekter Beheizung oder Hybridsystemen für die Gebäudeklimatisierung genutzt [Fleuchaus et al. 2018b, S. 866].

Es gibt unterschiedliche umgesetzte Aquiferspeicher-Konzepte, welche Anhand von Charakteristika wie Brunnenauslegung und Speichertiefe unterschieden werden können [Fleuchaus 2020, S. 2]. Nach Fleuchaus et al. [2021, S. 2] erfolgt die wichtigste Unterscheidung der Konzepte anhand der Speichertemperatur. Dabei wird unterteilt in Niedrigtemperatur (NT)- und Hochtemperatur (HT)- Systeme:

- Niedrigtemperatursystem mit max. 25 °C (vereinzelt 40 °C)
- Hochtemperatursystem mit mind. 50 °C

Allgemein werden Aquifer-Wärmespeicher oft mit der Abkürzung „ATES“ (Aquifer Thermal Energy Storage) bezeichnet. Es gibt zum jetzigen Zeitpunkt jedoch kein international einheitliches Klassifizierungsmodell [Tsagarakis et al. 2020, S. 2557]. Gegenstand dieser Arbeit ist die Betrachtung eines Niedrigtemperaturspeichers, daher beziehen sich weitere Erläuterungen auf diesen Systemtyp.

In der grundlegenden Form besteht ein Aquifer-Wärmespeicher aus zwei Grundwasserbrunnen (Brunnendoublette), welche Wasser in einen Aquifer einleiten, bzw. an die Oberfläche fördern. Das Prinzip eines bidirektionalen Wärmespeichers ist in Abbildung 1 dargestellt. Dabei wird dem Speicher über die „kalte Bohrung“ Grundwasser entnommen, welches anschließend durch einen Wärmetauscher erwärmt und über die „warme Bohrung“ wieder in den Aquifer eingeleitet wird (vgl. Abbildung 1, links).

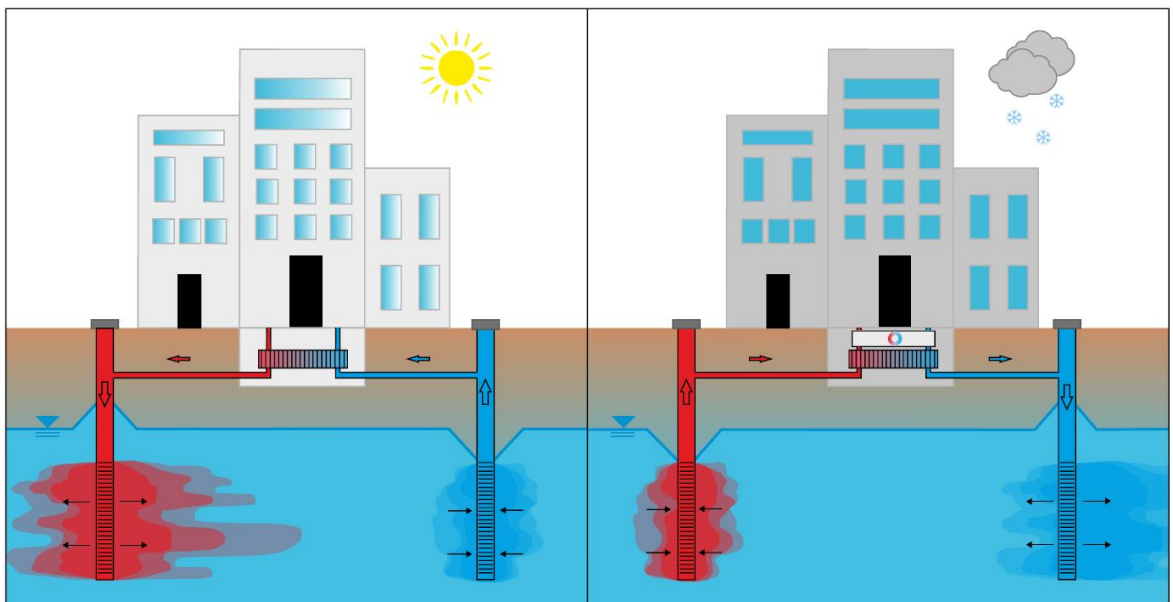


Abbildung 1: Grundprinzip eines bidirektionalen Niedrigtemperatur-Aquiferwärmespeichers (NT-ATES; links ist der Sommerbetrieb (Beladezyklus), rechts der Winterbetrieb (Ausspeicherung) illustriert [Fleuchaus et al. 2021, S. 2]

Die Ausspeicherung erfolgt über die Umkehrung der Strömungsrichtung, wobei ein Großteil der realisierten Systeme eine Wärmepumpe zur weiteren Erhöhung der Heiztemperatur nutzt (vgl. Abbildung 1, rechts). In den meisten Fällen ist das Temperaturlevel des kalten Brunnens ausreichend, um eine freie Kühlung zu gewährleisten. Freie Kühlung bedeutet, dass das kühlende Medium bereits eine geringe Temperatur besitzt und keine weitere Energieumwandlung mehr nötig ist. In Einzelfällen wird jedoch auch eine Wärmepumpe für aktive Kühlung eingesetzt. NT-ATES bieten sich besonders für Gebäude und Gebäudekomplexe mit einem hohen, gleichmäßigen jährlichen Wärme- und Kältebedarf an [Fleuchaus 2020, S. 3; Schüppler et al. 2019, S. 2]. Um einen Wärmeaustausch zwischen den Brunnen zu verhindern, muss der Abstand zwischen den Bohrungen angemessen gewählt werden [Lee 2010, S. 1321]. Diese und andere Größen sind abhängig von den geologischen Verhältnissen des jeweiligen Standortes, worauf in Kapitel 2.2 konkreter eingegangen wird. Der Speicher kann aus unterschiedlichen Wärmequellen beladen werden, wie zum Beispiel der Abwärme einer Kraft-Wärme-Kopplungs-Anlage oder erneuerbaren Energien. In den meisten Fällen wird jedoch die saisonale Wärme und Kälte der versorgten Gebäude genutzt [Fleuchaus et al. 2018b, S. 867].

Neben dem Konzept des Brunnendoublettes werden auch Systeme mit Einzelbrunnen umgesetzt (vgl. Abbildung 2). Dabei sind entweder ein oder mehrere Aquifere auf unterschiedlichen Höhen mit einer einzigen Bohrung erschlossen [Lee 2010, S. 1321; Fleuchaus et al. 2018b, S. 866]. Einzelbrunnensysteme werden hauptsächlich für HT-ATES mit großen Bohrtiefen, oder Systeme mit einem kleinen Maßstab in Betracht gezogen, da die geringeren Bohrkosten einen wesentlichen Einfluss auf die Investitionskosten haben [Fleuchaus et al. 2018b, S. 866]. Für die Nutzung eines einzelnen Aquifers mit diesem Brunnenkonzept sollte ein möglichst mächtiger Aquifer genutzt werden, da diese Systeme eine hohe Anfälligkeit für thermische Interferenz aufweisen [Fleuchaus et al. 2018b, S. 866]. An Standorten, welche ein großes Wasservolumen benötigen, oder die einzelnen Brunnen geringe Erträge erzielen, können auch mehr als zwei Brunnen geschaffen werden, um den Wärme-/Kältebedarf zu decken [Lee 2010, S. 1322].



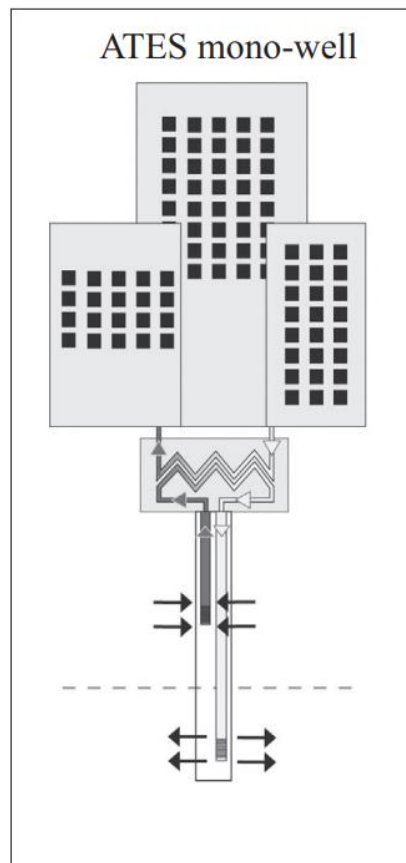


Abbildung 2: Grundlegender Aufbau eines Aquiferspeichers mit Einzelbrunnen [Fleuchaus et al. 2018b, S. 862]

In der Gleichung (1) finden sich Physikalische Eigenschaften, welche für die gespeicherte Wärmemenge  $Q$  für diese Speicherart von Bedeutung sind:

$$Q = m \cdot c_p \cdot \Delta T \quad (1)$$

Wie im Zusammenhang der Gleichung zu sehen, spielt die Masse  $m$  und die spezifische Wärmekapazität  $c_p$  des Speichermediums neben der Temperaturdifferenz  $\Delta T$  eine wichtige Rolle. Die spezifische Wärmekapazität gibt die Energiemenge an, welche für ein Kilogramm eines Stoffes eingesetzt werden muss, um seine Temperatur um ein Kelvin zu erhöhen. Das in Aquifer-Wärmespeichern vorkommende Wasser hat verglichen mit anderen Speichermedien einen hohen  $c_p$ -Wert. Die Gleichung (1) zeigt, dass bei einer höheren spezifischen Wärmekapazität die Masse des Stoffes geringer gewählt werden kann, ohne dass die Wärmemenge reduziert wird. Die Folge ist eine kleinere Dimensionierung des Aquifer-Speichers als Wärmespeicher mit einem anderen Speichermedium. [Stadler und Sterner 2014, 541 f.]. [Hesaraki et al. 2015, S. 1202] stellt zudem fest, dass neben der geringeren Dimensionierung des Speichervolumens auch der geringe Wärmeverlust von Niedrigtemperatur-Aquifer-Wärmespeicher zu Kosteneinsparungen führt.

## 2.4 Aquifer-Wärmespeicher in Deutschland

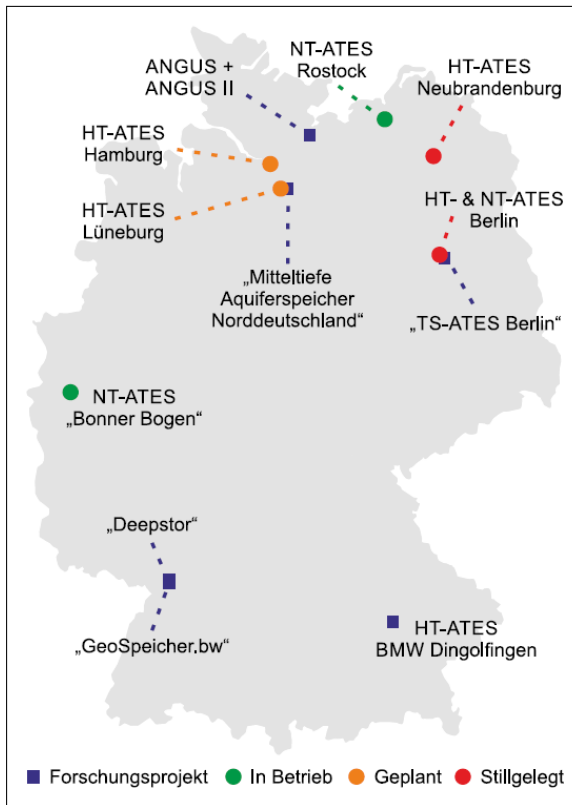


Abbildung 3: Übersicht von ATEs-Projekten in Deutschland [Fleuchaus et al. 2021, S. 3]

Nach dem Kenntnisstand zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit werden weltweit mehr als 2800 Aquiferspeicher betrieben [Fleuchaus et al. 2018b, S. 867]. 85% dieser Speicher sind in den Niederlanden installiert. Weitere 10% sind in Schweden, Belgien und Dänemark zu verorten. In Deutschland befinden sich derzeit zwei Aquiferspeicher in Betrieb [Fleuchaus et al. 2021, S. 2], wodurch die Technologie momentan eine untergeordnete Rolle für die Energieversorgung des Landes spielt. Jedoch gibt es bereits weitaus mehr Projekte, welche einen erfolgreichen Speicherbetrieb demonstrieren. In Abbildung 3 ist die geografische Lage der betriebenen

Speicher, sowie der Forschungsanlagen, stillgelegten Systeme und geplanten Projekte zu sehen. Im Folgenden werden einige ausgewählte Aquiferspeicher in Deutschland vorgestellt.

### 2.4.1 Berliner Reichstagsgebäude

Nach der Wiedervereinigung Deutschlands im Jahr 1990 wurde das Reichstagsgebäude (vgl. Abbildung 4) vollständig renoviert. Bereits die erste Version des Energiekonzepts beinhaltet eine geothermische Komponente. Zwei Aquifere in unterschiedlicher Tiefe sollen Kälte (60 m Tiefe) und Wärme (300 m Tiefe) speichern und für die Klimatisierung der Regierungsgebäude am Spreebogen sorgen (vgl. Abbildung 5). Der fertiggestellte Wärmespeicher war 1999 einsatzbereit, wurde bis zur Fertigstellung der Arbeiten



Abbildung 4: Berliner Reichstagsgebäude [Pixabay 2017]

Der fertiggestellte Wärmespeicher war 1999 einsatzbereit, wurde bis zur Fertigstellung der Arbeiten

an allen beteiligten Gebäuden im Jahr 2003 jedoch nicht in seiner vollen Kapazität genutzt. [Sanner et al. 2005, S. 1]

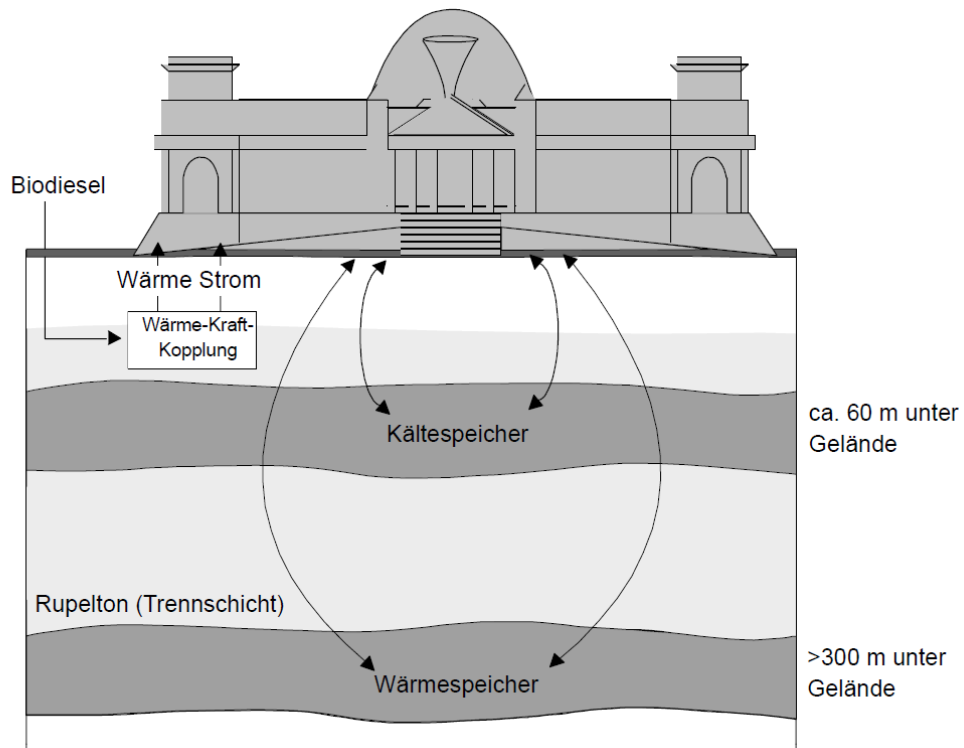


Abbildung 5: Tiefenlage der Aquifer-Wärmespeicher unter dem Reichstagsgebäude [Geothermie Neubrandenburg GmbH (GTN)]

Im Sommer wird die Kälteversorgung der Gebäude durch den Kaltwasserspeicher gewährleistet. Die Entnahmetemperaturen betragen zwischen 10 °C und 11 °C und garantieren eine freie Kühlung. Bei Außentemperaturen von unter 6 °C wird der Speicher über Rückkühlwerke regeneriert.

Der Wärmespeicher wird im Sommer über die Abwärme von Blockheizkraftwerken (BHKW) beladen [Schmidt und Müller-Steinhagen 2015, S. 7]. Dabei entsteht ein Temperaturniveau von bis zu 70 °C, welches zu Beginn der Heizperiode mit 65 °C für die Gebäudeklimatisierung wiedergewonnen wird. Die aus der Kraft-Wärme-Kopplung entstehende Abwärme wird jedoch bevorzugt für Absorptionskältemaschinen verwendet, wodurch der Speicher nicht optimal beladen werden kann [Fleuchaus et al. 2021, S. 4]. Zusätzliche Leckageprobleme und starker Verschleiß der Brunnenpumpen haben dazu geführt, dass der Betrieb des Wärmespeichers vorerst eingestellt wurde [Fleuchaus et al. 2021, S. 4].

Wie in Abbildung 5 zu sehen, bildet eine Kraft-Wärme-Kopplungs-Anlage das zentrale Element der Strom- und Wärmeversorgung im Bundestagsgebäude. Zwei BHKW werden mit Pflanzenöl betrieben und erzeugen eine elektrische Gesamtleistung von 3,2 MW. Die entstehende Abwärme bei der Stromerzeugung dient neben der Versorgung der Heiznetze auch zum Antrieb von Absorptionswärmepumpen. Die bei der Stromerzeugung produzierte Überschusswärme wurde saisonal im Aquifer gespeichert [Schmidt und Müller-Steinhagen 2015, S. 7].

Der Aquifer-Wärmespeicher in Berlin war der erste, der dieser Form in Deutschland über Jahre hinweg betrieben wurde. Damit wurde eine saisonale Wärme- sowie Kältespeicherung überzeugend demonstriert.

#### *2.4.2 Rostock-Brinckmannshöhe*

Die Anlage in Rostock-Brinckmannshöhe ist die erste in Deutschland betriebene solar unterstützte Nahwärmeversorgung mit Aquiferspeicher [Schmidt und Müller-Steinhagen 2004, S. 1]. Es ist momentan der weltweit einzige betriebene HT-ATES, wobei es sich genau genommen aufgrund der maximalen Einspeichertemperatur von 50°C um ein System im Übergangsbereich zwischen NT- und HT-ATES handelt [Fleuchaus et al. 2021, 5 f.]. Die gesamte Anlage versorgt einen 7000 m<sup>2</sup> großen Wohnkomplex (vgl. Abbildung 6) mit Energie für Warmwasserbereitung und Raumheizung. Erzeugt wird die Wärmeenergie durch Solarkollektoren, welche auf dem Dach des Wohngebäudes installiert sind.



