

Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Institut für Geowissenschaften

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung und Analyse der
stabilen Isotope eines Speläothem des
Marinen Isotopenstadiums 3 aus der
Bleißberghöhle

Wissenschaftliche Arbeit zu Erlangung des akademischen Grades Master of
Science

Stefanie Gottlieb

Matrikelnummer: 2728416

Erstgutachter: Prof. Dr. Denis Scholz

Zweitgutachter: Dr. Michael Weber

Abgabetermin: 20.05.2025

Kurzfassung

Das MIS 3 ist geprägt von mehreren kurzfristigen Klimaschwankungen den Dansgaard-Oeschger Events (D/O Events). Nachgewiesen ist dies unter anderem in den Grönländischen Eisbohrkernen sowie in verschiedenen Speläothemen aus dem Mittelmeerraum sowie Südfrankreich. In Zentraleuropa ist die Datenlage für diese Periode limitiert und vor allem auf die Alpenregion beschränkt, da das Klima während des MIS 3 zunehmend trockener und kälter wurde. Dies erschwert das Speläothemwachstum. Bisherige Analysen von Speläothemen aus der Bleßberghöhle verweisen darauf, dass Speläothemwachstum länger möglich gewesen ist als ursprünglich angenommen. Dies impliziert das weitere Analysen von Speläothem aus dieser Höhle neue Erkenntnisse über das Klima während des MIS 3 in Zentraleuropa ermöglichen.

In dieser Studie wird der Speläothem BB13 aus der Bleßberghöhle in Thüringen analysiert. Die $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung dieses Speläothems hat ein episodisches Wachstum zwischen 52.0 (± 0.05) ka und 34,87 ($\pm 0,10$) ka ergeben. Auf Grundlage der erkennbaren Hiaten ist die Unterteilung in 5 Wachstumsphasen möglich. Diese korrelieren mit den D/O-Events 7, 8, 11, 12 und 14. Die Werte von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ werden im Verlauf des MIS3 positiver während die Wachstumsgeschwindigkeiten abnehmen. Das lässt darauf schließen, dass es im Verlauf des MIS 3 trockener wurde. Es konnte bestätigt werden, dass das Wachstum von Speläothemen länger möglich war als ursprünglich angenommen. Darüber hinaus konnte in diesem Speläothem die stadial Phase 14 b nachgewiesen werden, die bisher nur in Speläothemen aus der Bleßberghöhle für Zentraleuropa nachgewiesen werden konnte. Dies verweist auf die Klimasensitivität dieser Höhle.

Danksagung

Ich danke Prof. Dr. Denis Scholz für die Ermöglichung diese Arbeit schreiben zu dürfen. Darüber hinaus möchte ich mich bei Ihm als auch bei meinem Zweitgutachter Dr. Michael Weber für die fachliche Unterstützung bedanken. Bei Dr. Jennifer Klose möchte ich mich bedanken, da sie mir bei Fragen immer weitergeholfen hat und mir immer hilfsbereit zur Seite stand. Außerdem möchte ich mich bei jedem bedanken der es mir ermöglicht hat die Messungen für diese Arbeit durchzuführen. Mein besonderer Dank gilt dabei Dr. Hubert Vonhof, der die Messung der stabilen Isotope am Max-Planck-Institut für Chemie ermöglicht und organisiert hat, sowie seinen Mitarbeitenden, die mir bei Fragen immer weitergeholfen haben. Ebenfalls möchte ich mich bei meinem Freund sowie bei Frau Karin Brauer für das Korrekturlesen bedanken. Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Familie bedanken. Insbesondere bei meinem Freund und meiner Hündin ohne deren mentale Unterstützung diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre sowie bei meinem Vater, der mich immer unterstützt hat, unter anderem bei Transport der Probe.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	1
1. Einleitung.....	3
2. Grundlagen	5
2.1 Bildung von Speläothemen	5
2.2 Datierung von Speläothemen mittels U/Th.....	7
2.3 $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte von Speläothemen zur Klimarekonstruktion	10
2.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ Veränderungen.....	11
2.3.2 $\delta^{13}\text{C}$ Veränderungen	14
3. Geologisches Setting und Probenbeschreibung	15
3.1 Bleißberghöhle	15
3.2 Speläothem BB-13	16
4. Methodik	16
4.1 Vorbereitung für die U/Th Datierung	16
4.2 Messung der U und Th Isotope	18
4.3 Altersmodellierung	19
4.4 Messung der stabilen Isotope	19
5. Ergebnisse.....	22
5.1 $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung.....	22
5.2 Auswertung der stabilen Isotope	24
6. Diskussion	27
7. Fazit	35
Literaturverzeichnis	36
Anhang	43
Selbstständigkeitserklärung.....	54