*Abbildung 6: Wohnkomplex mit solar unterstützter Nahwärmeversorgung in Rostock-Brinckmannshöhe [Schmidt und Müller-Steinhagen 2004, S. 1]*

Um die Differenz zwischen Wärmeangebot im Sommer und Wärmebedarf im Winter zu reduzieren, wird in den Sommermonaten ein Teil der erzeugten Wärmeenergie in einem Aquifer gespeichert, welcher sich unterhalb des Gebäudes befindet [Schmidt und Müller-Steinhagen 2004, S. 1]. Der über zwei Brunnenbohrungen erschlossene Aquifer befindet sich 30m unter dem Gebäude. Die Entladung des Speichers findet mithilfe einer Wärmepumpe statt [Schmidt und Müller-Steinhagen 2015, S. 8]. Ziel des Anlagenkonzeptes ist es, rund 50% des Wärmebedarfs für Warmwasserbereitung und Raumheizung des Wohnkomplexes durch Solarenergie bereitzustellen. Erreicht wurde dieser Zweck im Jahr 2003 mit einem Deckungsanteil von 49% [Schmidt und Müller-Steinhagen 2015, S. 8]. Temperaturmessungen, welche im Rahmen des Projektes in 5 m Entfernung vom warmen Brunnen durchgeführt wurden, zeigen den Einfluss des Wärmespeichers auf die Entwicklung der Temperaturen im Untergrund (vgl. Abbildung 7).

Die Temperaturentwicklung ist für einen gesamten Speicherzyklus dargestellt, beginnend mit dem Beladevorgang am 01.03.2003. Ab 01.10.2003 begann der Entladevorgang. Der in orange gekennzeichnete Bereich stellt die Grenzen des Aquifers dar. Bei der Betrachtung der Temperaturentwicklung oberhalb des Speichers kann festgestellt werden, dass sich die Untergrundtemperaturen schnell an die Oberflächentemperaturen angleichen und bereits in einer Tiefe von 8 m nur sehr gering voneinander abweichen.

In über 20 Jahren Betriebszeit traten bisher nur geringfügige technische Probleme auf, wodurch ein reibungsloser Betrieb gewährleistet war [Fleuchaus et al. 2021, S. 6].

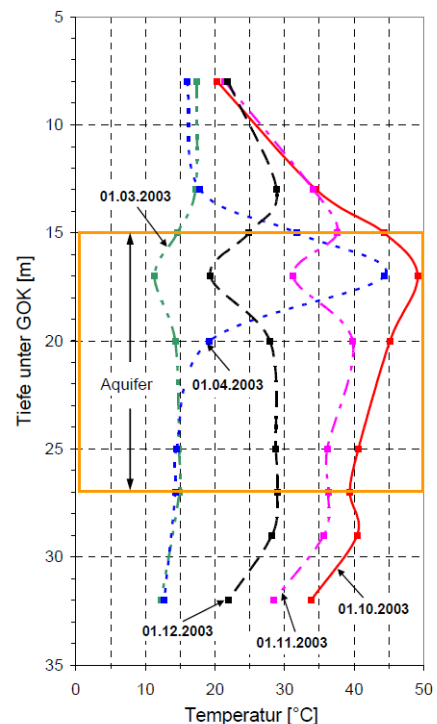


Abbildung 7: Temperaturentwicklung im Untergrund während des Be- und Entladevorgangs 2003 (5 m entfernt vom warmen Brunnen) [Schmidt und Müller-Steinhagen 2015, S. 10]

### 2.4.3 Bonner Bogen

Der zweite Aquifer-Wärmespeicher in Deutschland, welcher sich in Betrieb befindet liegt in Bonn und versorgt dort seit 2009 das Gebäudeareal „Bonner Bogen“ [Fleuchaus et al. 2021, S. 6]. Im Gegensatz zum System in Rostock findet sich hier ein Niedrigtemperatur-ATES. Zu dem Areal „Bonner Bogen“ (vgl.



Abbildung 8: Areal „Bonner Bogen“ mit Hotel und Bürokomplex [Hermes 2020]

Abbildung 8) zählen ein Hotel, ein Rechenzentrum und Bürokomplexe mit einer gesamten Nutzfläche von 60.000 m<sup>2</sup> [Fleuchaus et al. 2018a, S. 16; Fleuchaus et al. 2021, S. 6]. Der Aquifer ist mit drei 22-28 m tiefen Brunnendoubletten erschlossen [Mands et al. 2010, S. 80] und deckt im Winter in Kombination mit einer Wärmepumpe bis zu 80% des Wärmebedarfs, sowie 100% des Kältebedarfs im Sommer [Fleuchaus et al. 2018a, S. 16]. Gegenüber einer konventionellen Wärmeversorgung kann somit der jährliche Primärenergieaufwand um 1700 MWh, sowie die CO<sub>2</sub>-Emissionen um 400 Tonnen reduziert werden [Mands et al. 2010, S. 75]. Mit einer maximal genehmigten Fördermenge von 1.455.000 m<sup>3</sup> a<sup>-1</sup> ist die Wärmepumpenanlage eine der größten Europas [Fleuchaus et al. 2021, S. 6]. Die Entnahmetemperatur des Grundwassers im Sommer liegt bei 6-10 °C. Im Winter wird das Grundwasser mit 14-18 °C aus dem warmen Brunnen gefördert [Mands et al. 2010, S. 79]. Während der im Jahr 2003 durchgeführten Pumpversuche wurde eine mittlere Grundwassertemperatur von 11,5 bis 12,2 °C festgestellt [Mands et al. 2010, S. 77]. Somit ergibt sich im Winter eine Temperaturdifferenz von 1,8 bis 6,5 °C.



### 3. Temperaturänderung an der Geländeoberfläche

#### 3.1 Wärmehaushalt im Boden

Bei dem Bau eines Wärmespeichers wird die Temperatur des umliegenden Bodens beeinflusst. Um die Umweltverträglichkeit einer solchen Anlage zu gewährleisten, muss das thermische Verhalten von Böden berücksichtigt werden. Für alle Prozesse in Böden und der bodennahen Luftschicht ist die Bodentemperatur ein äußerst wichtiger Parameter, da sowohl Entwicklungs- und Lebensbedingungen von Pflanzen und Tieren sowie abiotische Prozesse maßgeblich von dieser Größe beeinflusst werden [Hartge et al. 2014, S. 214].

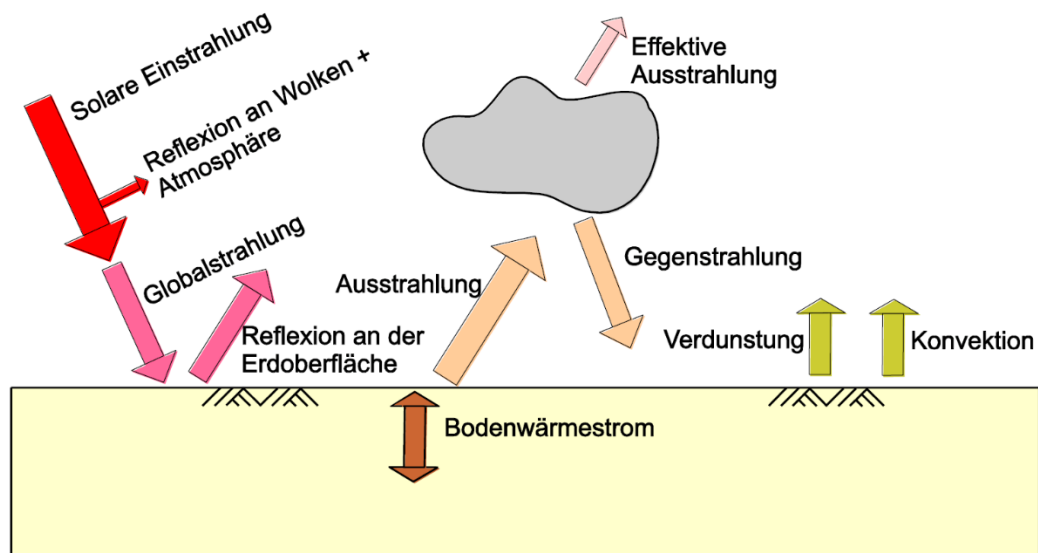


Abbildung 9: Schematische Darstellung der Strahlungsbilanz an der Oberfläche [Kürten 2015, S. 84]

Neben Erdwärme aus dem Erdinneren gibt es weitere Energieströme, welche die Oberflächentemperatur beeinflussen können. Die Temperatur an der Bodenoberfläche wird unter normalen Umständen maßgeblich durch die Lufttemperatur beeinflusst [Kürten 2015, S. 79]. Wichtigster Energielieferant für die Lufttemperatur ist die eintreffende Sonneneinstrahlung [Kürten 2015, 84 f.] (vgl. Abbildung 9).

Die Menge der an der Oberfläche eintreffenden Strahlung kann großen Schwankungen unterliegen, welche von Breitengrad, Beschattung (durch Vegetation, Gebäude, Bewölkung) und Geländeneigung abhängig sind. Je nach Breitengrad führt auch die von der Jahreszeit abhängige Veränderung der Einstrahlung zu einer Fluktuation der oberflächennahen Bodentemperatur. In Abbildung 10 ist der Einfluss für verschiedene Jahreszeiten zu sehen. Die Zone der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen zeigt eine zeitlich versetzte Erwärmung des Bodens. Dies ist auf die Eigenschaften des Bodens

zurückzuführen, welche je nach Standort jedoch stark variieren können. So zum Beispiel der lokale Wassergehalt, welcher einen erheblichen Einfluss auf den Wärmehaushalt des Bodens hat. [Hartge et al. 2014, S. 252]

Der Wärmehaushalt im Boden wird wesentlich durch die Bodeneigenschaften Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit bestimmt, dabei definieren sich beide Faktoren folgendermaßen:

### **Wärmekapazität**

Die Wärmekapazität beschreibt den Zusammenhang zwischen zugeführter Wärme und Temperatur eines Stoffes und kann entweder auf die Masse, oder das Volumen eines Materials bezogen werden. Die spezifische volumetrische Wärmekapazität  $c_v$  [ $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ] entspricht der Wärmemenge ( $\Delta Q$ ), die benötigt wird, um die Temperatur ( $T$ ) eines bestimmten Bodenvolumens ( $V$ ) um 1 Grad Kelvin zu erwärmen:

$$c_v = \frac{\Delta Q}{V \cdot \Delta T} \quad (2)$$

Sie ist abhängig von Feuchte, Porosität und Leitfähigkeit der Bodenpartikel [Bauer et al. 2018, S. 92]. Bezogen auf die Masse ( $m$ ) wird von spezifischer Wärmekapazität  $c_p$  [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ] (Gleichung (3)) gesprochen. Diese kann durch die Division der spezifischen volumetrischen Wärmekapazität durch die Dichte des Materials ausgedrückt werden:

$$c_p = \frac{\Delta Q}{m \cdot \Delta T} \quad (3)$$

Die stoffspezifische Wärmekapazität ist weiterhin abhängig von der Temperatur des Materials. In der Regel nimmt die Wärmekapazität mit der Erhöhung der Temperatur zu.

### **Wärmeleitfähigkeit**

Die thermische Leitfähigkeit  $\lambda$  ist ein materialabhängiger Proportionalitätsfaktor, welcher angibt, wie gut ein Material Wärme leitet und beschreibt den Einfluss des Bodens auf den Wärmetransport durch Konduktion. Er ist weiterhin abhängig von der geometrischen Verteilung der unterschiedlichen Wärmeleitenden Substanzen, Bodenstruktur und Wassergehalt [Hartge et al. 2014, S. 219]. Die Wärmeleitfähigkeit ist keine Stoffkonstante, sondern von der Temperatur abhängig. Zu finden ist sie in der Formel für die eindimensionale, stationäre Wärmeleitung ( $\dot{Q}$ ), auch **Fourier'sches Gesetz** genannt:

$$\dot{Q} = \frac{\lambda \cdot A \cdot \Delta T}{\Delta x} \quad (4)$$



Dabei ist  $A$  die Fläche und  $\Delta T$  die Temperaturdifferenz, welche über die Distanz  $\Delta x$  gemessen wird. Die Bodenstruktur weist im Regelfall nur punktförmige Kontakte zwischen den Körnern auf, wodurch der Leitfähigkeitskoeffizient einen deutlich niedrigeren Wert als die reinen Bodenmaterialien besitzen kann. Ein geringer Wassergehalt des Bodens kann einen positiven Einfluss auf die Isolationswirkung haben, da die mit Luft gefüllten Zwischenräume im körnigen Medium eine geringe Wärmeleitfähigkeit aufweisen [Hartge et al. 2014, S. 219].

### 3.1.1 Abschätzung der thermischen Leitfähigkeit

Thermische Messungen an Böden sind sehr aufwändig und erfassen nur eine Momentaufnahme der Eigenschaften [Dehner et al. 2007, S. 10]. Von verschiedenen Autoren wurden daher Modelle zur Berechnung der thermischen Leitfähigkeit von Böden mithilfe einfacher messtechnischer Größen entwickelt. Tabelle 2 nach [Dehner et al. 2007, S. 10] stellt verbreitete Modelle und deren Eingangsparameter gegenüber.

Tabelle 2: Modelle zur Abschätzung der thermischen Leitfähigkeit von Böden [Dehner et al. 2007, S. 10]

Modell	Parameterbedarf	Datenverfügbarkeit	Statistischer Fehler
De Vries (1963)	Wassergehalt, Anteile und Leitfähigkeiten, der wesentlichen Bodenbestandteile, Kornform	Einzelparameter sind mit Ausnahme des Humusgehaltes i. d. R. nicht in Bodendatenbanken verfügbar	10%
Johansen (1975)	Porosität, Trockenrohddichte, Sättigungsgrad, Quarzgehalt, Leitfähigkeit der Festsubstanz	Porosität und Trockenrohddichte aus Bodendaten ableitbar, nicht jedoch Quarzgehalt	keine Angabe
Kersten (1949)	Wassergehalt, Dichte, Korngröße	Dichte und Korngröße über Bodendatenbanken verfügbar, Wassergehalt kann korngrößenspezifisch abgeleitet werden	25%

Für die Kalkulation wird in dieser Arbeit das Modell von Kersten [1949, zitiert nach Dehner et al. 2007, S.11] verwendet. Auf Basis einer umfangreichen empirischen Studie stellte Kersten [1949] fest, dass die thermische Leitfähigkeit von Böden über die Kenntnis der Dichte und der Feuchte abgeleitet werden kann. Er formulierte Gleichungen für zwei unterschiedliche Bodengruppen, welche wiederum in gefrorenen und ungefrorenen Zustand untergliedert wurden [Dehner et al. 2007, S. 11]. In Tabelle 3 sind die in moderne

SI-Einheiten umgerechneten Gleichungen dargestellt [Sanner 1992, zitiert nach Dehner et al. 2007, S. 11].

Tabelle 3: Gleichungen des Modells von Kersten [1949, zitiert nach Dehner et al. 2007, S. 11]

<b>Gleichung (5)</b>	tonig/siltiger Boden, ungefroren	$\lambda = 0,1442 \cdot (0,9 \cdot \lg w - 0,2) \cdot 10^{0,6243 \cdot TRD}$
<b>Gleichung (6)</b>	tonig/siltiger Boden, gefroren	$\lambda = 0,001442 \cdot 10^{1,373 \cdot TRD} + 0,01226 \cdot w \cdot 10^{0,4994 \cdot TRD}$
<b>Gleichung (7)</b>	sandiger Boden, ungefroren	$\lambda = 0,1442 \cdot (0,7 \cdot \lg w - 0,4) \cdot 10^{0,6243 \cdot TRD}$
<b>Gleichung (8)</b>	sandiger Boden, gefroren	$\lambda = 0,01096 \cdot 10^{0,811 \cdot TRD} + 0,00461 \cdot w \cdot 10^{0,9115 \cdot TRD}$

Die **Trockenrohdichte (TRD)** ist die Masse der Bodenfestsubstanz pro Volumeneinheit. Für die Abschätzung der Trockenrohdichte werden die effektive Lagerungsdichte (*Ld*) und Bodenartbestandteile von Ton und Schluff benötigt [Renger et al. 2008, S. 8]. Tabelle 4 bietet ein Mittel zu Bestimmung der effektiven Lagerungsdichte.

Tabelle 4: Bestimmungsschlüssel für die Schätzung der effektiven Lagerungsdichte im Gelände [Renger et al. 2008, S. 10]

Kurzzeichen	Bezeichnung	Gefügemerkmale für die Schätzung der effektiven Lagerungsdichte
<i>Ld</i> 1	sehr gering	Feines Krümelgefüge, sehr lockeres Einzelkorn- oder sehr lockeres Kohärentgefüge, sehr feines bis feines Aggregatgefüge mit offener bis sperriger Lagerungsart und sehr losem Zusammenhalt, sehr hoher Anteil an biogenen Poren, gleichmäßige Wurzelverteilung
<i>Ld</i> 2	gering	Krümelgefüge, lockeres Einzelkorn - oder lockeres Kohärentgefüge, feines Aggregatgefüge mit offener und sperriger Lagerungsart und losem Zusammenhalt, hoher Anteil an biogenen Poren, gleichmäßige Wurzelverteilung
<i>Ld</i> 3	mittel	Einzelkorn - oder Kohärentgefüge mit mittlerem Zusammenhalt, Aggregatgefüge mit halboffener bis offener Lagerungsart und mittlerem Zusammenhalt bzw. mittlerer Verfestigungsgrad, mittlerer Anteil an biogenen Poren, fast gleichmäßige Wurzelverteilung
<i>Ld</i> 4	hoch	dichtes Einzelkorn - oder dichten Kohärentgefüge, dichtes Aggregatgefüge mit geschlossener Lagerungsart und festem Zusammenhalt bzw. mit hohem Verfestigungsgrad, Plattengefüge, sehr geringer bis geringer Anteil an biogenen Poren, ungleichmäßige Wurzelverteilung
<i>Ld</i> 5	sehr hoch	sehr dichtes Einzelkorn - oder Kohärentgefüge, sehr dichtes Aggregatgefüge mit geschlossener Lagerungsart und sehr festem Zusammenhalt bzw. sehr hohem Verfestigungsgrad, sehr dichtes Plattengefüge, sehr geringer Anteil an biogenen Poren, sehr ungleichmäßige Wurzelverteilung

Die Bodenbestandteile von Ton und Schluff können durch bodenkundliche Daten ermittelt werden. Anschließend wird die mittlere Trockenrohddichte mithilfe der Gleichungen in Tabelle 5 berechnet, oder in dem Nomogramm der Abbildung 15 abgelesen.

Tabelle 5: Gleichungen zur Berechnung der Trockenrohddichte für Ld1-Ld5 [Renger et al. 2008, S. 11]

<b>Gleichung (9)</b>	für Ld 1	$\text{mittl. TRD} = 1,20 - 0,005 \cdot \text{Ton\%} - 0,001 \text{ Schluff\%}$
<b>Gleichung (10)</b>	für Ld 2	$\text{mittl. TRD} = 1,42 - 0,005 \cdot \text{Ton\%} - 0,001 \text{ Schluff\%}$
<b>Gleichung (11)</b>	für Ld 3	$\text{mittl. TRD} = 1,65 - 0,005 \cdot \text{Ton\%} - 0,001 \text{ Schluff\%}$
<b>Gleichung (12)</b>	für Ld 4	$\text{mittl. TRD} = 1,85 - 0,005 \cdot \text{Ton\%} - 0,001 \text{ Schluff\%}$
<b>Gleichung (13)</b>	für Ld 5	$\text{mittl. TRD} = 2,00 - 0,005 \cdot \text{Ton\%} - 0,001 \text{ Schluff\%}$

### 3.2 Wärmetransport im Untergrund

Die Temperatur im Untergrund wird nach Kürten [2015, S. 79] in drei Zonen eingeteilt. Abbildung 10 zeigt exemplarisch die Temperaturverteilung in den verschiedenen Zonen. In dem oberflächennahen Bereich zeigen sich die größten Temperaturschwankungen.

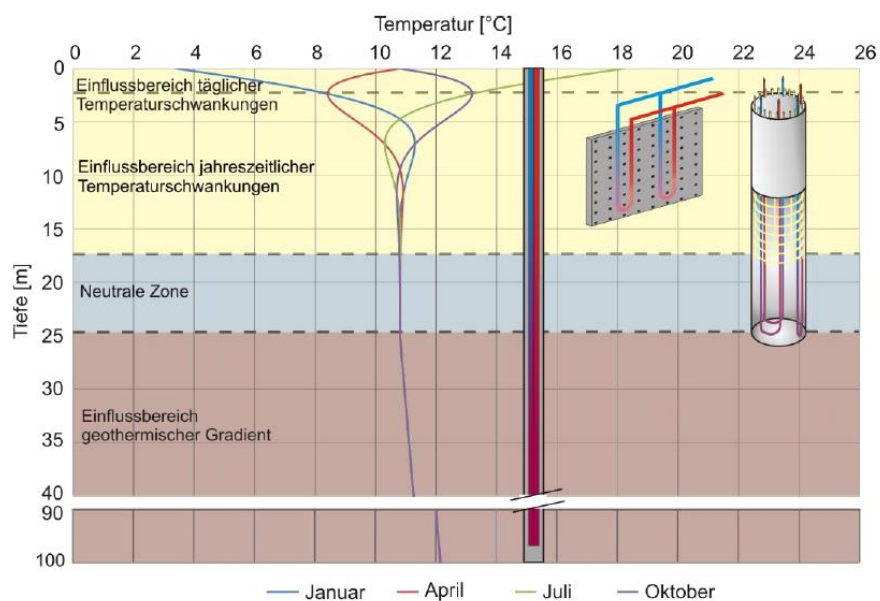


Abbildung 10: Exemplarische Darstellung der Temperaturverteilung im Untergrund (Kürten 2015, S. 79)

Die direkt unter der Oberfläche befindlichen Schichten sind von täglichen Schwankungen beeinflusst, das tieferliegende Erdreich weist hingegen nur jahreszeitliche Schwankungen in der Temperatur auf.

Die Fluktuation der oberflächennahen Temperatur wird wie bereits erwähnt hauptsächlich durch die Lufttemperatur beeinflusst, welche wiederum von tages- bzw. jahreszeitlicher Temperatur abhängig ist. Je tiefer in das Erdreich vorgedrungen wird, desto geringer wird der Einfluss der Lufttemperatur auf die im Boden vorherrschenden Temperaturen.

Ab der neutralen Zone verliert sich dieser Einfluss nahezu gänzlich und es herrscht eine konstante Bodentemperatur. In Deutschland liegt diese Temperatur bei etwa 8 °C bis 12 °C [Kürten 2015, S. 79]. Der Einfluss des geothermischen Wärmestroms wird gewöhnlich erst unterhalb der sogenannten neutralen Zone verzeichnet.

Die Zunahme der Temperatur mit der Tiefe verläuft in der Regel linear. Der auf die Tiefe bezogene normale Temperaturgradient in Mitteleuropa beträgt im Mittel 3 Grad Kelvin pro 100 Meter. [Bauer 2014, S. 6].

Der Wärmetransport im Untergrund wird nach Hartge et al. [2014, S. 222] und Gisi et al. [1997, S. 82 f.] von folgenden Prozessen beeinflusst:

- Wärmestrahlung (Sonneneinstrahlung an der Oberfläche)
- Konvektion (Wärmeströmung)
- Konduktion (Wärmeleitung)

Der Wärmetransport über **Wärmestrahlung** erfolgt über die Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen und hat Einfluss auf den Energieaustausch mit der Atmosphäre an der Geländeoberfläche [Gisi et al. 1997, S. 82]. Auf das tiefere Bodenprofil hat dieser Mechanismus demnach keinen bedeutenden Einfluss.

Der Wärmetransport durch **Konvektion** ist abhängig von Menge, Fließgeschwindigkeit und Kapazität des leitenden Mediums und wird durch einen Massefluss hervorgerufen. Im Boden ist das Medium für gewöhnlich die Wasser-/Dampfphase oder Luft. Der Einfluss der Konvektion wird für die später vorgenommene, exemplarische Betrachtung von Aquifer-Speichern vernachlässigt, da das wärmetransportierende Medium im Bodenprofil kaum in Bewegung ist und nur eine geringe Temperaturdifferenz vorherrscht.

Die **Konduktion** ist bei niedrigen Temperaturen der wesentliche Wärmeübertragungsmechanismus im Boden [Gisi et al. 1997, 83 ff.; Hartge et al. 2014, 222 f.]. Die Konduktion, auch Wärmeleitung genannt, beruht auf der Übertragung kinetischer Energie beim Zusammenstoßen von Molekülen. Sie wird durch das **Gesetz von Fourier** (Gleichung (4)) beschrieben, welches sich bereits im Kapitel 3.1 findet:

$$\dot{Q} = \frac{\lambda \cdot A \cdot \Delta T}{\Delta x} \quad (4)$$

Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  ist eine wichtige Eigenschaft des Bodens für die Berechnung der Konduktion. Eine umfassende Beschreibung für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit findet sich in Kapitel 3.1.

### 3.3 Zusammenhang zwischen Bodentemperatur und Lufttemperatur

Solange eine regelmäßige Einstrahlung existiert und Wärme im Boden gespeichert wird, nimmt die Bodenoberfläche unter Vernachlässigung lokaler Einflüsse wie Topographie und Vegetation gegenüber der Luft die Rolle einer „Heizplatte“ ein [Scheffer et al. 2018, S. 326]. Damit entsteht „zwischen der Temperatur der oberen Bodenschichten (5 cm Tiefe), der bodennahen Lufttemperatur (5 cm Höhe) sowie der Lufttemperatur (2 m Höhe)“ eine „generelle Kopplung“ [Koch 2010, S. 21]. Die Temperaturen der oberen Bodenschichten und die bodennahe Lufttemperatur liegen nach Koch [2010, S. 21] im Allgemeinen höher als die Lufttemperatur.

Zwischen Boden- und Lufttemperatur kann jedoch auch eine „Entkopplung“ stattfinden, falls isolierende Schichten vorhanden sind. Diese entstehen durch Vegetation oder Schnee, Gefrieren oder Tauen, starke Verdunstung im Boden und starke nächtliche Ausstrahlung [Koch 2010, 21 f.].

In dem Fall, dass eine Vegetationsdecke vorhanden ist, kann die bodennahe Lufttemperatur tagsüber viel höher und nachts viel niedriger sein als die Temperatur der oberen Bodenschicht. Im Gegensatz dazu ist die Temperatur der oberen Bodenschicht unterhalb einer Schneedecke immer höher als die bodennahe Lufttemperatur. [Koch 2010, S. 22]

Während des Gefrierens wird die im Wasser enthaltene latente Wärme frei gesetzt [Gisi et al. 1997, S. 84], wodurch die Bodentemperatur im Vergleich zur Lufttemperatur viel höher bleibt, bis alle Bodenfeuchte gefroren ist und die Temperatur unter  $0^{\circ}\text{C}$  sinken kann [Koch 2010, S. 22; Beltrami 2001, S. 329]. Bei einem Tauprozess kann die Bodentemperatur hingegen langsamer steigen als die Lufttemperatur, da latente Wärme für die Aggregatzustandsänderung zugeführt werden muss [Koch 2010, S. 22; Beltrami und Kellman 2003, S. 297; Schmidt et al. 2001, 317 f.]. Derselbe Effekt ist bei der Verdunstung des Wasser zu beobachten, wobei hier eine stärkere Abkühlung stattfindet, da für den Phasenwechsel mehr Energie nötig ist [Gisi et al. 1997, S. 84]. Diese Wirkung tritt jedoch nur während, oder kurz nach einem Regenereignis im Tagesgang auf [Koch 2010, S. 23].

### 3.4 Auswirkungen der Temperaturerhöhung auf die Geländeoberfläche

Die Bodentemperatur ist ein wichtiges Element, welches Bodeneigenschaften und Pflanzenwachstum beeinflusst [Onwuka 2018, S. 34]. Im Folgenden wird konkret auf die Auswirkungen der Temperaturerhöhung eingegangen. Nach Christen [1969, zitiert nach Hartge et al. 2014, S. 214] wird die Geschwindigkeit chemischer Reaktionen bei einem Temperaturanstieg von 10 °C ungefähr verdoppelt (RGT-Regel). Steigt die Temperatur jedoch auf über 30 °C, so nimmt die Leistung der Bodenorganismen ab [Koch 2010, S. 3]. Die Bodentemperatur sollte folglich unterhalb der Toleranzschwelle für Bodenorganismen gehalten werden. Für die meisten Mikroorganismen liegt der ideale Temperaturbereich zwischen 10 und 35 °C [Davidson und Janssens 2006, 168 ff.], bei Makroorganismen liegt dieser Temperaturbereich zwischen 10 und 24 °C [Conant et al. 2008, 874 f.]. Extrem hohe Temperaturen von über 58°C führen hingegen zum Absterben von Makroorganismen [Horton et al. 1996, 31 f.].

Eine Temperaturerhöhung des Bodens hat ebenfalls starken Einfluss auf Pflanzenwachstum. Mit höherer Temperatur nimmt beispielsweise die Wasseraufnahme aufgrund der höheren Viskosität zu, wodurch die Photosyntheserate steigt [Toselli et al. 1999, zitiert nach Onwuka 2018, S. 35 f.]. Mit erhöhter Wasseraufnahme steigt auch die Menge der aufgenommenen Nährstoffe und fördert so das Pflanzenwachstum [Lahti et al. 2002, 1313 ff.]. Auch die höhere metabolische Aktivität von Mikroorganismen begünstigt die Nährstoffverfügbarkeit für Pflanzen, da diese eine wichtige Rolle für den Nährstoffhaushalt spielen [Onwuka 2018, S. 35]. Bei einem Anstieg über 32 °C fällt die Nitrifikation hingegen und bei über 40 bis 45 °C lassen Mineralisierung und Bodenatmung nach. [Koch 2010, S. 3].

Obgleich viele Wachstumsprozesse durch eine erhöhte Bodentemperatur gefördert werden können, muss darauf geachtet werden, die Toleranzschwelle für vorherrschende Vegetation, sowie Mikro- und Makroorganismen nicht überschritten werden, da dies nachhaltig negative Auswirkungen auf das Ökosystem hat. Bei einem Experiment mit einer um 5 °C künstlich erhöhten Bodentemperatur wurde jedoch festgestellt, dass es keine signifikanten Veränderungen hinsichtlich Photosyntheserate, Existenz bestimmter Arten oder Phänologie von Blättern und Blütenproduktion gibt [Farnsworth et al. 1995, 970 ff.].

## 4. Methodik zur Bestimmung der Temperaturerhöhung

Im Folgenden wurde mittels Microsoft Excel ein Tool erstellt, welches die Temperaturerhöhung der Oberfläche infolge der Wärmespeicherung in einem Aquifer berechnet. Die Kalkulation bezieht sich auf das Wohngebiet „Tümpingviertel“ in Jena und verwendet die entsprechenden standortspezifischen Parameter.

### 4.1 Standort Tümpingviertel

Das Tümpingviertel (vgl. Abbildung 11) in Jena wurde Anfang der 1960er Jahre erschlossen und ist ein kleines Wohngebiet mit familienfreundlichen Wohnanlagen im Stadtteil Jena-Ost [Örtliche Wohnungsgenossenschaft Jena eG 2022]. Die viergeschossigen Zeilenbauten wurden 1964/65 erbaut und 1997 saniert. Das gesamte Gebiet ist sowohl in den Zwischenbereichen als auch zu den Erschließungsstraßen intensiv begrünt [Quaas et al. 2016, S. 21].



Abbildung 11: Karte des Tümpingviertels in Jena mit markiertem Untersuchungsgebiet (rot) [JENA-GEOS®]

[Stadtwerke Jena Netze GmbH (24.03.2022)]. Für die Ermittlung des Gesamtwärmebedarfs wurden die Stadtwerke Jena Netze GmbH kontaktiert, welche aus der Datenbank des Wärmetlas die entsprechenden Daten zur Verfügung stellten. Eine detaillierte Übersicht findet sich in Kapitel 4.3 und Anhang 3.

In der Nähe der Wohnblöcke befinden sich weiterhin zwei Schulgebäude und ein Gewerbe. Die rot markierte Fläche in Abbildung 11 beschreibt das Areal, welches im Zuge der Betrachtung auf geologische Merkmale untersucht wird. In diesem Gebiet finden sich sowohl Zeilenbauten als auch Ein- und Mehrfamilienhäuser mit einer gesamten Bruttogrundfläche von 28.126 m<sup>2</sup>



## 4.2 Rahmenbedingungen und Vorgehensweise

Die Berechnung der Temperaturänderung an der Oberfläche durch die Speicherung von Wärme in einem Aquifer kann mithilfe des Wärmetransports durch die Bodenschichten ermittelt werden. Der für die Modellrechnung wichtigste Wärmeübertragungsmechanismus ist die Konduktion (vgl. Kapitel 3.2). Da es Ziel der Arbeit ist, die Temperaturerhöhung der Geländeoberfläche infolge der Wärmespeicherung im Untergrund zu untersuchen, werden jene Jahreszeiten betrachtet, in welchen ein Wärmefluss vom Untergrund in Richtung Oberfläche stattfindet. In den Wintermonaten ergibt sich infolge der hohen Temperaturdifferenz zwischen Untergrund und Umgebungsluft der höchste Wärmestrom in Richtung Umgebung. Es wird davon ausgegangen, dass der Entladevorgang im Oktober beginnt und im März endet, da dieser Zeitraum die Heizperiode in Deutschland darstellt. Demnach wird diese Periode als Berechnungszeitraum betrachtet. Für den Beladevorgang wird hingegen der Zeitraum zwischen April und September angenommen. Folglich ist zu Beginn des Entladevorgangs die Menge der im Aquifer gespeicherten Wärmeenergie am größten (vgl. Gleichung (1)). Zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit wird davon ausgegangen, dass JENA-GEOS<sup>®</sup> im Falle einer Umsetzung des Projektes im Aquifer von einer maximalen Temperaturdifferenz von 20 K ausgeht, da die zuständige Behörde keinen höheren Wert zulassen würde. Zum Vergleich wird ein zweites Ausgangsszenario mit einer Temperaturdifferenz von 10 K berechnet. Im Anschluss findet sich in Abbildung 12 ein Strukturdiagramm zur Veranschaulichung der Zusammenhänge zwischen den für die Kalkulation verwendeten Variablen. Die Bezeichnung der angeführten Formelzeichen ist sowohl im Abbildungsverzeichnis als auch im nachstehenden Text zu finden.



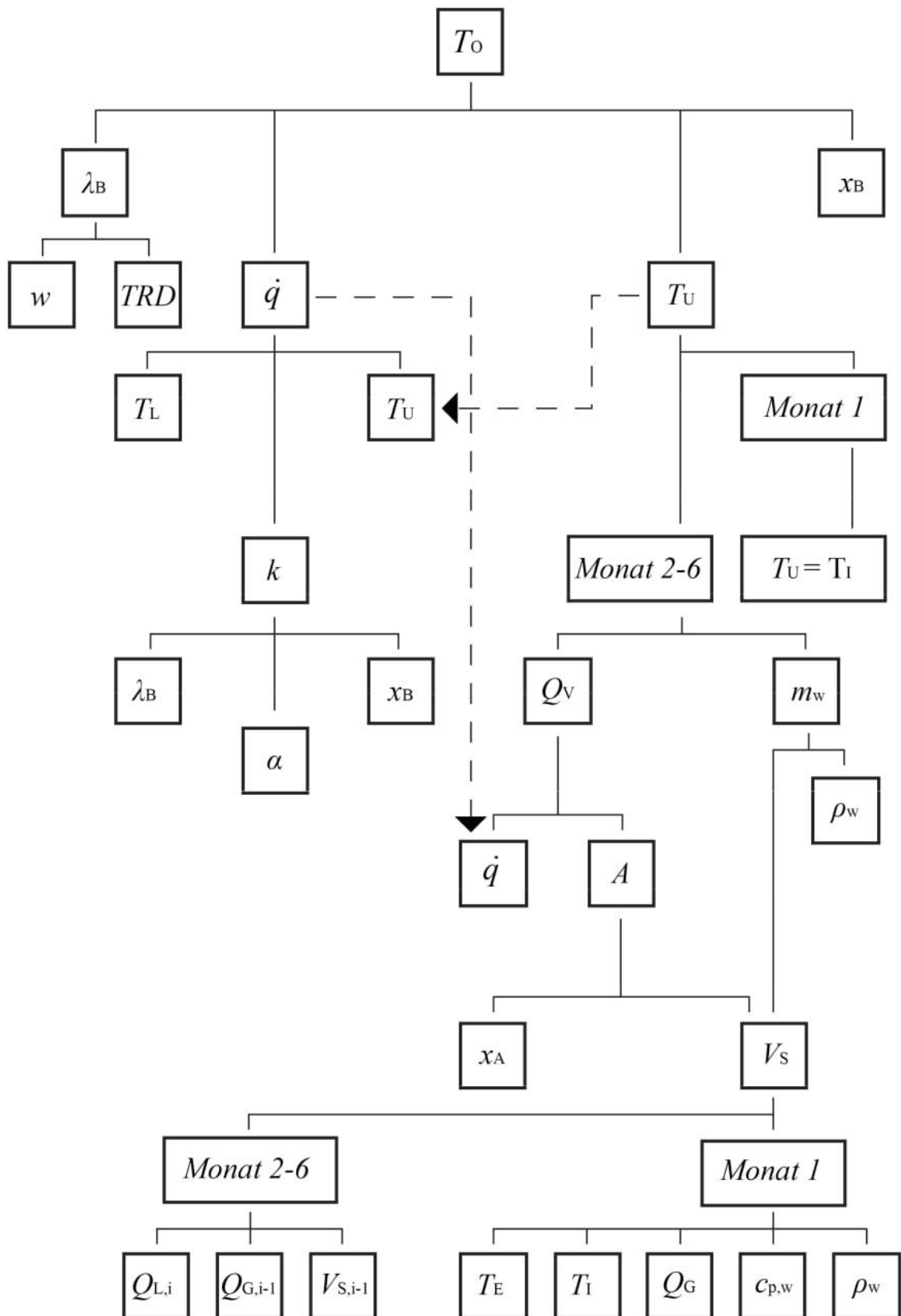


Abbildung 12: Zusammenhänge zwischen den Variablen in der Kalkulation (eigene Darstellung)