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schematische Abbildung der Entstehung von Speläothemen (Comas-Bru, 2019).	7
Abbildung 2: Schematische Visualisierung der Zerfallsreihen von ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th . Halbwertszeiten nach Cheng et al. 2013. In blau hinterlegt die Isotope, die für die Berechnung der Alter respektive für die dendritische Korrektur relevant sind.	9
Abbildung 3: Schematischer Überblick über die Prozesse, welche die $\delta^{18}\text{O}$ Signatur des Niederschlags, des Tropfwassers und schließlich den $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Speläothems beeinflussen (Lachniet, 2009).	14
Abbildung 4: Lage der Bleißberghöhle im Vergleich zu anderen zentraleuropäischen Archiven des MIS3. Das blaue Dreieck entspricht der Lage der Bleißberghöhle, das rote Dreieck markiert die Lage der Bunkerhöhle und das grüne Viereck kennzeichnet die Lage der Eifeler Maarseen.	16
Abbildung 5: a) BB13 mit den eingezeichneten Probenpunkten in blau für die Datierung und in grün die Messung der stabilen Isotope b) Vergrößerung des Überlappungsbereich beim Achsenversatz c) Vergrößerung des ausgelassenen Abschnitts.	21
Abbildung 6: BB13 mit korrigierten Datierungsergebnissen und deren jeweiligen Unsicherheiten. Die Position entspricht den jeweiligen dft der Proben entspricht aber nicht den genauen Beprobungspunkten (vgl. hierzu Abb. 5).	23
Abbildung 7: Ergebnisse der Altersmodellierung mit den korrigierten Datierungsergebnissen und deren Fehlern. In blau sind die Ergebnisse der linearen Interpolation und in rot die Ergebnisse der Altersmodellierung in StalAge dargestellt. Die grünen Linien entsprechen den 95% Konfidenzintervallen der StalAge-Modellierung a) Übersicht der Altersmodellierung für alle Phasen. Modellierung b) Modellierung für MIS3 Phase 4 c) Modellierung für MIS3 Phase 2 d) Modellierung für MIS3 Phase 1.	24
Abbildung 8: $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Abhängigkeit von ihrer dft. Die gepunkteten Linien markieren die Hiaten.	25
Abbildung 9 : $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Abhängigkeit vom Alter in ka. Die gepunkteten Linien markieren die Hiaten.	26
Abbildung 10: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus Bleißberghöhle im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren die D/O-Events basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014). a) NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ Werte basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014). b) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). d) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB9, BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. e) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB9, BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. f) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Carpinus (waldgrün) der Maarkerne HM4, AU3, AU4 (Sirocko et al., 2022).	29
Abbildung 11: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Wachstumsphase 1 im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren die stadial Phase 14b basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014) und eine weitere Kaltphase basierend auf den Werten von Klose et al., 2024. a) Temperaturrekonstruktion für den NGRIP Eiskern basierend auf der GICC05 Zeitskala (Kindler et al., 2014). b) Pa/Th Verhältnisse für den	

Sedimentbohrkern CDH19 (Henry et al. 2016) c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). d) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). e) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. f) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. g) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Carpinus (waldgrün) der Maarkerne HM4,AU3, AU4 (Sirocko et al.,2022). 32

Abbildung 12: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Wachstumsphase 2 und 3 im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren D/O 12 respektive D/ O 11 basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014) a) Temperaturrekonstruktion für den NGRIP Eiskern basierend auf der GICC05 Zeitskala (Kindler et al., 2014).b) Pa/Th Verhältnisse für den Sedimentbohrkern CDH19 (Henry et al. 2016) c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB9 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. f) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleißberghöhle, wobei die Werte für BB9 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. g) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Picea (dunkelgrün) der Maarkerne HM4,AU3, AU4 (Sirocko et al.,2022). 34

1. Einleitung

Die Einteilung von Marinen Isotopenstadien (kurz: MIS) beruht auf Veränderungen in den durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ Werten des Kalzits benthischer Foraminiferen (am bodenlebenden Einzeller)(Lisiecki & Raymo, 2005). Das MIS 3 umfasst einen Zeitraum von 57 ka bis 27 ka (Lisiecki & Raymo, 2005). Es liegt im Bereich der Späten Weichsel Eiszeit (Dansgaard et al., 1993). Es ist im Allgemeinen von einem Abkühlungstrend geprägt (Genty et al., 2003). Kennzeichnend für Zentraleuropa ist hierbei die Veränderung der Vegetation von einem Fichtenwald über einen borealen Wald hin zur Steppe (Sirocko et al., 2016). Dies ist anhand von Pollen und Makroüberresten nachvollziehbar, anhand derer sich ein Dominanzwechsel von Baum hin zur Grasland Vegetation ableiten lässt (Sirocko et al., 2016, 2022). Auch innerhalb der Zusammensetzung des Baumbestandes dominieren zunächst Fichten (*Picea*) und Hainbuchen (*Carpinus*) zusammen mit anderen thermophilen Bäumen wie Ulmen (*Ulmus*) die dann von Kiefern (*Pinus*) und Birken (*Betula*) abgelöst werden (Sirocko et al., 2016). Darüber hinaus ist das MIS 3 von schnellen Temperaturanstiegen mit nachfolgenden graduellen Abkühlungen geprägt (Dokken et al., 2013; Kindler et al., 2014; Weber et al., 2018) den sogenannten Dansgaard Oeschger Ereignissen. Diese Klimaschwankungen wurden zuerst von Dansgaard et al. (1993) und Johnsen et al. (1992) beschrieben. Diese entsprechen den Grönlandinterstadialen kurz GI (Rasmussen et al., 2014) oder GIS (Kindler et al., 2014; North Greenland Ice Core Project members, 2004). D/O- Ereignisse stehen in Beziehung zum Rückgang des Meereises(Dokken et al., 2013; Li et al., 2005, 2010; Spolaor et al., 2016), dem Anstieg der Nordatlantischen Umwälzkulation (kurz: AMOC)(Broecker et al., 1990; Lynch-Stieglitz, 2017) sowie Veränderungen in atmosphärischen Zirkulationsmustern (Asmerom et al., 2010; Wagner et al., 2010). Aus der Multi Proxy Analyse von Erhardt et al. (2019) geht hervor, dass im Vorfeld des Meereisrückgangs sowohl synoptische als auch hemisphärische Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation stattgefunden haben, sodass davon ausgegangen werden kann das der Meereisrückgang nicht der initiale Auslöser der D/O-Ereignisse sein kann. Innerhalb des MIS 3 liegen die D/O-Ereignisse 5-15 (Rasmussen et al., 2014) . Der Temperaturanstieg variiert dabei von $16.5^{\circ}\text{C} \pm 3^{\circ}\text{C}$ (D/O 11) bis $6.5^{\circ}\text{C} \pm 3^{\circ}\text{C}$ (D/O 9)(Kindler et al., 2014). Die sogenannten Heinrich Events korrespondieren mit den Grönlandstadialen (Kindler et al., 2014). Dabei kam es zur Ablagerung von Dropstonereichen Schichten im Nord Atlantik, die durch das Abschmelzen von Gletschern freigesetzt wurden (Heinrich, 1988). Die Heinrich Stadiale 3-5 liegen innerhalb des MIS 3, wobei es während HS 4 und HS 5 im Gegensatz zu HS3 zu einer langfristigen Erwärmung von $1-3^{\circ}\text{C}$ gekommen ist (Kindler et al., 2014).

Die terrestrischen Archive die Rückschlüsse über das Klima in Zentraleuropa während des MIS 3 zulassen, sind limitiert (Prud'homme et al., 2022; Sirocko et al., 2016, 2021, 2022). Speläotheme bieten

dabei eine wichtige Möglichkeit. Neben der Möglichkeit der präzisen Datierung und dementsprechenden hochaufgelösten Isotopenanalysen bietet das Wachstum an sich einen wichtigen Indikator. Dies ist gebunden an das Vorhandensein von Wasser sowie Boden- respektive Vegetationsbedeckung (Fairchild & Baker, 2012; Kempe, 2008). Verschiedene Studien verweisen auf warme und feuchte Bedingungen während D/O-Ereignissen und dem damit verbundenen Wachstum von Speläothemen (Fankhauser et al., 2016; Genty et al., 2003, 2005, 2010; Peral et al., 2024; Pons-Branchu et al., 2010; Wainer et al., 2009; Weber et al., 2018). Viele der paläoklimatischen Untersuchungen von Speläothemen dieses Zeitraums erfolgte anhand von Speläothemen der Iberischen Halbinsel (Budsky et al., 2019; Denniston et al., 2018; Pérez-Mejías et al., 2019) sowie aus Südfrankreich (Genty et al., 2003, 2005, 2010; Wainer et al., 2009). Für Zentraleuropa beschränken sich Untersuchungen der klimatischen Entwicklung des MIS 3 vornehmlich auf die Alpenregion (Holzkämper et al., 2005; Moseley et al., 2014, 2020; Spötl et al., 2006; Spötl & Mangini, 2002). Dabei ist es möglich das Speläotheme kontinuierlich wachsen auch in Stadial-Phasen (Moseley et al., 2014, 2020; Spötl et al., 2006; Spötl & Mangini, 2002) , wobei dies durch ausreichende Schmelzwasserzufuhr ermöglicht wird (Spötl & Mangini, 2002). Folglich ist deren Wachstum an sich kein direkter Indikator für günstige klimatische Bedingungen. Die bisherige Studienlage für Speläotheme in Zentraleuropa ist insofern problematisch, als dass diese nur die frühe bis mittlere Phase des MIS 3 abdecken beziehungsweise eine unzureichende Proxydatenlage bieten (Pons-Branchu et al., 2010; Weber et al., 2018). In der Studie von Peral et al. (2024) basiert die Analyse der Proxydaten auf einem fragwürdigen Altersmodell (Klose, 2024).