Die Gleichung für die Berechnung der durch Wärmeleitung (Konduktion) übertragene Wärmeleistung ( $\dot{Q}$ ) wird durch das **Fourier'sche Gesetz** beschrieben, welches bereits in Abschnitt 3.1 behandelt wurde:

$$\dot{Q} = \frac{\lambda \cdot A \cdot \Delta T}{\Delta x} \quad (4)$$

Beschreibt man die höhere Temperatur im Untergrund mit  $T_U$  und die gesuchte Temperatur an der Oberfläche mit  $T_O$ , und berücksichtigt den standortspezifischen Wärmeleitfähigkeitskoeffizienten des Bodens ( $\lambda_B$ ) und die Mächtigkeit der Bodenschicht ( $x_B$ ), so ergibt sich:

$$\dot{Q} = \frac{\lambda_B \cdot A \cdot (T_U - T_O)}{x_B} \quad (4-a)$$

Die Fläche ( $A$ ) beschreibt dabei die horizontale Fläche des für die Wärmespeicherung genutzten Wasservolumens, welche die darüberliegende Bodenschicht berührt. Um eine Gleichung für die Berechnung der gesuchten Oberflächentemperatur zu erhalten, wird nach  $T_O$  umgestellt:

$$T_O = \frac{\lambda_B \cdot T_U - \dot{q} \cdot x_B}{\lambda_B} \quad (4-b)$$

Die Größe  $\dot{q}$  ist die Wärmestromdichte und beschreibt die thermische Wärmeleistung ( $\dot{Q}$ ) pro Fläche:

$$\dot{q} = \frac{\dot{Q}}{A} \quad (14)$$

Für die Ermittlung der Wärmestromdichte ( $\dot{q}$ ) und Temperatur des Wärmespeichers ( $T_U$ ) müssen weitere Berechnungen durchgeführt werden:

#### 4.2.1 Wärmestromdichte

Um die Wärmestromdichte ( $\dot{q}$ ) zu berechnen kann nicht Formel (4-a) verwendet werden, da diese mindestens zwei unbekannte Variablen ( $\dot{Q}$ ,  $T_O$ ) enthält. Daher wird die Formel für den Wärmedurchgang von der Bodenplatte bis an die Umgebungsluft verwendet, welcher den Wärmeaustausch zwischen Geländeoberfläche und Umgebungsluft erfasst. Neben dem konduktiven Wärmetransport durch die Bodenschicht wird dabei zusätzlich der konvektive Wärmetransport mit dem Wärmeübergangskoeffizienten  $\alpha$  betrachtet. Beide Prozesse werden in einer Gleichung für den Wärmedurchgang zusammengefasst:

$$\dot{q} = k \cdot (T_U - T_L) \quad (15)$$

Für die Durchführung der Berechnung muss neben der Temperatur der Umgebungsluft ( $T_L$ ) und des Untergrundes ( $T_U$ ) auch die Wärmedurchgangszahl ( $k$ ) mittels Gleichung (16) ermittelt werden:

$$k = \frac{1}{\frac{x_B}{\lambda_B} + \frac{1}{\alpha}} \quad (16)$$

Der Wärmeübergangskoeffizient ( $\alpha$ ) beschreibt den Wärmetransport von einer festen Oberfläche in ein angrenzendes Fluid und ist vom Strömungs- und Temperaturfeld des Mediums abhängig. Die Temperatur der Umgebungsluft wird aus Messdaten der Klimaüberwachung des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entnommen.

Der Wärmedurchgang ist in dem betrachteten Prozess an jeder Stelle gleich, da es sich um einen stationären Prozess handelt. Somit kann die mit Formel (15) berechnete Wärmeflussdichte in (4-b) eingesetzt werden.

#### 4.2.2 Temperatur des Wärmespeichers

In der Betrachtung wird vorerst davon ausgegangen, dass der Aquiferspeicher den Wärmebedarf des Wohnviertels decken soll. Demnach ist der Wärmebedarf gleichzusetzen mit der Gesamtwärmebedarf ( $Q_G$ ) Anfang Oktober. Weiterhin wird die Annahme getroffen, dass zu Beginn des Entladevorgangs im gesamten Speicher die maximale Einspeicherungstemperatur ( $T_I$ ) vorherrscht. Diese ergibt sich durch Addition der durchschnittlichen Entnahmetemperatur ( $T_E$ ) im kalten Brunnen mit der angestrebten Temperaturdifferenz von 10 bzw. 20 K. Die Temperatur im Untergrund ( $T_U$ ) ist somit Anfangs gleich der Einspeicherungstemperatur ( $T_I$ ) und hängt nicht von ( $\dot{q}$ ) ab. Dies ist insofern wichtig, da sich ansonsten  $\dot{q}$  und  $T_U$  gegenseitig bedingen würden und es zu einem Kurzschluss in der Kalkulation kommen würde. Im Laufe des Entladevorgangs treten Wärmeverluste ( $Q_V$ ) aufgrund der Wärmeleitung an die Geländeoberfläche auf, wodurch die Temperatur des Speichermediums stetig sinkt. Dies wird monatlich durch die folgende Gleichung (17) in der Berechnung berücksichtigt:

$$T_{U,i} = T_{U,i-1} - \frac{Q_{v,i}}{c_{p,w} \cdot m_{w,i}} \quad (17)$$

Bevor die Kalkulationen durchgeführt werden, müssen die Wärmeverluste des vorangegangenen Monats ( $Q_{v,i-1}$ ), sowie die Masse des Speichermediums zu Beginn jedes Monats ( $m_{w,i}$ ) ermittelt werden.

### Wärmeverluste ( $Q_V$ )

Die monatlichen Wärmeverluste ( $Q_{V,i}$ ) (Gleichung (18)) sind das Produkt aus der Sekundenanzahl des jeweiligen Monats ( $t_{s,i}$ ), der Wärmestromdichte ( $\dot{q}$ ) und der Speicherfläche ( $A$ ):

$$Q_{V,i} = t_{s,i} \cdot \dot{q}_i \cdot A_i \quad (18)$$

Anschließend wird durch den Faktor 1000 dividiert, um in die Einheit „kJ“ für weitere Berechnungen zu erhalten. Die Ermittlung der Wärmestromdichte ist in Kapitel 4.2.1 ausführlich beschrieben. Um die horizontale Fläche des Wasservolumens zu bestimmen, werden vorerst die Mächtigkeit des Aquifers ( $x_A$ ) und das Speichervolumen ( $V_S$ ) ermittelt. Eine ausführliche Beschreibung der Festlegung von  $x_A$  mittels Bohrdaten findet sich in Kapitel 4.3. Die Vorgehensweise zur Bestimmung von  $V_S$  wird im folgenden Abschnitt näher erläutert.

### Speichervolumen $V_S$

Im ersten Betrachtungsmonat wird für die Berechnung des Speichervolumens Gleichung (19) verwendet:

$$V_{S,0} = \frac{Q_{G,0}}{\rho_w \cdot c_{p,w} \cdot (T_{U,0} - T_E)} \quad (19)$$

Dabei ist  $\rho_w$  die Dichte von Wasser und  $T_{U,0}$  die Wassertemperatur zu Beginn des Entladevorgangs, welche  $T_I$  entspricht. Für Monat 2-6 des Betrachtungszeitraums kann Formel (19) jedoch nicht verwendet werden, da die Einspeicherungstemperatur  $T_I$  nur für die Betrachtung des ersten Monats gilt und die gesamte, im Aquifer verbleibende Wärmemenge ( $Q_G$ ) durch den Entladevorgang und Wärmeverluste ( $Q_V$ ) sinkt. Um eine Berechnungsmethode für die resultierenden Volumina zu erstellen werden folgende Beziehungen genutzt: das während des Entladevorgangs in einem Monat abgepumpte Wasservolumen ( $V_{V,i}$ ) steht im selben Verhältnis zum Gesamtvolumen Anfang des Monats ( $V_{S,i-1}$ ), wie der Wärmebedarf in diesem Monat ( $Q_{B,i}$ ) zur gesamten Wärmeenergie im Speicher Anfang des Monats ( $Q_{G,i-1}$ ) (vgl. Gleichung (20)). Die Variable  $Q_{B,i}$  berücksichtigt dabei nur den Wärmebedarf der Gebäude, nicht jedoch den Wärmeverlust des Speichers.

$$\frac{V_{V,i}}{V_{S,i-1}} = \frac{Q_{B,i}}{Q_{G,i-1}} \quad (20)$$

Weiterhin gilt:

$$V_{V,i} = V_{S,i-1} - V_{S,i} \quad (21)$$

Wird Gleichung (21) in (20) eingesetzt und nach der gesuchten Größe  $V_{S,i}$  aufgelöst, so ergibt sich:

$$V_{S,i} = - \frac{Q_{B,i} \cdot V_{S,i-1}}{Q_{G,i-1}} + V_{S,i-1} \quad (21-a)$$

Mit dem auf diesem Wege ermittelten Volumen und der Dichte ( $\rho_w$ ) wird anschließend die Masse ( $m_w$ ) des Speichermediums berechnet:

$$m_{w,i} = \rho_w \cdot V_{S,i} \quad (22)$$

#### 4.3 Ermittlung der standortbezogenen Werte

Die Variablen für die Durchführung der Kalkulation können sich je nach Standort stark unterscheiden (vgl. 3.1; 3.2), daher ist es wichtig, standortbezogene Daten zu ermitteln.

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel beschrieben, setzt die Berechnung der Oberflächentemperatur  $T_O$  die Kenntnis folgender Größen voraus:

- Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht ( $\lambda_B$ )
- Wärmestromdichte ( $\dot{q}$ )
- Temperatur des Wärmespeichers ( $T_U$ )
- Mächtigkeit der Bodenschicht ( $x_B$ )

Im Anschluss wird erläutert, welche Werte die Parameter für den betrachteten Standort annehmen und wie diese ermittelt wurden.

### 4.3.1 Wärmeleitfähigkeit



Abbildung 13: Bohrpunkte im Wohngebiet Tümpplingviertel mit Bohrpunkt [1] und [2] [BGR 2020]

Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_B$  ist eine Stoffspezifische Größe (vgl. Kapitel 3.1). In der Berechnung können die Werte der einzelnen Bodenschichten, durch welche Wärme transportiert wird, in einem Faktor zusammengefasst werden. Hierfür müssen die Anordnung und Zusammensetzung der Schichten bekannt sein. Die Bohrpunktkarte der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) bietet eine

Übersicht bereits vorhandener Bohrpunkte. Im Gebiet Tümpplingviertel finden sich zahlreiche Bohrpunkte (vgl. Abbildung 13), jedoch liefern viele der angezeigten Bohrpunkte kein verfügbares Schichtenverzeichnis.

Die Bohrungen der Standorte [1] und [2] (vgl. Abbildung 13) liegen nur marginal außerhalb des betrachteten Gebiets und liefern ausreichend repräsentative Daten für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit. In Abbildung 14 sind Ausschnitte der Schichtenverzeichnisse, sowie die Petrographie der jeweils obersten Bodenschicht dargestellt. Obwohl beide Punkte wenige Meter außerhalb des Gebiets liegen, wird davon ausgegangen, dass sie charakteristisch für die Bodenstruktur im untersuchten Bereich sind. Für die Modellrechnung wird angenommen, dass die Aquifere grundwassergefüllt sind, für reale Projekte muss dies jedoch explizit nachgeprüft werden. Der Aquifer (rot eingrahmt) wird an beiden Punkten nur von einer Bodenschicht von der Oberfläche getrennt.

Als Berechnungsgrundlage für die Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht in **Bohrung [1]** wird die in Kapitel 3.1.1 erläuterte Formel für ungefrorenen, tonigen Boden verwendet:

$$\lambda_{B,[1]} = 0,1442 \cdot (0,9 \cdot \lg w - 0,2) \cdot 10^{(0,6243 \cdot TRD)} \quad (5)$$

Dabei ist der Masseanteil des Wassers mit „w“ und die Trockenrohddichte des Bodens mit „TRD“ bezeichnet. Da für die Ermittlung der TRD keine Bodenproben zur Verfügung stehen, wird diese mithilfe der effektiven Lagerungsdichte (Ld) und der Bodenbestandteile von Ton und Schluff geschätzt. Die Abschätzung erfolgt mittels des

von Renger et al. [2008] entwickelten Nomogramms (vgl. Abbildung 15). Aufgrund der fehlenden Probe sind die exakten Werte der effektiven Lagerungsdichte ( $Ld_1 - Ld_5$ ) und des Wassergehalts ( $w$ ) nicht bekannt und müssen ebenfalls abgeschätzt werden. Die JENA-GEOS<sup>®</sup> beschäftigt Angestellte mit fachlicher Expertise zu der Bodenstruktur in Jena. Nach Rücksprache mit einem entsprechenden Experten wurden folgende Annahmen für die Bodenwerte getroffen:

Der Wassergehalt  $w$  liegt durchschnittlich bei 15-30%, mit höherem Anteil bei größeren Tonanteilen. Die Petrographie von Bohrpunkt [1] in Abbildung 14 zeigt einen hohen Tonanteil. Daher wird der Wassergehalt mit 25% angenommen.

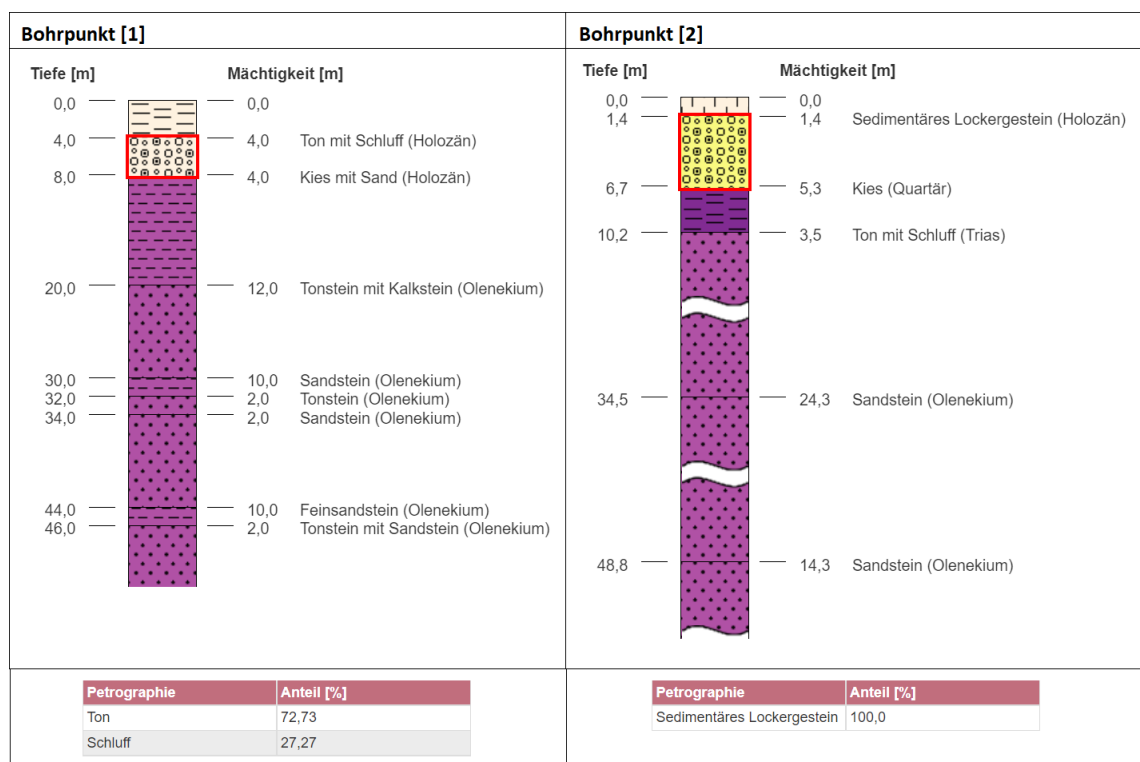


Abbildung 14: Schichtenverzeichnisse der Bohrpunkte [1] und [2] (oben) mit Petrographie des obersten Bodenschichten (unten) [BGR 2020]

Mithilfe von Tabelle 4 kann die mittlere effektive Lagerungsdichte geschätzt werden. Tonige und schluffige Böden im Jenaer Umland sind laut Aussagen eines Experten meist weich bis steif, sowie plastisch und verformbar. Aufgrund dieser Gefügemerkmale ist die Lagerungsdichte mit  $Ld_4$  zu bestimmen. Um den Einfluss des Wassergehalts sowie der Lagerungsdichte zu untersuchen, werden zu späterem Zeitpunkt Berechnungen mit variiertem  $Ld$  und  $w$  durchgeführt.

Die petrographische Analyse der Bodenschicht in Bohrpunkt [1] gibt eine Verteilung von 72,73% Ton und 27,27 % Schluff an. Mithilfe des Nomogramms (vgl. Abbildung 15)

wird für die Trockenrohddichte ein Wert von  $1,47 \text{ g cm}^{-3}$  angenommen. Die Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht [1] beträgt damit  $\approx 1,2625 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

In **Bohrung [2]** findet sich ebenfalls eine Bodenschicht oberhalb des Aquifers. Wie in Abbildung 14 zu sehen, besteht diese vollständig aus sedimentärem Lockergestein. Lockergesteine sind natürliche, unverfestigte Ablagerungen (Sedimente) aus mineralischen oder organischen Bestandteilen [Möller 2012, S. 1; Sebastian 2009, 21 ff.]. Sie lassen sich mit geringem Aufwand separieren und weisen Hohlräume auf, welche zu unterschiedlichen Teilen Luft und Wasser enthalten [Möller 2012, S. 1]. Um Kenntnisse über die Wärmeleitfähigkeit dieser Bodenschicht zu erhalten, ist es notwendig, die Eigenschaften einer entsprechenden Probe im Labor auf Zusammensetzung, Korngröße und Wassergehalt zu untersuchen. Da dies den zeitlichen Rahmen der Bachelorarbeit übersteigt, können keine weiten belastbaren Berechnungen für Bohrpunkt [2] angestellt werden. Weiterhin ist es unwahrscheinlich, dass sich der Standpunkt nahe der Bohrung für einen Aquiferspeicher eignet, da das Lockergestein den Aquifer möglicherweise nicht hydraulisch abschließt und eine geringe Mächtigkeit aufweist.