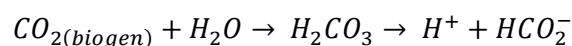
Vergangene Studien zu Speläothemen der untersuchten Bleißberghöhle verweisen auf den starken Zusammenhang zwischen klimatischen Bedingungen und Wachstum von Speläothemen in dieser Höhle (Breitenbach et al., 2019; Klose, 2024; Klose et al., 2024). Für das MIS 3 zeigt sich, dass die Wachstumsphasen zum Großteil mit den D/O – Ereignissen korrelieren. Problematisch ist hierbei, dass die jeweiligen Wachstumslagen sehr schmal sind. Dies resultiert neben der limitierten Dauer der geeigneten Bedingungen auch aus den kleinen Wachstumsraten (Klose et al., 2024).An diesem Punkt setzt diese Arbeit an, denn die Größe des untersuchten Speläothem sowie der damit verbundenen relativ hohen Wachstumsrate implizieren, dass dieser die Möglichkeit einer hochaufgelösten Proxyaufzeichnung bietet. Im Rahmen dieser Arbeit soll ein Überblick über die klimatische Entwicklung in Zentraleuropa während des MIS 3 gegeben werden und evaluiert werden, ob der untersuchte Stalagmit das Potential eines hochaufgelösten Proxyaufzeichnung bietet. Dafür erfolgte zunächst die Datierung mittels der U-Th Ungleichgewichtsmethode und im Anschluss die Analyse der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte des untersuchten Speläothems. Im Anschluss erfolgt die Einordnung in den bisherigen Kontext paläoklimatischer Untersuchungen des MIS 3.

2. Grundlagen

2.1 Bildung von Speläothemen

Speläotheme sind sekundäre Karbonatablagerungen die vor allem in verkarsteten Gebieten, bestehend aus Kalkstein (CaCO_3) oder Dolomit, entstehen (Fairchild & Baker, 2012). Die weltweite Verbreitung und die Möglichkeit sie präzise zu datieren machen Speläotheme zu wichtigen Klimaarchiven. Darüber hinaus bieten Höhlen einen geschützten Ablagerungsraum, indem Speläothemablagerungen über Jahrtausende teilweise Jahrmillionen Jahre erhalten werden können (Kempe, 2008). Es gibt viele verschiedene Formen von Speläothemen (Hill & Forti, 1997). In Abhängigkeit von der Wasserzufuhr sowie den chemischen Voraussetzungen und dem pCO_2 Druckverhältnissen bilden sich unterschiedliche Speläothemformen (Dreybrodt, 1999; Kempe, 2008). Dabei sind insbesondere Stalagmiten und Flowstones für die Paläoklimarekonstruktion geeignet. Dies liegt darin begründet, dass Stalagmiten eine einfache interne Struktur aufweisen. Flowstones weisen neben einer kontinuierlichen Ablagerung den Vorteil auf, dass an anderer Stelle der Höhle die Beprobung wiederholt werden kann (Fairchild & Baker, 2012).

Das Wachstum von Speläothemen ist in erster Linie durch die Wasserverfügbarkeit und durch Boden respektive Vegetationsbedeckung (u.a. Fairchild & Baker, 2012; Kempe, 2008) limitiert. In der Bodenzone besteht durch die Wurzelatmung und den bakteriellen Abbau von organischen Pflanzenmaterialien ein höherer pCO_2 als in der Atmosphäre (Kempe, 2008). In der Folge entsteht gemäß Formel 1 Kohlensäure, welche im karbonatischen Grundgestein innerhalb von Rissen und Spalten Karbonat löst (Dreybrodt, 1999). Die Menge des gelösten Karbonates und somit die Konzentration der Calcium Ionen im Tropfwasser hängt von der Kinetik der Kalzitauflösung ab, das heißt ob ein geschlossenes oder offenes System vorliegt. In einem geschlossenen System wird die endliche Menge des CO_2 des versickernden Wassers bei der Kalk-Säure Reaktion (vgl. Formel 2) verbraucht (Kaufmann, 2003; McDermott, 2004).



Formel 1: Kohlensäurebildung in der Bodenzone (Kempe, 2008).



Formel 2: Kalk- Säure Reaktion (Kempe, 2008).