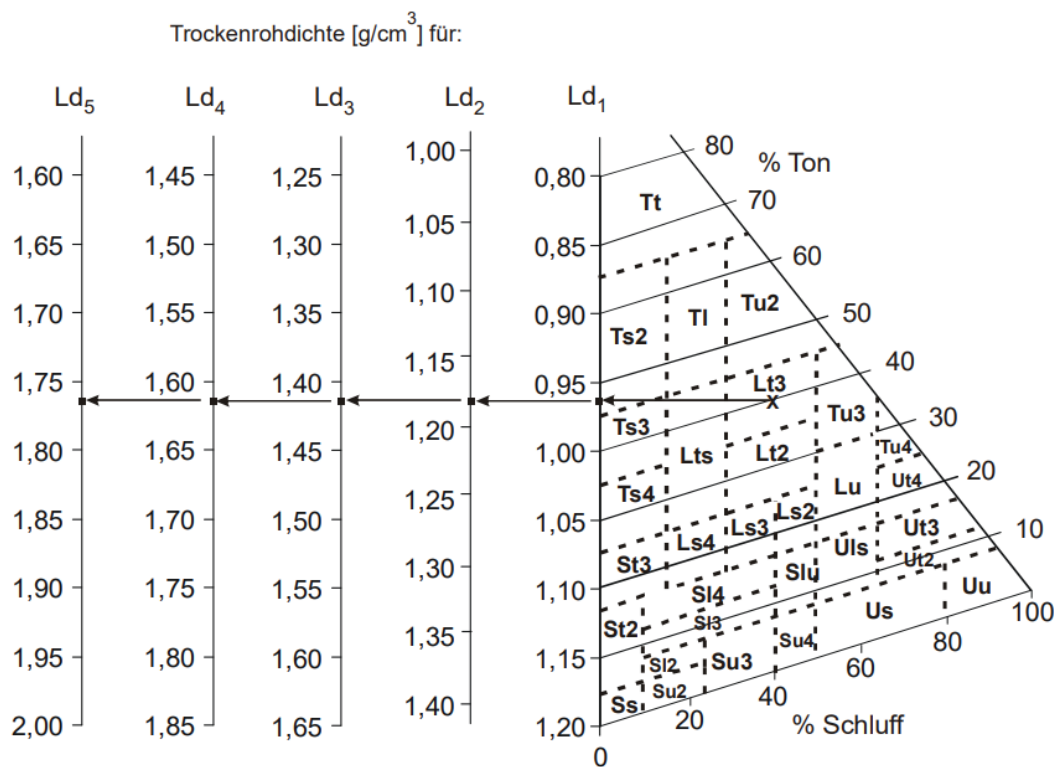


Abbildung 15: Nomogramm zur Bestimmung der Trockenrohddichte [Renger et al. 2008, S. 11]



In dem Fall, dass mehrere Bodenschichten oberhalb des Aquifers liegen, wird der Wärmedurchlasswiderstand ( $R$ ) eingeführt, mit dem sich Gleichung (4) folgendermaßen formuliert:

$$\dot{Q} = \frac{1}{R} \cdot \Delta T \quad (4-c)$$

Besteht das Bodenprofil aus  $n$  übereinander liegenden Schichten, so gilt für  $R$ :

$$R_{ges} = \sum_{i=1}^n R_i = \frac{x_{B,1}}{\lambda_{B,1} + A_1} + \frac{x_{B,2}}{\lambda_{B,2} + A_2} + \dots + \frac{x_{B,n}}{\lambda_{B,n} + A_n} \quad (23)$$

#### 4.3.2 Wärmestromdichte

Die Gleichung (15) für die Berechnung der Wärmestromdichte  $\dot{q}$  enthält drei Einflussgrößen, welche vorerst ermittelt werden müssen:  $k$ ,  $T_L$  und  $T_U$ .

Mit Formel (16) kann der **Wärmedurchgangskoeffizient  $k$**  ermittelt werden. Die Mächtigkeit der Bodenschicht wird aus den Bohrungsdaten in Abbildung 14 abgelesen. Der Wärmeübergangskoeffizient  $\alpha$  wird den Bestimmungsformeln (24) und (25) nach Kürten [2015, S. 88-89] zugrunde gelegt (vgl. Tabelle 6).

Tabelle 6: Formeln und zugehörige Koeffizienten zur Bestimmung des Wärmeübergangskoeffizienten  $\alpha$ , abhängig von der Luftgeschwindigkeit [Kürten 2015, S. 88–89]

Gültigkeitsbereich	Formel	Koeffizienten für raue Oberflächen nach Jürges [1924, zitiert nach Kürten 2015, S. 89]
$v_z < 5 \text{ m s}^{-1}$ , parallele Anströmung	$\alpha = a + b \cdot v_z$ (24)	$a = 6,2; b = 4,3$
$v_z \geq 5 \text{ m s}^{-1}$ , parallele Anströmung	$\alpha = c \cdot v_z^n$ (25)	$c = 7,6; n = 0,78$

Dabei hängt  $\alpha$  von der Luftgeschwindigkeit  $v_z$  ab. Die Windkarten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) liefern Daten zu den mittleren jährlichen Windverhältnissen. Eine entsprechende Windkarte für Thüringen ist in Anhang 2 zu finden. In dem betrachteten Wohngebiet wurde eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von  $3,1 \text{ m s}^{-1}$  erfasst, daher wird für die Berechnung der Luftgeschwindigkeit ein Wert von  $3,1 \text{ m s}^{-1}$  angenommen. Schließlich ergibt sich ein  $\alpha$  von  $\approx 19,53 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ . Die Mächtigkeit der Bodenschicht, der Wärmeübergangskoeffizient und die Wärmeleitfähigkeit werden in Formel (24) eingesetzt und resultieren in dem Wärmedurchgangskoeffizienten  $k$  von  $\approx 0,3106 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ .

Für die **Temperatur der Umgebungsluft** ( $T_L$ ) werden ebenfalls Wetterdaten des Deutschen Wetterdienstes herangezogen. Abbildung 16 stellt die durchschnittlichen Umgebungstemperaturen während des Winters in Thüringen dar. Die Messungen stammen aus den Jahren 1882 bis 2022. Für die Jahre 1981 bis 2010 wurde ein vieljähriger Mittelwert berechnet. Dieser beträgt  $0,1\text{ °C}$  und liegt damit knapp oberhalb des Gefrierpunktes für Wasser. Weiterhin erkenntlich ist ein positiver Trend der mittleren Temperatur, daher ist davon auszugehen, dass diese in der Region Thüringen während des Winters in Zukunft oberhalb von  $0,1\text{ °C}$  liegen wird.

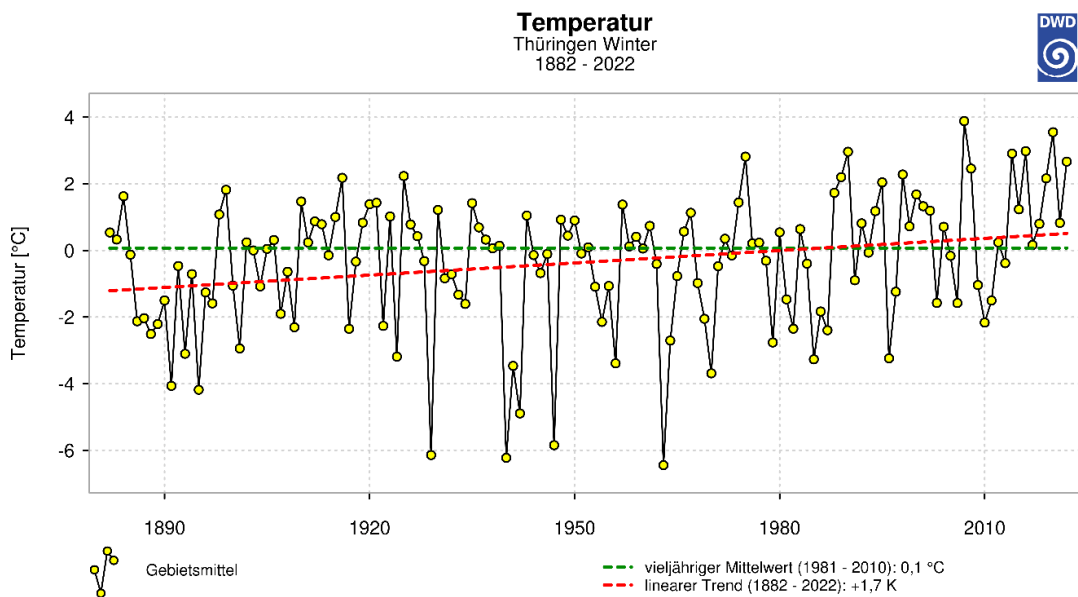


Abbildung 16: Mittlere Umgebungstemperaturen in Thüringen während des Winters (Bezugszeitraum: 1882 bis 2022) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

Tabelle 7: Mittelwert der Umgebungstemperaturen in den Monaten Oktober bis März (Betrachtungszeitraum 1981 bis 2000) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

Monat	Mittlere Temperatur ( $T_L$ ) in Kelvin (K)
Oktober	281,65 K
November	276,85 K
Dezember	273,55 K
Januar	272,65 K
Februar	273,25 K
März	276,85 K

Aufgrund starker Fluktuationen während der Wintermonate ist die mittlere Umgebungstemperatur jedoch für jeden Monat zu ermitteln. Die Klimaüberwachung des Deutschen Wetterdienstes liefert monatliche Mittelwerte, welche in Tabelle (7) zusammengefasst sind. Eine vollständige Übersicht der Daten befindet sich in Anhang 1.

Die Berechnung der Wärmestromdichte setzt voraus, dass die **Temperatur des Wärmespeichers**  $T_U$  bekannt ist. Wie bereits in Kapitel 4.2 erwähnt, wird von zwei unterschiedlichen Speichertemperaturen ausgegangen. Nachdem diese festgelegt sind, wird die Temperaturänderung aufgrund der Wärmeverluste  $Q_v$

durch Konduktion für jeden Monat berechnet. Die angestrebte Temperaturdifferenz von 10 bzw. 20 K (vgl. Kap. 4.2) resultiert in einer Temperatur  $T_U$  von einerseits 293,15 K (20 °C) und andererseits 303,15 K (30 °C) im ersten Monat. Auf der Grundlage von Formel (17) werden daraufhin die Wärmespeichertemperaturen der Folgemonate berechnet.

Für die Berechnung der **monatlichen Wärmeverluste** ( $Q_V$ ) müssen zwei weitere standortbezogene Parameter ermittelt werden: die Mächtigkeit des Aquifers ( $x_A$ ) und der Gesamtwärmebedarf der Gebäude ( $Q_B$ ) im Bezugsgebiet. Ersteres kann genau wie die Mächtigkeit der Bodenschicht aus dem Schichtverzeichnis entnommen werden. Der Gesamtwärmebedarf wird, wie bereits erwähnt, aus Datenbanken der Stadtwerke Jena entnommen. Die Datensätze sind unterteilt in „Nutzenergie Heizung“ und „Nutzenergie Warmwasser“. Die gesamte Heizenergie wird im Betrachtungszeitraum umgesetzt, da dieser in der Modellrechnung als Heizperiode gilt. Mit der Nutzenergie für Warmwasser verhält es sich jedoch anders, da über das gesamte Jahr hinweg sowohl die Wohn- als auch Gewerbe- und Schulgebäude täglich Warmwasser benötigen. Daher wird die Annahme getroffen, dass über das gesamte Jahr hinweg der tägliche Bedarf an Warmwasser im Mittel gleichbleibend ist. In der Kalkulation ist somit die Nutzenergie für Warmwasser mit einem Faktor von 0,5 zu berücksichtigen.

Weiterhin stellt sich jedoch das Problem des monatlichen Wärmebedarfs, welcher in den Datensätzen nicht ersichtlich ist. Abhängig von den durchschnittlichen Temperaturen der Umgebungsluft wird daher für jeden Monat ein Faktor eingeführt. Dieser Faktor ist mit dem Gesamtwärmebedarf der Gebäude zu multiplizieren, um den monatsbezogenen Anteil darzustellen.

Im vorangegangenen Abschnitt wurde der Gesamtwärmebedarf der Gebäude angeführt, welcher jedoch nicht zu verwechseln ist mit dem in der Kalkulation als „ $Q_G$ “ bezeichneten Parameter. Der gesamte Bedarf an Wärmeenergie ( $Q_G$ ) ist höher als die von den Haushalten umgesetzte Wärmeenergie, da der Untergrundspeicher monatliche Wärmeverluste ( $Q_V$ ) verzeichnet. Um zu vermeiden, dass zum Ende der Heizperiode nicht mehr genügend Wärmeenergie im Speicher vorhanden ist, wird der Gesamtwärmebedarf  $Q_G$  höher angesetzt als der Wärmebedarf der Gebäude. Abschließend ist der Wert für  $Q_G$  mit 3.900.000 kJ festgelegt.

#### 4.4 Excel-Tool

Das erstellte Excel-Tool fasst die zuvor genannten Gleichungen und Einflussgrößen in einer Tabellenkalkulation zusammen. Das Tool ist in zwei Tabellen unterteilt. Die linke Tabelle (vgl. Abbildung 17 und 18) bietet Eingabefelder für die ermittelten standortbezogenen Parameter. Die Eingabefelder sind mit einem dicken Rahmen gekennzeichnet, da einige Kalkulationsfelder zugunsten der Übersichtlichkeit in den oberen Teil der linken Tabelle übernommen wurden (vgl. Abbildung 17). Im unteren Teil der linken Tabelle sind hingegen lediglich Parameter zu finden, welche standortabhängig variiert werden können (vgl. Abbildung 18). Die Werte für den Energieverbrauch wurden der Vollständigkeit halber hinzugefügt und addieren den Wärmebedarf der Gebäude für jeden Monat auf.

Eingabeparameter	Wert	Einheit
Gesamtwärmebedarf ( $Q_{G,0}$ ) (Anfang Oktober)	3.900.000	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,1}$ ) Anfang November	3.401.784,73	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,2}$ ) Anfang Dezember	2.715.557,56	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,3}$ ) Anfang Januar	1.741.206,43	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,4}$ ) Anfang Februar	843.318,69	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,5}$ ) Anfang März	329.184,37	kJ
Übrige Wärmeenergie ( $Q_{G,6}$ ) Anfang April	15.031,32	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,1}$ ) Oktober	274.547,10	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,2}$ ) November	411.820,65	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,3}$ ) Dezember	686.367,75	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,4}$ ) Januar	686.367,75	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,5}$ ) Februar	411.820,65	kJ
Wärmebedarf der Gebäude ( $Q_{B,6}$ ) März	274.547,10	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende Oktober	274.547,10	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende November	686.367,75	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende Dezember	1.372.735,50	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende Januar	2.059.103,25	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende Februar	2.470.923,90	kJ
Energieverbrauch Kumuliert Ende März	2.745.471,00	kJ

Abbildung 17: oberer Teil der linken Tabelle des Excel-Tools mit Feldern für Eingabeparameter und kalkulierte Werte (eigene Darstellung)

Mächtigkeit des Aquifers ( $x_A$ )	4,00	m
Massenanteil des Wassers ( $w$ )	25,00	%
Trockenrohdichte	1,47	$\text{g cm}^{-3}$
Mächtigkeit der Bodenschicht ( $x_B$ )	4,00	m
Luftgeschwindigkeit ( $v_z$ )	3,10	$\text{m s}^{-1}$
durchschnittliche Entnahmetemperatur Wasser ( $T_E$ )	283,15	K
Einspeicherungstemperatur ( $T_I$ )	293,15	K
Dichte von Wasser ( $\rho_w$ )	997	$\text{kg m}^{-3}$
Wärmekapazität von Wasser ( $c_{p,w}$ )	4,18	$\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
mittlere Lufttemperatur an der Oberfläche ( $T_L$ )		
Okt	281,65	K
Nov	276,85	K
Dez	273,55	K
Jan	272,65	K
Feb	273,25	K
Mrz	276,85	K
Sekunden pro Monat ( $t_{s,i}$ )		
Okt ( $t_{s,1}$ )	2.678.400,00	s
Nov ( $t_{s,2}$ )	2.592.000,00	s
Dez ( $t_{s,3}$ )	2.678.400,00	s
Jan ( $t_{s,4}$ )	2.678.400,00	s
Feb ( $t_{s,5}$ )	2.419.200,00	s
Mrz ( $t_{s,6}$ )	2.678.400,00	s

Abbildung 18: unterer Teil der linken Tabelle des Excel-Tools mit Feldern für Eingabeparameter (eigene Darstellung)

Die rechte Tabelle (vgl. Abbildung 19 und 20) kalkuliert die daraus resultierenden Werte. Neben der Oberflächentemperatur ( $T_O$ ), welche mit einem roten Rahmen kenntlich gemacht ist, können im oberen Teil weitere Werte wie beispielsweise die Wärmeverluste oder Wärmestromdichte eingesehen werden (vgl. Abbildung 19). Im unteren Teil der Rechten Tabelle werden neben der Wärmeleitfähigkeit, dem Wärmeübergangs- und Wärmedurchgangskoeffizienten auch die Dimensionen des Speichers angezeigt (vgl. Abbildung 20).

errechnete Größe	Wert	Einheit
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_1$ ) Oktober	3,57	W m <sup>-2</sup>
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_2$ ) November	4,87	W m <sup>-2</sup>
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_3$ ) Dezember	5,63	W m <sup>-2</sup>
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_4$ ) Januar	5,53	W m <sup>-2</sup>
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_5$ ) Februar	4,89	W m <sup>-2</sup>
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_6$ ) März	3,34	W m <sup>-2</sup>
Wärmeverluste ( $Q_{V,1}$ ) Oktober	223.668,17	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{V,2}$ ) November	274.406,51	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{V,3}$ ) Dezember	287.983,39	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{V,4}$ ) Januar	211.519,99	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{V,5}$ ) Februar	102.313,67	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{V,6}$ ) März	39.605,95	kJ
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,0}$ ) Anfang Oktober	293,15	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,1}$ ) Anfang November	292,53	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,2}$ ) Anfang Dezember	291,67	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,3}$ ) Anfang Januar	290,46	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,4}$ ) Anfang Februar	289,00	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,5}$ ) Anfang März	287,61	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{U,6}$ ) Anfang April	284,38	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende Oktober	281,83	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende November	277,10	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende Dezember	273,84	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende Januar	272,93	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende Februar	273,50	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_O$ ) Ende März	277,02	K

Abbildung 19: oberer Teil der rechten Tabelle des Excel-Tools mit errechneten thermischen Werten (eigene Darstellung)

Speichervolumen ( $V_{s,0}$ ) Anfang Oktober	93,52	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,1}$ ) Anfang November	86,93	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,2}$ ) Anfang Dezember	76,41	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,3}$ ) Anfang Januar	57,10	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,4}$ ) Anfang Februar	34,59	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,5}$ ) Anfang März	17,70	$m^3$
Speichervolumen ( $V_{s,6}$ ) Anfang April	2,94	$m^3$

Masse des Speichermediums ( $m_{w,0}$ ) Anfang Oktober	93.234,52	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,1}$ ) Anfang November	86.671,12	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,2}$ ) Anfang Dezember	76.178,70	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,3}$ ) Anfang Januar	56.924,24	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,4}$ ) Anfang Februar	34.485,22	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,5}$ ) Anfang März	17.644,94	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,6}$ ) Anfang April	2.928,67	kg

Speicherfläche des Aquifers ( $A_1$ ) Anfang Oktober	23,38	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_2$ ) Anfang November	21,73	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_3$ ) Anfang Dezember	19,10	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_4$ ) Anfang Januar	14,27	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_5$ ) Anfang Februar	8,65	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_6$ ) Anfang März	4,42	$m^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_7$ ) Anfang April	0,73	$m^2$

Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht ( $\lambda_B$ )	1,2625	$W m^{-1} K^{-1}$
---	--------	-------------------

Wärmeübergangskoeffizient ( $\alpha$ )	19,5300	$W m^{-2} K^{-1}$
--	---------	-------------------

Wärmedurchgangskoeffizient ( $k$ )	0,3106	$W m^{-2} K^{-1}$
------------------------------------	--------	-------------------

Abbildung 20: unterer Teil der rechten Tabelle des Excel-Tools mit errechneten Werten der Wärmeleitfähigkeit, des Wärmeübergangs- und Wärmedurchgangskoeffizienten, sowie der Dimensionen des Speichers (eigene Darstellung)

## 5. Darstellung der Ergebnisse

### 5.1 Ausgangsszenario 1: Temperaturdifferenz 10 K

Die Gesamtheit der Ergebnisse des ersten Szenarios mit  $T_1 = 293,15 \text{ K}$  ( $20 \text{ °C}$ ) können in Abbildung 19 und 20 eingesehen werden. Für die Bearbeitung des Bachelorthemas sind die Temperaturen an der Oberfläche von Interesse. Abbildung 21 veranschaulicht den durchschnittlichen Temperaturgang zwischen den Monaten Oktober bis März. Von Oktober bis Januar nimmt die Temperatur stetig ab, worauf bis März ein Anstieg der Bodentemperatur verzeichnet wird. Auffällig ist, dass die Temperatur der Bodenoberfläche nur im Januar leicht unter den Gefrierpunkt sinkt.