Der $p\text{CO}_2$ in der Höhle ist niedriger als in der Bodenzone (Scholz & Hoffmann, 2008). Diese Druckdifferenz führt zur Entgasung von CO_2 und in Folge zur Übersättigung der Lösung und Ausfällung von Calciumkarbonat (Fairchild & Baker, 2012; Kempe, 2008; Scholz & Hoffmann, 2008). Für eine Übersicht zur Entstehung von Speläothemen siehe auch Abb. 1. Die Druckdifferenz zwischen Boden und Höhle kann zu einer primären Kalzitausfällung (kurz: PCP) führen, sobald das Tropfwasser dem niedrigeren $p\text{CO}_2$ der Höhlenluft ausgesetzt ist (Fairchild & McMillan, 2007). Das bedeutet das es bereits oberhalb der untersuchten Stelle zur Ausfällung von Kalzit kommt (Fairchild & Baker, 2012; Fairchild & McMillan, 2007). Die PCP steht in Wechselwirkung mit einer saisonalen Verringerung des CO_2 Anteil in der Höhlenluft sowie einem stärkeren Eindringen von Luft in den Grundwasserleiter durch saisonal geringeren Niederschlag (Fairchild & McMillan, 2007). Unter trockenen Bedingungen ist die PCP stärker ausgeprägt (Fairchild et al., 2000). Durch die PCP kommt es unter anderem zu einer Anreicherung von Mg und Sr, dies resultiert in erhöhten Mg/Ca und Sr/Ca Verhältnissen in Speläothemen (Fairchild et al., 2000; Fairchild & McMillan, 2007).



Formel 3: Kalkausfällung in der Höhle (Kempe, 2008).

Ein maßgeblicher Faktor für die Druckdifferenz ist hierbei die Luftzirkulation in der Höhle, da sie den $p\text{CO}_2$ in der Höhle bestimmt (Scholz & Hoffmann, 2008). Diese Differenz ist entscheidend für die Rate mit der Calciumcarbonat ausgefällt wird (Fairchild & Baker, 2012). Die Wachstumsrate hängt darüber hinaus von der Konzentration der Ca-Ionen im Tropfwasser ab (Fairchild & McMillan, 2007; McDermott, 2004). Dies wird kontrolliert vom maximalen $p\text{CO}_2$ in der Bodenzone das, vorbehaltlich ausreichender Wasserverfügbarkeit, mit der Temperatur korreliert (Fairchild & McMillan, 2007). Die Niederschlagsmenge steht in Beziehung zur Tropfrate, welche ein entscheidender Faktor für das Wachstum von Speläothemen respektive deren Wachstumsrate ist (Fairchild & McMillan, 2007; Kempe, 2008). Neben der klimatischen Abhängigkeit ist die Tropfrate abhängig vom Weg des Wassers durch das Karstsystem. So ist der Fließweg durch Spalten innerhalb des Karstsystems beispielsweise schneller, als wenn das Tropfwasser durch die Karstmatrix versickert (Fairchild & McMillan, 2007). Die unterschiedlichen Fließwege und die davon abhängende Tropfrate kann dazu führen, dass zwei nebeneinander wachsende Speläotheme gleichen Alters in ihrer Größe variieren (Kempe, 2008).

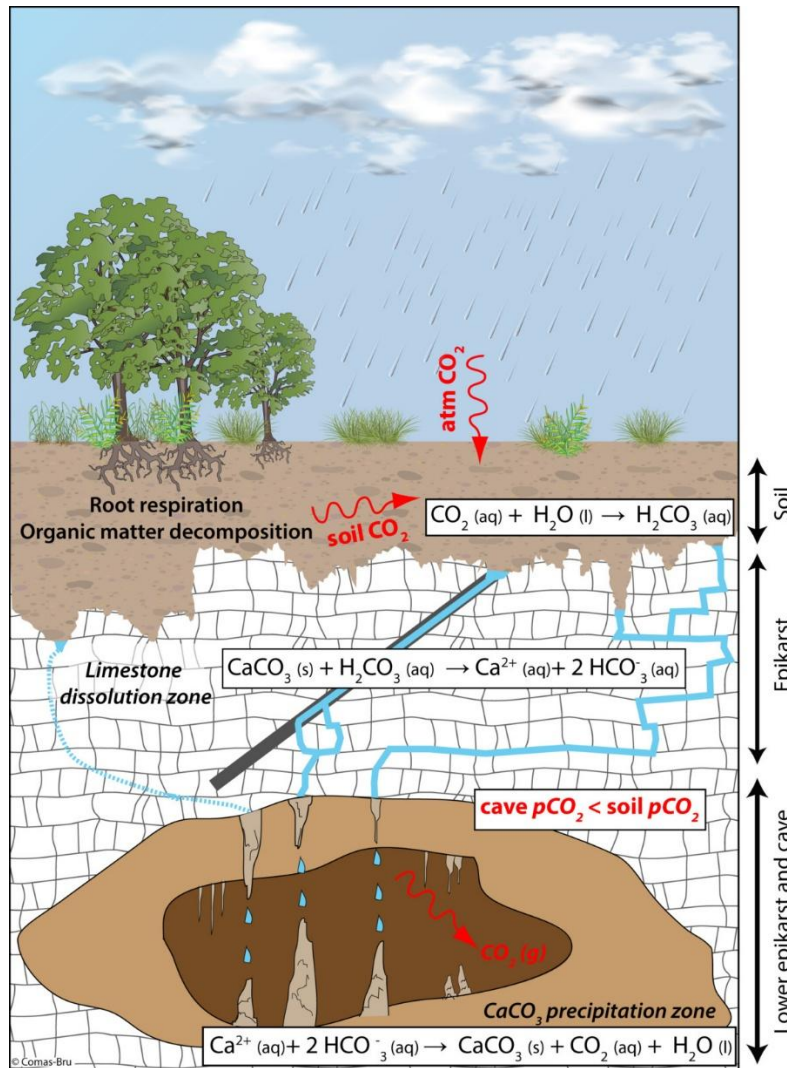


Abbildung 1: Schematische Abbildung der Entstehung von Speläothemen (Comas-Bru, 2019).

2.2 Datierung von Speläothemen mittels U/Th

Die Datierung von Speläothemen mittels der U-Th Ungleichgewichtsmethode ist eine absolute Datierungsmethode die auf radioaktivem Zerfall basiert (Fairchild & Baker, 2012). Dies ist entscheidend um beispielsweise Klimaveränderung präzise datieren zu können und in der Folge Erkenntnisse über Antriebsmechanismen zu gewinnen sowie auf Wechselwirkungen zwischen Klimaveränderungen verschiedener Regionen rückzuschließen (Henderson, 2006). Mittels dieser Methode können Speläotheme bis zu 640 ka zurückdatiert werden (Cheng et al., 2013; Dorale et al., 2004; Richards & Dorale, 2003; Scholz & Hoffmann, 2008). In den frühen 1970 Jahren hat sich die Datierung mittels ²³⁰Th/²³⁸U als Methode zur Datierung von Speläothemen etabliert (Dorale et al., 2004). Durch Fortschritte im Bereich der induktiv gekoppelten Plasma Massenspektrometrie (MC-ICP-MS) sind die gemessenen U und Th Daten immer präziser (Hoffmann et al., 2007) und die benötigten Probenmengen geringer (Hoffmann, 2008).

Die Urankonzentration in der Erdkruste beträgt durchschnittlich $1,7 \mu\text{g/g}$ und die Thoriumkonzentration $8,5 \mu\text{g/g}$ (Wedepohl, 1995). ^{238}U ist das häufigste Uran Isotop und ^{232}Th das häufigste Thorium Isotop (weitere Isotope vgl. Abb.2). Die dominierende Form des U an der Erdoberfläche liegt im Oxidationsstatus U^{6+} vor. Als solches ist es als Uranyl Ion als auch in verschiedenen Formen von Uranylcarbonaten wasserlöslich. Th hingegen liegt vor allem im Oxidationsstadium $4+$ vor und ist nicht in natürlichem Wasser löslich, sondern wird in Mineralien oder an Partikeln adsorbiert transportiert (Ivanovich & Harmon, 1992). Entscheidend für die Anreicherung im Tropfwasser ist die Konzentration im Gestein (Scholz & Hoffmann, 2008). Es gibt 3 natürlich vorkommende radioaktive Zerfallsreihen (Bourdon et al., 2003). Die Halbwertszeiten der jeweiligen Elternisotope ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th sind deutlich größer als die der Töchter (vgl. Abb.2). In der Folge stellt sich nach wenigen Millionen Jahren ein säkulares Gleichgewicht ein (Bourdon et al., 2003; Richards & Dorale, 2003; Scholz & Hoffmann, 2008). Der ausschlaggebende Faktor für die Datierung ist, dass dieses Gleichgewicht durch natürliche Prozesse gestört wird (Bourdon et al., 2003; Scholz & Hoffmann, 2008). Dies schließt Prozesse ein, die zu einer Fraktionierung aufgrund der jeweiligen chemischen Eigenschaften führen (Bourdon et al., 2003). Aufgrund dessen führt die unterschiedliche Wasserlöslichkeit von U und Th (Ivanovich & Harmon, 1992) bei der Auflösung des Gesteins zur Fraktionierung, sodass bei sekundären Carbonaten initial kein Th eingebaut wird und ein Th/U Ungleichgewicht entsteht (Scholz & Hoffmann, 2008). Darüber hinaus findet eine Fraktionierung von ^{234}U gegenüber ^{238}U statt, da das Tochterisotop leichter mobilisiert wird. Dies resultiert aus dem Rückstoßeffekt während des α -Zerfalls, wodurch kinetische Energie frei wird (Scholz & Hoffmann, 2008).