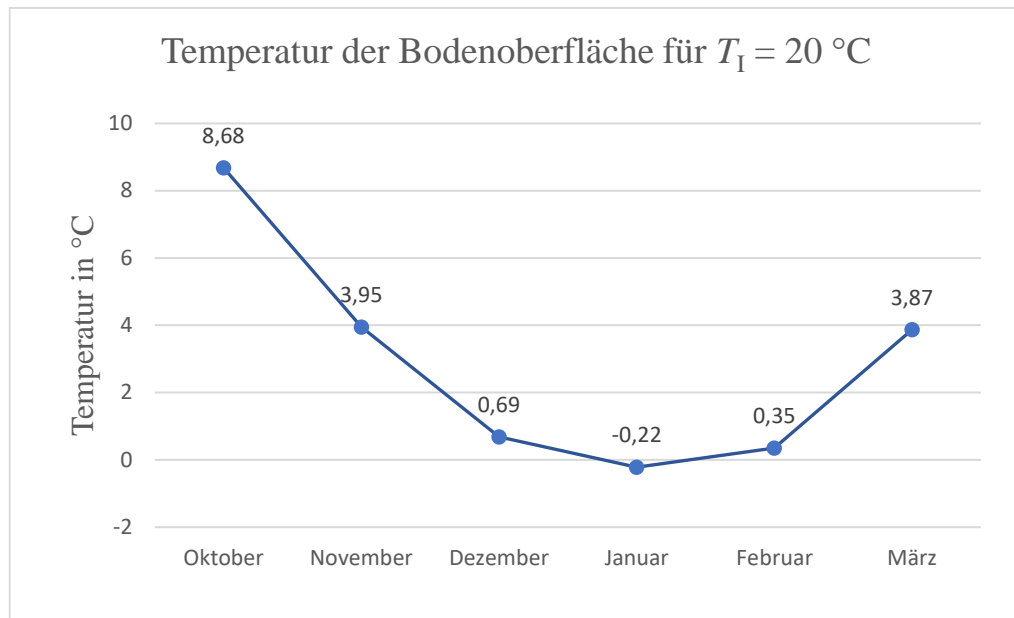


Abbildung 21: Temperatur an der Bodenoberfläche für das Szenario 1 ( $T_1 = 20 \text{ °C}$ ) (eigene Darstellung)



## 5.2 Ausgangsszenario 2: Temperaturdifferenz 20 K

Für das zweite Szenario, welches von der Einspeicherungstemperatur  $T_1 = 303,15 \text{ K}$  ( $30 \text{ °C}$ ) ausgeht, ergeben sich ähnliche Resultate (vgl. Abbildung 22). Die Temperatur der Bodenoberfläche ist in jedem Monat minimal höher als in Szenario 1 (annähernd  $0,1 \text{ °C}$ ). Die größte Auffälligkeit findet sich erneut im Januar, da in diesem Monat Minusgrade im Boden vorherrschen. Eine ausführliche Übersicht der Ergebnisse ist in Anhang 3 zu finden.

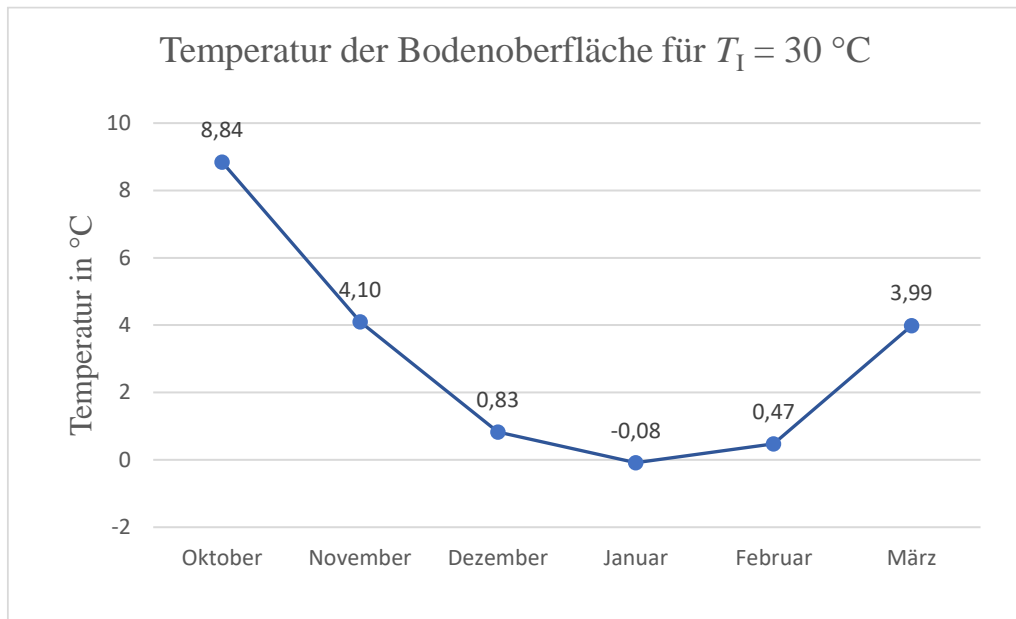


Abbildung 22: Temperatur an der Bodenoberfläche für das Szenario 2 ( $T_1 = 30 \text{ °C}$ ) (eigene Darstellung)

## 5.3 Ergebnisse mit variierten Einflussgrößen

Einige der verwendeten Standortparameter sind geschätzt ( $w$ ,  $TRD$ ) und können somit von den realen Werten abweichen. Um den daraus entstehenden Fehler beurteilen zu können wurden Berechnungen mit den soeben genannten Eingangsparametern durchgeführt. Besonders die Wärmeleitfähigkeit ist eine potenzielle Fehlerquelle, da das verwendete Modell zur Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit einen statistischen Fehler von 25% angibt (vgl. Kapitel 3.1.1). Diese Unschärfe muss für die Fehleranalyse berücksichtigt werden. Das Excel-Tool wurde in diesem Sinne dazu genutzt, für Szenario 1 und 2 jeweils zwei weitere Berechnungen mit um 25% verringerter, bzw. erhöhter Wärmeleitfähigkeit durchzuführen. Analog dazu wurden die bestimmenden Größen Massenanteil ( $w$ ) und Trockenrohddichte ( $TRD$ ) stark variiert. Eine ausführliche Auflistung der veränderten Größen, sowie Resultate findet sich in Anhang 4. Die Szenarien 1-a und 2-a berücksichtigen zuerst die kleineren Werte für  $w$  und  $TRD$  und verringern die resultierende Wärmeleitfähigkeit um den statistischen Fehler von 25%.

Szenario 1-b und 2-b hingegen nimmt den jeweils größten Wert für  $w$  und  $TRD$ . Anschließend wird die resultierende Wärmeleitfähigkeit um den statistischen Fehler zu erhöht.

Aufgrund der erhöhten Wärmeverluste in Szenario 1-b und 2-b wurde der Gesamtwärmebedarf angepasst, um eine exakte Kalkulation zu gewährleisten. In Abbildung 23 sind die resultierenden Werte der Szenarien mit der Größten Abweichung von der Ausgangsbetrachtung dargestellt. Szenario 1-b wies die geringste Erhöhung, Szenario 2-b hingegen die größte Erhöhung der Bodentemperatur auf. Für Szenario 1-b konnten keine Werte erzeugt werden, da der resultierende Wärmeverlust zu hoch war und einen umgekehrten Wärmefluss zur Folge hatte.

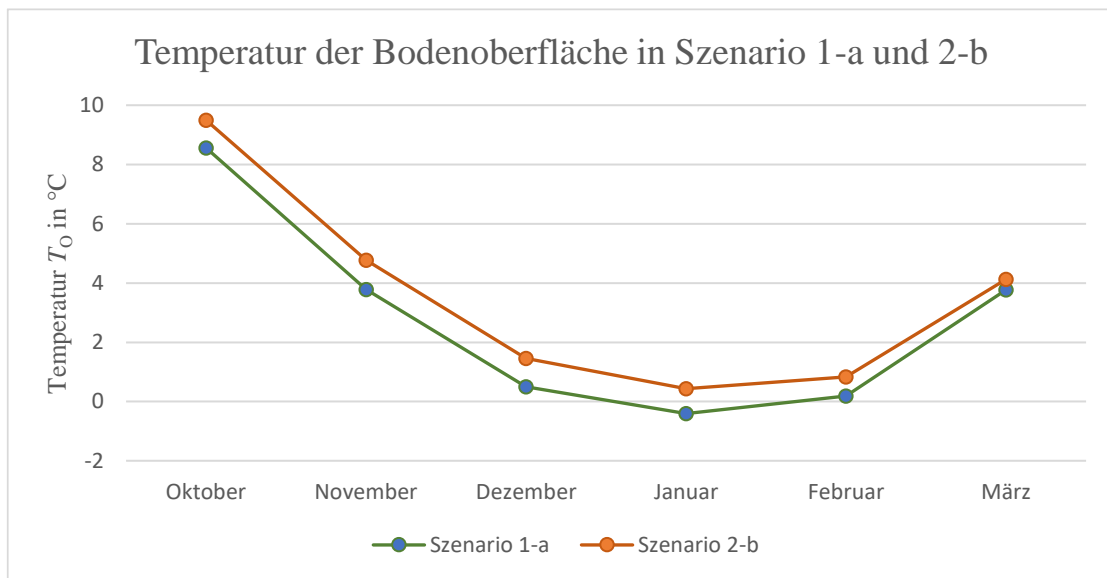


Abbildung 23: Temperatur an der Bodenoberfläche für das Szenario 1-a (grün) und 2-b (orange) (eigene Darstellung)

Die Temperatur der Bodenoberfläche weicht in beiden Szenarien nur gering von der Ausgangsgröße ab. Eine Auffälligkeit ist der Vorzeichenwechsel im Januar. Weiterhin nähern sich die Temperaturen im März an.

## 6. Diskussion der Ergebnisse

### 6.1 Ausmaß der Temperaturerhöhung

Vergleicht man die errechnete Bodentemperatur mit der Lufttemperatur, wird deutlich, dass beide Werte sehr nah beieinander liegen. Dies lässt einen maßgeblichen Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Oberflächentemperatur vermuten. Damit findet sich hier eine Übereinstimmung mit den beschriebenen Erkenntnissen aus Kapitel 3. Andererseits lässt sich schlussfolgern, dass die Untergrundtemperatur an dem untersuchten

Standort keinen maßgeblichen Einfluss auf die Oberflächentemperatur hat. Trotz einer Verdopplung der Temperaturdifferenz ist keine wesentliche Temperaturerhöhung zu verzeichnen. Dies könnte auf die insgesamt geringe Temperaturdifferenz zurückzuführen sein. Auch die Wärmeleitfähigkeit hat einen wesentlichen Einfluss auf die Temperaturentwicklung im Untergrund, wie bereits in Kapitel 3.2 erläutert wurde. Wird die in dieser Betrachtung ermittelte Wärmeleitung für die Bodenschicht den Werten von üblichen Bodenbestandteilen (Anhang 4) gegenübergestellt, wird ersichtlich, dass die Wärmeleitung in der Kalkulation einen mittelhohen Wert besitzt. Mit den Ergebnissen in Kapitel 5.3 konnte gezeigt werden, dass die Schätzung der Wärmeleitfähigkeit zu keiner großen Abweichung der Endergebnisse führt.

Im Rahmen der Kalkulationen fällt ein konterintuitiver Zusammenhang auf: Bei einer Speichertemperatur von 30 °C ist der Wärmeverlust des Speichers an die Umgebung geringer als bei einer Speichertemperatur von 20 °C. Dies rührt daher, dass das Verhältnis von wärmeübertragender Fläche zu Wärmeflussdichte in Szenario 1 (20 °C) größer ist als in Szenario 2 (30 °C). Konkret bedeutet dies: die Wärmestromdichte steigt mit erhöhter Temperaturdifferenz in geringerem Maße als die wärmeübertragende Bodenoberfläche. Folglich ist der Gesamtwärmebedarf in diesem expliziten Fall bei einer höheren Speichertemperatur geringer.

Die Zuverlässigkeit der ermittelten Werte ist jedoch mit Fehlerquellen belastet. Zum einen unterliegt die Wärmeleitfähigkeit, wie bereits in Kapitel 5.3 erläutert, einem statistischen Fehler. Zum anderen kann es vorkommen, dass die Einflussparameter bei der Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit zusätzlichen Abweichungen unterliegen. Für exakte Werte sollte vor der Realisierung eines Projektes daher eine labortechnische Analyse der Bodenkennwerte durchgeführt werden.

Des Weiteren ist zu beachten, dass in der durchgeführten Untersuchung lediglich die Wärmeverluste aufgrund der Konduktion durch die obere Bodenschicht berücksichtigt wurde. Ein realer Aquiferspeicher weist jedoch weitere Wärmeverluste in Richtung des umliegenden, nicht erwärmten Grundwassers, sowie des unterhalb liegenden Bodenprofils auf. Aufgrund der niedrigen Fließgeschwindigkeit (vgl. Kapitel 2.2) und Temperaturdifferenz innerhalb des Aquifers sind diese vermutlich unwesentlich für den Gesamtwärmeverlust, jedoch sollte vor einer Projektumsetzung genau geprüft werden, wie groß die zu erwartenden Gesamtverluste sind.

In Abbildung 10 ist zu erkennen, dass in 4-8 Metern Tiefe, also der Tiefenlage des Aquifers, leichte jahreszeitliche Temperaturschwankungen auftreten können (vgl. Kapitel 3.1). Dies wird nicht in der Berechnung berücksichtigt und kann zu abweichenden Ergebnissen führen. Aufgrund der geringen Temperaturschwankungen ist die Abweichung jedoch vermutlich zu vernachlässigen.

Einige der verwendeten Stoffgrößen, wie beispielsweise die Dichte von Wasser oder die Wärmeleitfähigkeit der Bodenschicht, sind temperaturabhängig. In den Ergebnissen ist erkennbar, dass das betrachtete System nur geringe Temperaturgänge verzeichnet. Daher findet keine Berücksichtigung dieser Temperaturabhängigkeit statt. Für Systeme mit großen Temperaturschwankungen empfiehlt es sich hingegen, den zuvor beschriebenen Zusammenhang zu berücksichtigen.

Weitere nicht berücksichtigte komplexe Prozesse, welche einen Einfluss auf den Wärmetransport im Boden haben, sind die Temperaturänderung während des Monats, der Temperaturgradient innerhalb des Speichervolumens und die in Kapitel 3.3 beschriebene „Entkopplung“ von Boden- und Lufttemperatur. Zuletzt ist es möglich, dass sich die beeinflussenden Größen des Untergrunds mit weiteren Be- und Entladezyklen verändern.

## 6.2 Umwelteinflüsse der Temperaturerhöhung

In diesem Kapitel wird kurz darauf Bezug genommen, inwiefern die Temperaturerhöhung der Bodenoberfläche infolge der Speicherung von Wärme in einem Aquifer am Standort Tümpelviertel einen Einfluss auf die in dieser Bodenschicht vorkommenden Lebewesen hat.

Bezüglich der Erkenntnisse in Kapitel 3.4 zeigen die Ergebnisse der Modellberechnung, dass durch die Temperaturerhöhung keine Toleranzschwelle für Bodenorganismen überschritten wird. Für Mikro- und Makroorganismen ergeben sich daher keine Verschlechterungen der Lebensqualität.

Zudem ist abzusehen, dass der Eingriff keine negativen Auswirkungen auf das Pflanzenwachstum hat. Auch hier führt die Temperaturerhöhung nicht zu einer Überschreitung von Toleranzschwellen (vgl. Kapitel 3.4). Werden die Erkenntnisse von [Farnsworth et al. 1995] berücksichtigt, so ist von keiner signifikanten Veränderungen hinsichtlich Photosyntheserate, Existenz bestimmter Arten oder Phänologie von Blättern und Blütenproduktion auszugehen.

## 7. Fazit

Die Interpretation der Ergebnisse zeigt für den Standort Tümpfingviertel mit den getroffenen Annahmen keine ausschlaggebende Erhöhung der Oberflächentemperatur in Folge der Wärmespeicherung in einem in diesem Gebiet befindlichen Aquifer. In Anbetracht der vorgetragenen Fehlerpotentiale sind die Ergebnisse der Modellrechnung als annähernde Abschätzung, nicht jedoch als exakte Ermittlung der resultierenden Oberflächentemperatur zu sehen. Daher wird empfohlen, vor einem Projektbeginn die genauen Standortwerte zu ermitteln und die Temperaturgänge im Untergrund mit einer angemessenen Software zu simulieren, da ein solches Programm die komplexen Zusammenhänge des Wärmetransports zuverlässiger kalkulieren kann. Neben der in dieser Betrachtung kalkulierten Wärmeleitung sind weiterhin die Wärmetransportmechanismen der Konduktion und Wärmestrahlung im Gesamtsystem zu berücksichtigen, um einen sicheren Betrieb des Speichers bestätigen zu können. Als abschließendes Fazit wird aufgrund der ermittelten Temperaturerhöhung davon ausgegangen, dass der Bau eines Aquifer-Wärmespeichers am Standort Tümpfingviertel keinen negativen Einfluss auf das Ökosystem der oberen Bodenschicht hat.

## Literaturverzeichnis

Al-Addous, M. (2006): Berechnen der Größe von Wasserspeichern zum saisonalen Speichern von Wärme bei der ausschließlichen Wärmeversorgung von Häusern mit Solarkollektoren. Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg.

Bauer, M. (2014): Handbuch Tiefe Geothermie. Prospektion, Exploration, Realisierung, Nutzung. Unter Mitarbeit von Willi Freeden, Hans Jacobi und Thomas Neu. 1. Auflage. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Bauer, M.; Freeden, W.; Jacobi, H.; Neu, T. (Hg.) (2018): Handbuch Oberflächennahe Geothermie. 1. Auflage. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Beltrami, H. (2001): On the relationship between ground temperature histories and meteorological records: a report on the Pomquet station. In: *Global and Planetary Change* 29 (3-4), S. 327–348. DOI: 10.1016/S0921-8181(01)00098-4.

Beltrami, H.; Kellman, L. (2003): An examination of short- and long-term air–ground temperature coupling. In: *Global and Planetary Change* 38 (3-4), S. 291–303. DOI: 10.1016/S0921-8181(03)00112-7.

Bloemendal, M.; Olsthoorn, T.; van de Ven, F. (2015): Combining climatic and geo-hydrological preconditions as a method to determine world potential for aquifer thermal energy storage. In: *The Science of the total environment* 538, S. 621–633. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.07.084.

Bott, C.; Dressel, I.; Bayer, P. (2019): State-of-technology review of water-based closed seasonal thermal energy storage systems. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 113, S. 109241. DOI: 10.1016/j.rser.2019.06.048.

Bundesministerium für Wirtschaft und Klimaschutz (BMWK) (2021): Erneuerbare-Energien-Gesetz. Online verfügbar unter [https://www.erneuerbare-energien.de/EE/Redaktion/DE/Dossier/eeg.html?cms\\_docId=71110](https://www.erneuerbare-energien.de/EE/Redaktion/DE/Dossier/eeg.html?cms_docId=71110), zuletzt aktualisiert am 26.03.2022, zuletzt geprüft am 26.03.2022.

Conant, R. T.; Drijber, R. A.; Haddix, M. L.; Parton, W. J.; Paul, E. A.; Plante, A. F. et al. (2008): Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. In: *Global Change Biology* 14 (4), S. 868–877. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01541.x.

- Davidson, E. A.; Janssens, I. A. (2006): Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. In: *Nature* 440 (7081), S. 165–173. DOI: 10.1038/nature04514.
- Dehner, U.; Müller, U.; Schneider, J. (2007): Erstellung von Planungsgrundlagen für die Nutzung von Erdwärmekollektoren. 3. Auflage: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.
- Farnsworth, E. J.; Nunez-Farfan, J.; Careaga, S. A.; Bazzaz, F. A. (1995): Phenology and Growth of Three Temperate Forest Life Forms in Response to Artificial Soil Warming. In: *The Journal of Ecology* 83 (6), S. 967. DOI: 10.2307/2261178.
- Fleuchaus, P. (2020): Global application, performance and risk analysis of Aquifer Thermal Energy Storage (ATES). Dissertation, Karlsruhe. Karlsruher Institut für Technologie.
- Fleuchaus, P.; Blum, P.; Große, S. (2018a): Technisch-wirtschaftliche Analyse des ersten Niedrigtemperatur Aquiferspeichers Deutschlands am »Bonner Bogen«. In: *Geothermische Energie, Bundesverband Geothermie e.V.*, 2018 (Heft 90), S. 14–17, zuletzt geprüft am 03.03.2022.
- Fleuchaus, P.; Godschalk, B.; Stober, I.; Blum, P. (2018b): Worldwide application of aquifer thermal energy storage – A review. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 94, S. 861–876. DOI: 10.1016/j.rser.2018.06.057.
- Fleuchaus, P.; Schüppler, S.; Stemmler, R.; Menberg, K.; Blum, P. (2021): Aquiferspeicher in Deutschland. In: *Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie* 26 (2), S. 123–134. DOI: 10.1007/s00767-021-00478-y.
- Gisi, U.; Schenker, R.; Schulin, R.; Stadelmann, F. X.; Sticher, H. (1997): Bodenökologie. 2. neu bearbeitete und erweiterte Auflage. Stuttgart: Thieme (Bücher Biowissenschaften).
- Hartge, K.-H.; Horn, R.; Bachmann, J.; Peth, S. (Hg.) (2014): Einführung in die Bodenphysik. 4. vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele und Obermiller. 4. Auflage. Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers.
- Hesaraki, A.; Holmberg, S.; Haghghat, F. (2015): Seasonal thermal energy storage with heat pumps and low temperatures in building projects—A comparative review. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 43, S. 1199–1213. DOI: 10.1016/j.rser.2014.12.002.
- Horton, R.; Bristow, K. L.; Kluitenberg, G. J.; Sauer, T. J. (1996): Crop residue effects on surface radiation and energy balance - review. In: *Theor Appl Climatol* 54 (1-2), S. 27–37. DOI: 10.1007/BF00863556.

- Koch, D. (2010): Langzeit-Entwicklung der Bodentemperaturen. Universität zu Köln, Köln. Geographisches Institut. Online verfügbar unter [https://www.lanuv.nrw.de/kfm-indikatoren/dokumente/Diplomarbeit-Bodentemperaturen\\_sec.pdf](https://www.lanuv.nrw.de/kfm-indikatoren/dokumente/Diplomarbeit-Bodentemperaturen_sec.pdf), zuletzt geprüft am 27.03.2022.
- Kürten, S. (2015): Zur thermischen Nutzung des Untergrunds mit flächigen thermo-aktiven Bauteilen. Dissertation. Technische Hochschule Aachen, Aachen. Online verfügbar unter <https://core.ac.uk/download/pdf/36622804.pdf>, zuletzt geprüft am 27.03.2022.
- Lahti, M.; Aphalo, P. J.; Finér, L.; Lehto, T.; Leinonen, I.; Mannerkoski, H.; Ryyppö, A. (2002): Soil temperature, gas exchange and nitrogen status of 5-year-old Norway spruce seedlings. In: *Tree physiology* 22 (18), S. 1311–1316. DOI: 10.1093/treephys/22.18.1311.
- Lee, K. S. (2010): A Review on Concepts, Applications, and Models of Aquifer Thermal Energy Storage Systems. In: *Energies* 3 (6), S. 1320–1334. DOI: 10.3390/en3061320.
- Mands, E.; Sanner, B.; Sauer, Dipl.-Geol. M.; Grundmann, Dipl.-Geol. E.; Brehm, D. (2010): Grundwassergekoppelte Wärmepumpeanlage am Bonner Bogen. In: *bbr-Sonderheft Geothermie*, S. 74–80. Online verfügbar unter [http://ubeg.de/Lit/bbr\\_Geo2010\\_74-80\\_Mands-Sanner.pdf](http://ubeg.de/Lit/bbr_Geo2010_74-80_Mands-Sanner.pdf), zuletzt geprüft am 04.03.2022.
- Möller, G. (2012): Geotechnik. Bodenmechanik. 2. Auflage. Newark: Wilhelm Ernst & Sohn Verlag für Architektur und Technische (Bauingenieur-Praxis Ser). Online verfügbar unter <https://ebookcentral.proquest.com/lib/kxp/detail.action?docID=6735484>, zuletzt geprüft am 27.03.2022.
- Onwuka, B. (2018): Effects of Soil Temperature on Some Soil Properties and Plant Growth. In: *APAR* 8 (1). DOI: 10.15406/apar.2018.08.00288.
- Örtliche Wohnungsgenossenschaft Jena eG (2022): Jena-Ost. Online verfügbar unter <https://www.oewg-jena.de/wohngebiete/jena-ost/>, zuletzt aktualisiert am 24.03.2022, zuletzt geprüft am 24.03.2022.
- Quaas, I.; Seydel-Göhlert, K.; Richter, J. (2016): Integriertes Stadtteilentwicklungskonzept Planungsraum Ost. Hg. v. Stadt Jena, Fachbereich Stadtentwicklung und Stadtplanung. Jena. Online verfügbar unter [https://planen-bauen.jena.de/sites/default/files/2019-03/STEK\\_ost\\_gesamt\\_2016-06-22\\_Satzung.pdf](https://planen-bauen.jena.de/sites/default/files/2019-03/STEK_ost_gesamt_2016-06-22_Satzung.pdf), zuletzt geprüft am 24.03.2022.
- Renger, M.; Bohne, K.; Facklam, M.; Harrach, T.; Riek, W.; Schäfer, W. et al. (2008): Ergebnisse und Vorschläge der DBG-Arbeitsgruppe Ergebnisse und Vorschläge der DBG-Arbeitsgruppe „Kennwerte des Bodengefüges“ zur Schätzung bodenphysikalischer Kennwerte.



Berlin. Online verfügbar unter [https://www.boden.tu-berlin.de/fileadmin/fg77/\\_pdf/publikationen/bodenphysikalischeKennwerte.pdf](https://www.boden.tu-berlin.de/fileadmin/fg77/_pdf/publikationen/bodenphysikalischeKennwerte.pdf), zuletzt geprüft am 15.03.2022.

Rummich, E. (2015): Energiespeicher. Grundlagen, Komponenten, Systeme und Anwendungen : mit 94 Bildern und 22 Tabellen. 2. Auflage. Renningen: Expert-Verlag GmbH.

Sanner, B.; Kabus, F.; Seibt, P.; Bartels, J. (2005): Underground Thermal Energy Storage for the German Parliament in Berlin, System Concept and Operational Experiences. Antalya, Türkei.

Scheffer, F.; Schachtschabel, P.; Amelung, W.; Blume, H.-P.; Fleige, H.; Horn, R. et al. (2018): Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde. Überarbeitet und ergänzt von Wulf Amelung, Hans-Peter Blume, Heiner Fleige, Rainer Horn, Ellen Kandeler, Ingrid Kögel-Knabner, Ruben Kretzschmar, Karl Stahr und Berndt-Michael Wilke ; mit Beiträgen von Thomas Gaiser, Jürgen Gauer, Nina Stoppe, Sören Thiele-Bruhn und Gerhard Welp ; gegründet von Fritz Scheffer und Paul Schachtschabel. 17. Auflage. Berlin: Springer Spektrum (Springer eBook Collection).

Schmidt, T.; Müller-Steinhagen, H. (2004): Die solar unterstützte Nahwärmeversorgung mit saisonalem Aquifer Wärmespeicher in Rostock - Ergebnisse nach vier Betriebsjahren. Landau in der Pfalz. Online verfügbar unter <https://docplayer.org/63510749-Die-solar-unterstuetzte-nahwaermeversorgung-mit-saisonalen-aquifer-waermespeicher-in-rostock-ergebnisse-nach-vier-betriebsjahren.html>, zuletzt geprüft am 05.02.2022.

Schmidt, T.; Müller-Steinhagen, H. (2015): Erdsonden- und Aquifer-Wärmespeicher in Deutschland. Hg. v. OTTI Profiforum Oberflächennahe Geothermie. Regenstauf.

Schmidt, W. L.; Gosnold, W. D.; Enz, J. W. (2001): A decade of air-ground temperature exchange from Fargo, North Dakota. In: *Global and Planetary Change* 29 (3-4), S. 311–325. DOI: 10.1016/S0921-8181(01)00097-2.

Schüppler, S.; Fleuchaus, P.; Blum, P. (2019): Techno-economic and environmental analysis of an Aquifer Thermal Energy Storage (ATES) in Germany. In: *Geotherm Energy* 7 (1). DOI: 10.1186/s40517-019-0127-6.

Sebastian, U. (2009): Gesteinskunde. Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag. Online verfügbar unter <http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:bsz:31-epflicht-1589451>, zuletzt geprüft am 24.02.2022.

Stadler, I.; Sterner, M. (2014): Energiespeicher. Bedarf, technologien, integration. Berlin: Springer Vieweg. Online verfügbar unter <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&scope=site&db=nlebk&db=nlabk&AN=855969>, zuletzt geprüft am 15.02.2022.

Stadtwerke Jena Netze GmbH (24.03.2022): 220323\_Jena-Ost\_Quartier\_Gebäudesstruktur\_Wärmeverbrauch\_JenaGeos. Microsoft Excel Datei.

Tsagarakis, K. P.; Efthymiou, L.; Michopoulos, A.; Mavragani, A.; Anđelković, A. S.; Antonini, F. et al. (2020): A review of the legal framework in shallow geothermal energy in selected European countries: Need for guidelines. In: *Renewable Energy* 147, S. 2556–2571. DOI: 10.1016/j.renene.2018.10.007.

## Anhang 1: Mittlere Umgebungstemperatur

### Anhang 1.1: Mittlere Umgebungstemperatur im Oktober

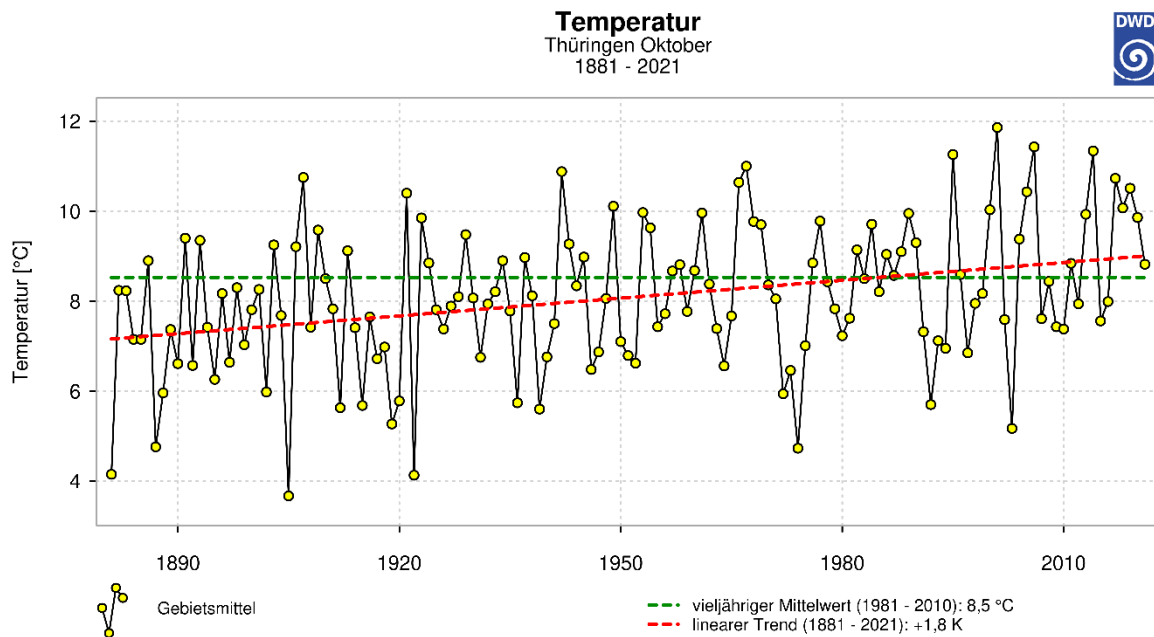


Abbildung 24: Mittlere Umgebungstemperaturen im Oktober in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

### Anhang 1.2: Mittlere Umgebungstemperatur im November

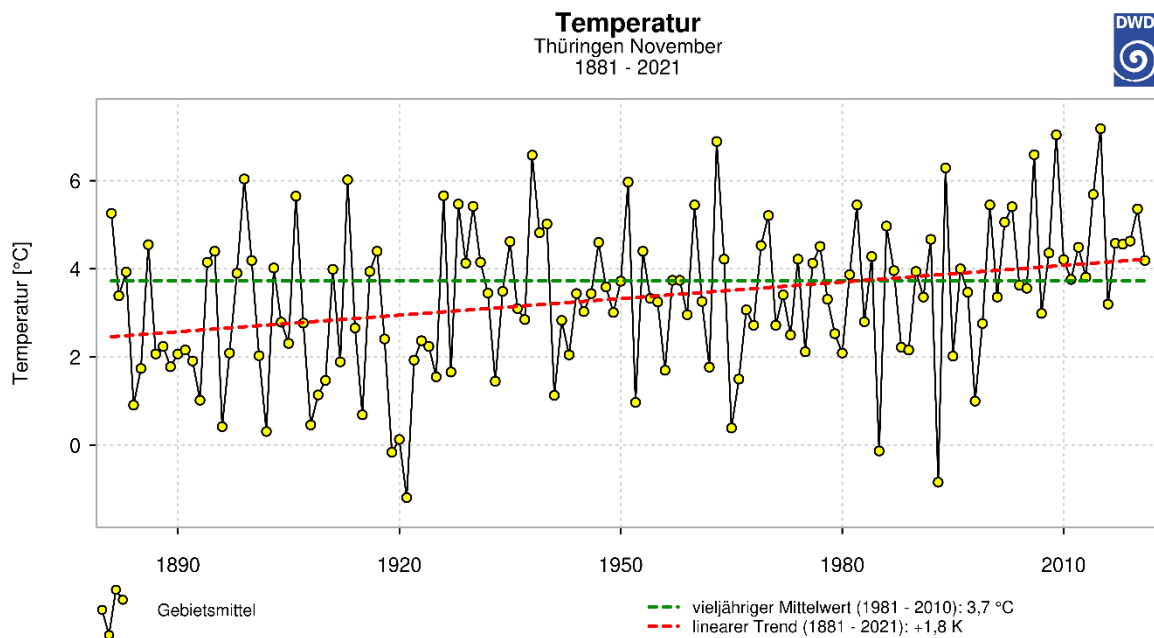


Abbildung 25: Mittlere Umgebungstemperaturen im November in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