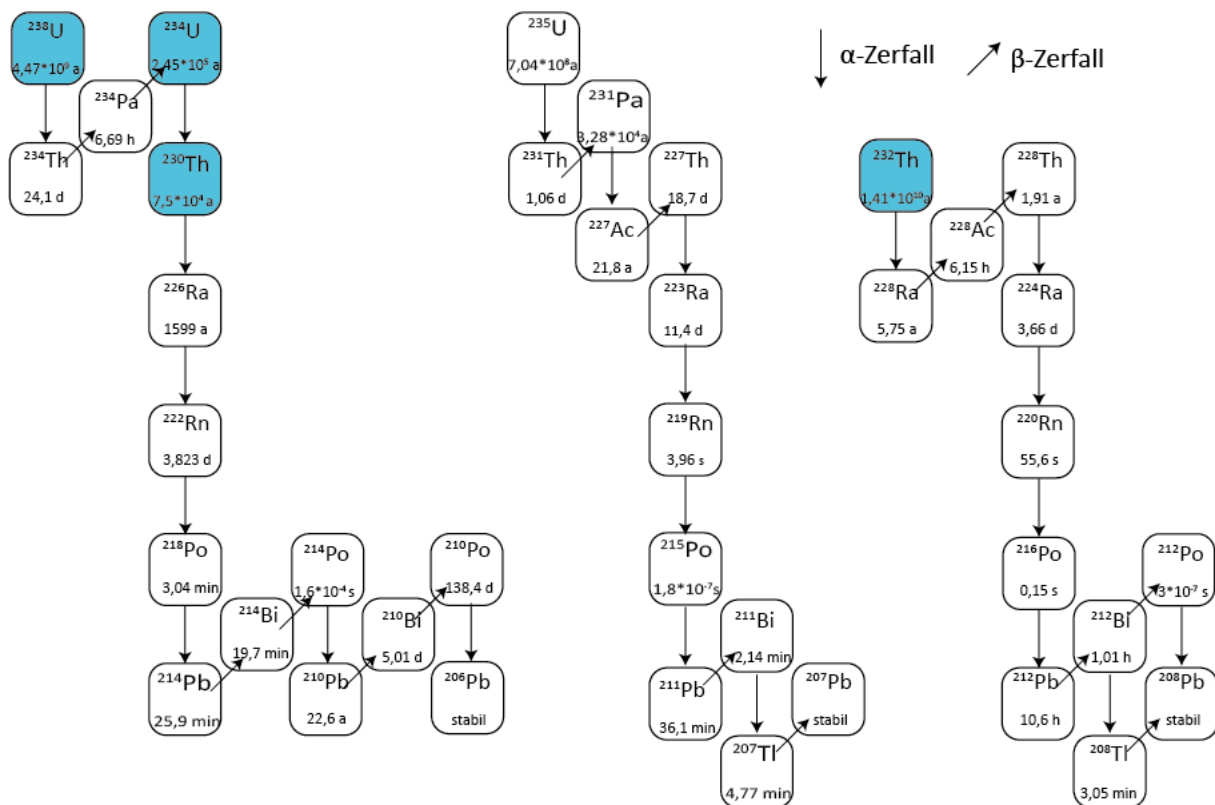


Abbildung 2: Schematische Visualisierung der Zerfallsreihen von ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th . Halbwertszeiten nach Cheng et al. 2013. In blau hinterlegt die Isotope, die für die Berechnung der Alter respektive für die dendritische Korrektur relevant sind.

Für die Datierung bestehen zwei Grundvoraussetzungen. Zum einen muss nach der Ablagerung das System ungestört bleiben und zum anderen darf initial kein ^{230}Th eingebaut werden (Dorale et al., 2004; Scholz & Hoffmann, 2008). Ersteres ist für viele Speläotheme erfüllt (Scholz et al., 2014). Ein Hinweis auf diagenetische Veränderung kann hierbei das Vorliegen eines Mosaikgewebes sowie Altersinversionen sein. Dabei führt beispielsweise post-depositionaler U-Verlust zu einem Anstieg in $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ Aktivitätsverhältnissen und in der Folge zu zu hohen Altern. Deswegen ist im Verdachtsfall eine Dünnschliffuntersuchung sowie die Bestimmung einer ausreichenden Menge von Altersdaten notwendig (Scholz et al., 2014). Initiales ^{230}Th wird, adsorbiert an detritisches Material, in Speläothemen eingebaut, wobei eine hohe Konzentration von ^{232}Th in der Probe auf eine signifikante Konzentration von initialen ^{230}Th schließen lässt (Dorale et al., 2004; Richards & Dorale, 2003). Der Einbau von ^{232}Th und ^{230}Th erfolgt in einem bestimmten Verhältnis zueinander (Scholz & Hoffmann, 2008). Dendritisches Material besteht aus Tonen, Aluminosilikaten und Fe-Oxyhydroxide (Richards & Dorale, 2003). Aufgrund der abweichenden Zusammensetzung dieses Materials kann keine Korrektur des $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ um ein festes $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ Verhältnis erfolgen (Scholz & Hoffmann, 2008). Zur Korrektur des Faktors der Kontamination muss entweder eine Schätzung oder eine direkte Feststellung der isotopischen Zusammensetzung mittels Isochronen erfolgen (u. a. Dorale et al., 2004; Richards & Dorale, 2003). Ein wichtiges Kriterium zur Überprüfung der Altersdaten ist die stratigrafische Ordnung (Dorale et al., 2004; Richards & Dorale, 2003; Scholz & Hoffmann, 2008). Das bedeutet, dass