### Anhang 1.3: Mittlere Umgebungstemperatur im Dezember

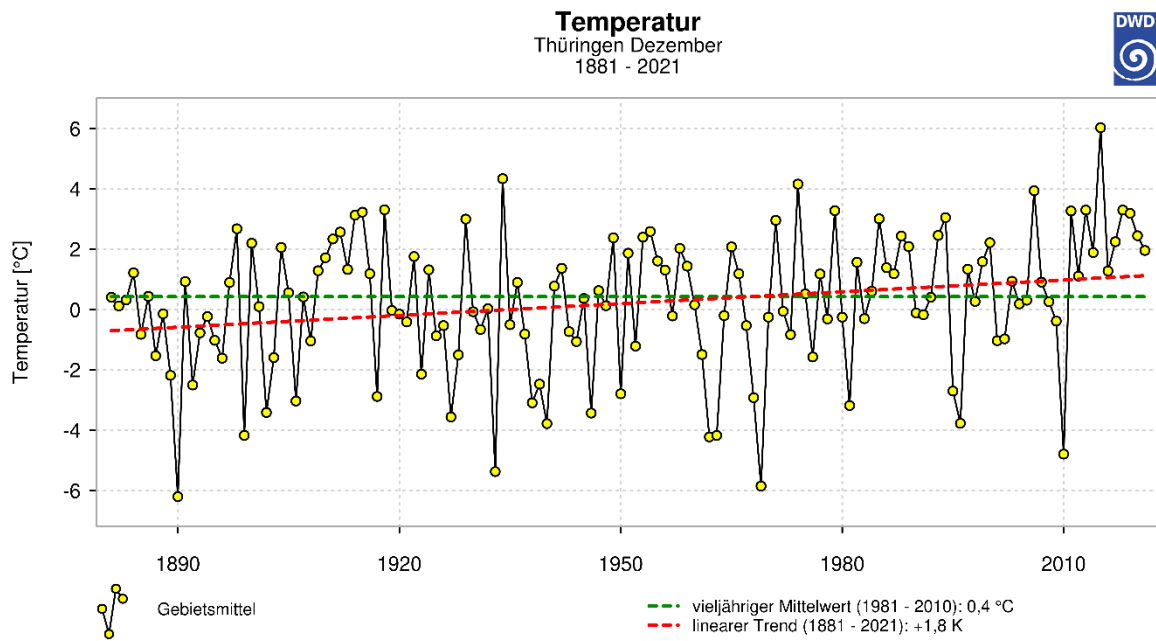


Abbildung 26: Mittlere Umgebungstemperaturen im Dezember in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

### Anhang 1.4: Mittlere Umgebungstemperatur im Januar

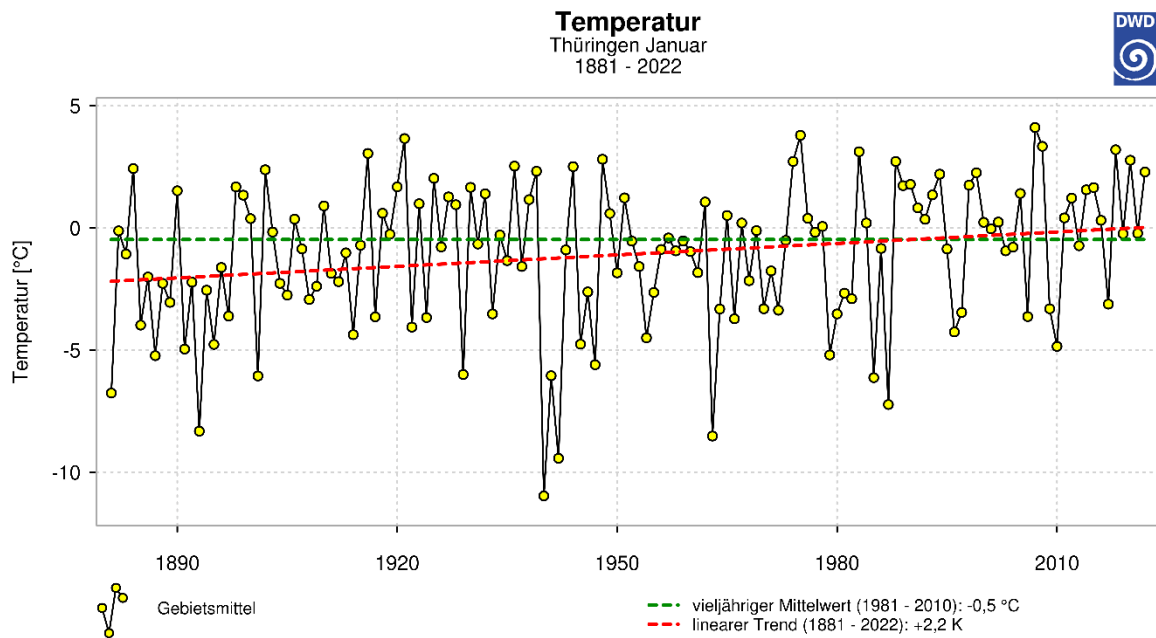


Abbildung 27: Mittlere Umgebungstemperaturen im Januar in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

## Anhang 1.5: Mittlere Umgebungstemperatur im Februar

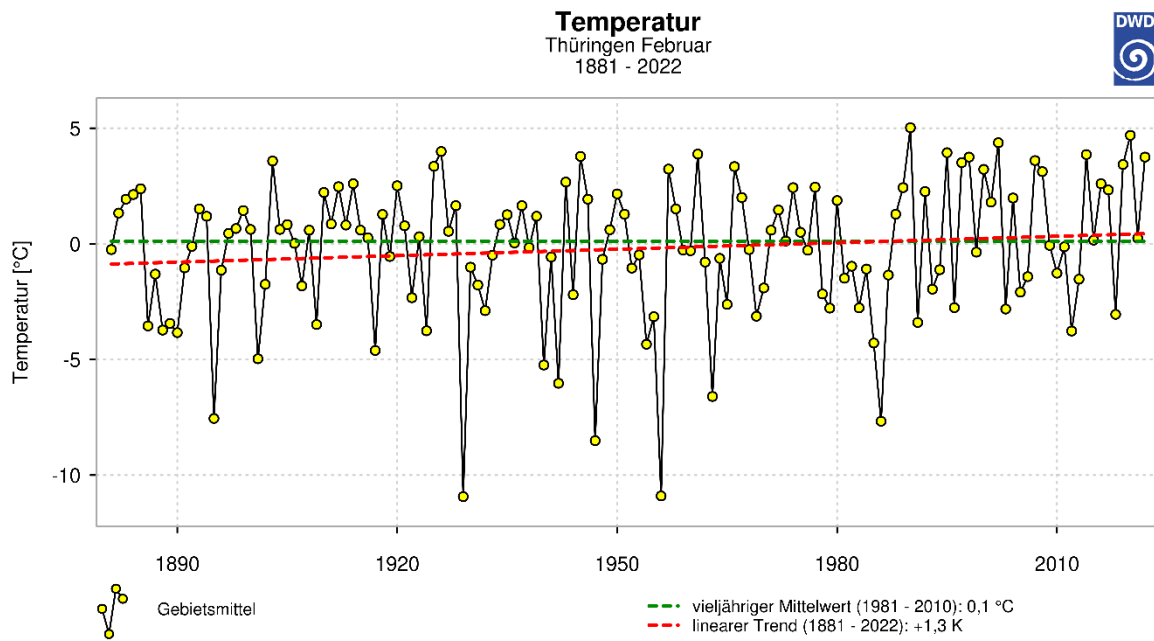


Abbildung 28: Mittlere Umgebungstemperaturen im Februar in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

## Anhang 1.6: Mittlere Umgebungstemperatur im März

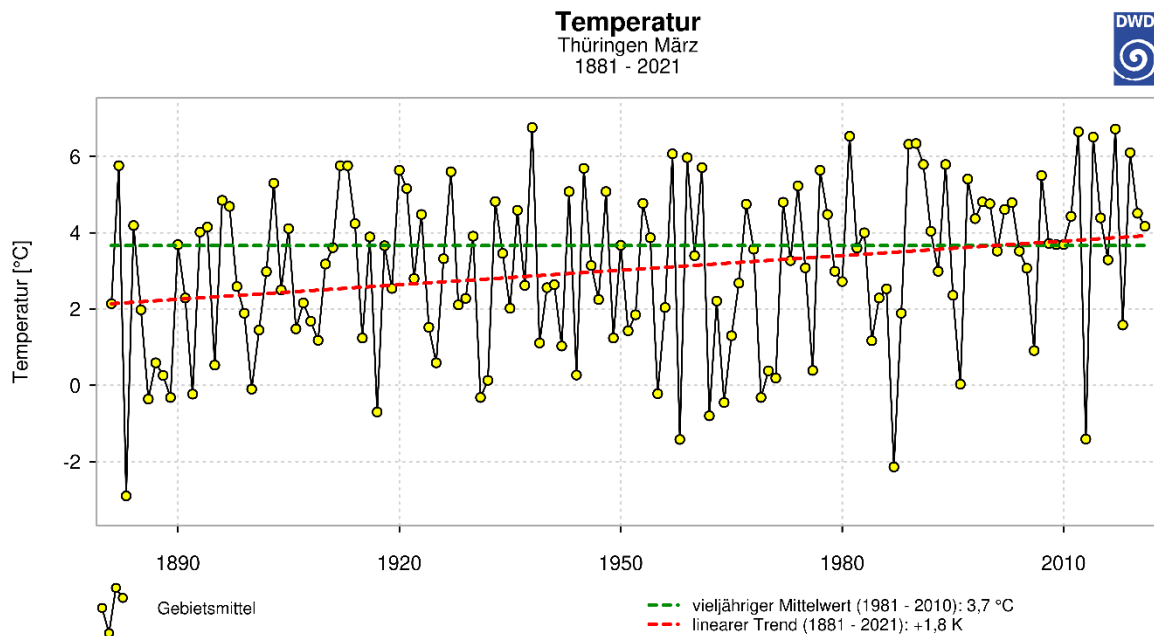


Abbildung 29: Mittlere Umgebungstemperaturen im März in Thüringen (Bezugszeitraum: 1881 bis 2021) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

## Anhang 2: Windkarte für die Bestimmung der mittleren Windgeschwindigkeit

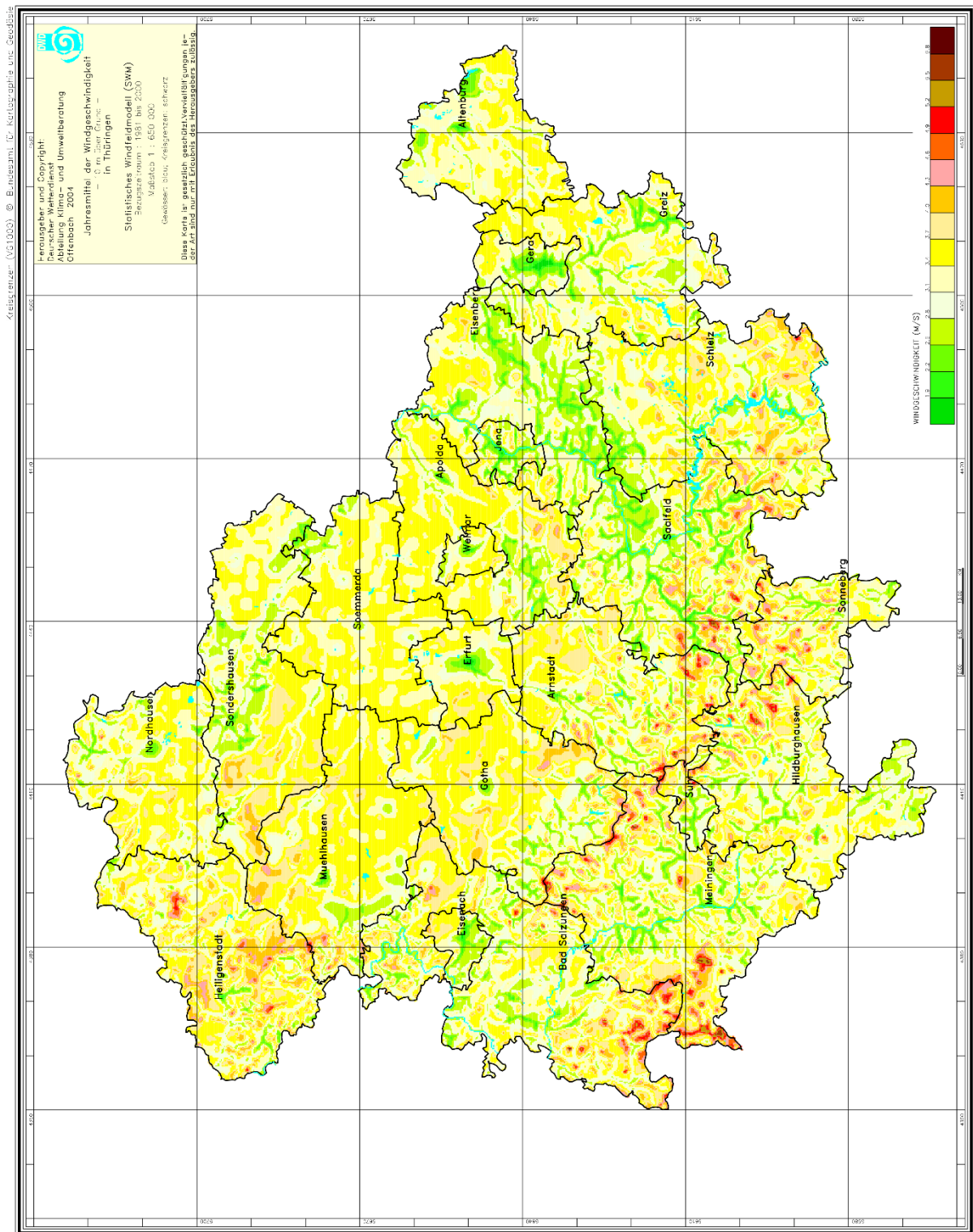


Abbildung 30: Windkarte der mittleren Windgeschwindigkeiten in Thüringen (Bezugszeitraum 1981 bis 2000) [Deutscher Wetterdienst (DWD)]

### Anhang 3: Ergebnisse des 2. Szenarios ( $T_1 = 30^\circ\text{C}$ )

errechnete Parameter	Größe	Einheit
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_1$ ) Oktober	6,68	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_2$ ) November	7,81	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_3$ ) Dezember	8,41	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_4$ ) Januar	8,13	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_5$ ) Februar	7,31	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmestromdichte ( $\dot{q}_6$ ) März	5,64	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Wärmeverluste ( $Q_{v,1}$ ) Oktober	209.081,12	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{v,2}$ ) November	219.994,96	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{v,3}$ ) Dezember	215.190,33	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{v,4}$ ) Januar	156.807,89	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{v,5}$ ) Februar	80.880,17	kJ
Wärmeverluste ( $Q_{v,6}$ ) März	41.770,47	kJ
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,0}$ ) Anfang Oktober	303,15	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,1}$ ) Anfang November	302,00	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,2}$ ) Anfang Dezember	300,62	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,3}$ ) Anfang Januar	298,83	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,4}$ ) Anfang Februar	296,77	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,5}$ ) Anfang März	295,02	K
Temperatur im Untergrund ( $T_{u,6}$ ) Anfang April	293,20	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende Oktober	281,99	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende November	277,25	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende Dezember	273,98	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende Januar	273,07	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende Februar	273,62	K
Temperatur an der Oberfläche ( $T_o$ ) Ende März	277,14	K
Speichervolumen ( $V_{s,0}$ ) Anfang Oktober	46,76	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,1}$ ) Anfang November	43,47	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,2}$ ) Anfang Dezember	38,23	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,3}$ ) Anfang Januar	28,80	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,4}$ ) Anfang Februar	18,30	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,5}$ ) Anfang März	11,06	$\text{m}^3$
Speichervolumen ( $V_{s,6}$ ) Anfang April	5,51	$\text{m}^3$
Masse des Speichermediums ( $m_{w,0}$ ) Anfang Oktober	46.617,26	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,1}$ ) Anfang November	43.335,56	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,2}$ ) Anfang Dezember	38.111,75	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,3}$ ) Anfang Januar	28.717,55	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,4}$ ) Anfang Februar	18.249,77	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,5}$ ) Anfang März	11.021,97	kg
Masse des Speichermediums ( $m_{w,6}$ ) Anfang April	5.491,12	kg
Speicherfläche des Aquifers ( $A_1$ ) Anfang Oktober	11,69	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_2$ ) Anfang November	10,87	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_3$ ) Anfang Dezember	9,56	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_4$ ) Anfang Januar	7,20	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_5$ ) Anfang Februar	4,58	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_6$ ) Anfang März	2,76	$\text{m}^2$
Speicherfläche des Aquifers ( $A_7$ ) Anfang April	1,38	$\text{m}^2$

Abbildung 31: Ergebnisse des 2. Szenarios

#### Anhang 4: Szenarien mit variiertem $w$ , $TRD$ und $\lambda_B$

##### Anhang 4.1: Szenario 1-a und 1-b

Tabelle 8: Ursprungs- und variierte Werte für  $w$ ,  $TRD$  und  $\lambda_B$ , sowie Ergebnisse für  $T_O$  in Szenario 1, 1-a und 1-b. (eigene Darstellung)

	<b>Szenario 1</b>	<b>Szenario 1-a</b>	<b>Szenario 1-b</b>
	<b>Ursprungswert</b>	<b>verringertes Wert</b>	<b>Erhöhter Wert</b>
$w$ in %	25	15	35
<b>TRD</b>	1,47	1	2
$\lambda_B$ in $W\ m^{-1}\ K^{-1}$	1,2625	0,3909	3,8010
	<b>Ergebnisse <math>T_O</math> in °C (gerundet)</b>		
<b>Ende Oktober</b>	8,68	8,56	X
<b>Ende November</b>	3,95	3,78	X
<b>Ende Dezember</b>	0,69	0,50	X
<b>Ende Januar</b>	-0,22	-0,40	X
<b>Ende Februar</b>	0,35	0,19	X
<b>Ende März</b>	3,87	3,77	X

##### Anhang 4.2: Szenario 1-a und 1-b

Tabelle 9: Ursprungs- und variierte Werte für  $w$ ,  $TRD$  und  $\lambda_B$ , sowie Ergebnisse für  $T_O$  in Szenario 2, 2-a und 2-b. (eigene Darstellung)

	<b>Szenario 2</b>	<b>Szenario 2-a</b>	<b>Szenario 2-b</b>
	<b>Ursprungswert</b>	<b>verringertes Wert</b>	<b>Erhöhter Wert</b>
$w$ in %	25	15	35
<b>TRD</b>	1,47	1	2
$\lambda_B$ in $W\ m^{-1}\ K^{-1}$	1,2625	0,3909	3,8010
	<b>Ergebnisse <math>T_O</math> in °C (gerundet)</b>		
<b>Ende Oktober</b>	8,84	8,61	9,50
<b>Ende November</b>	4,10	3,83	4,77
<b>Ende Dezember</b>	0,83	0,54	1,46
<b>Ende Januar</b>	-0,08	-0,36	0,43
<b>Ende Februar</b>	0,47	0,24	0,83
<b>Ende März</b>	3,99	3,82	4,13



## Anhang 5: Wärmeleitfähigkeit verschiedener Bodenbestandteile

Tabelle 10: Auflistung der mittleren Wärmeleitfähigkeiten unterschiedlicher Bodenbestandteile (eigene Darstellung)

Art des Stoffs	Wärmeleitfähigkeit in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
Basalt	3,5
Bimskies	0,19
Granit	3,5
Kies	0,7
Lehm feucht	1,45
Lehm gesättigt	2,9
Quarz	1.1
Sand trocken	0,7
Sand 20% Feuchte	1,25
Sandstein	2.3