die Proben von oben aus bestimmt älter werden. Liegen Inversionen der Alter vor, kann das auf diagenetische Veränderungen, einer falschen Detritus Korrektur, einer Unterbewertung der Altersunsicherheit oder durch einen Fehler während der Probenvorbereitung oder Analyse zurückzuführen sein (Scholz & Hoffmann, 2008).

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)(t) = (1 - e^{-\lambda_{230} t}) + \left(\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)(t) - 1\right) \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})$$

Formel 4: Berechnung des Alters basierend auf der Entwicklung der Verhältnisse von $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ und $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in Abhängigkeit von der Zeit.

Für die Berechnung gemäß Formel 4 wird das Verhältnis $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ und $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ benötigt sowie die Zerfallskonstanten der jeweiligen Isotope (in dieser Studie: $\lambda_{230} = 9,1705 \times 10^{-6}$ $\lambda_{234} = 2,8221 \times 10^{-6}$; Cheng et al. 2013). Dabei ist die Gleichung nicht analytisch lösbar. Die Berechnung erfolgt deswegen graphisch oder numerisch (Scholz & Hoffmann, 2008). Um das Alter zwischen zwei Messpunkten zu modellieren, wird ein Altersmodell benötigt. Es gibt verschiedene Ansätze für eine Altersmodellierung bei Speläothemen (Breitenbach et al., 2012; Hercman & Pawlak, 2012; Scholz et al., 2012; Scholz & Hoffmann, 2011).

2.3 $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte von Speläothemen zur Klimarekonstruktion

Die stabilen Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Kohlenstoff sind, wie unter anderem auch die Wachstumsrate, Proxys in Speläothemen, das heißt Veränderungen ihrer jeweiligen isotopischen Zusammensetzung stehen stellvertretend für Umweltveränderungen (Fairchild & Baker, 2012). Dies basiert darauf, dass bei stabilen Isotopen ein spontaner Zerfall vernachlässigbar ist (Sharp, 2017). Folglich entspricht das gemessene Isotopenverhältnis dem Verhältnis während der Ausfällung des Karbonats, wenn eine diagenetische Überprägung ausgeschlossen werden kann. Wobei die Bestimmung von relativen Unterschieden in den Isotopenverhältnissen akkurater als die Bestimmung von absoluten Isotopenverhältnissen ist (Sharp, 2017). Darauf beruht die von McKinney et al. (1950) etablierte Delta Notation deren Angabe in Promille erfolgt (vgl. Formel 5).

$$\delta = \left(\frac{R_x - R_{std}}{R_{std}}\right) \times 1000$$

Formel 5: Delta Notation.

Hierbei ist R das Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen, unter anderem $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, x entspricht dem Wert für die Probe und std steht für Standard. Für die Vergleichbarkeit der Daten ist die Nutzung international akzeptierter Referenzstandard entscheidend. Für niedrig Temperatur Karbonate

PDB (Craig, 1957) und für Wasser SMOW (Craig, 1961). Bei einem negativen δ Wert ist das Verhältnis zwischen schweren und leichten Isotopen in der Probe geringer als im Standard, während im umgekehrten Fall das Gegenteil zutrifft. Dabei gehen Veränderungen auf Fraktionierungseffekte zurück, bei denen ein Isotop relativ zu dem anderen Isotop angereichert wird. Die Gleichgewichtsfractionierung basiert darauf, dass aufgrund von Massenunterschieden der Isotope deren jeweilige Bindungsstärke variiert. Dabei werden schwere Isotope in einer Phase relativ zu einer Co-existierenden Phase angereichert. Diese Fraktionierung steht bei den meisten Materialien in Abhängigkeit von der Temperatur, auch bei Speläothemen (vgl. 2.3.1). Kinetische Fraktionierung geht auf unterschiedliche Translationsgeschwindigkeiten zurück und gehen einher mit beispielsweise schnellen und unvollständigen Reaktionen. Größere Translationsgeschwindigkeiten von leichteren Isotopen bedingen dabei, dass diese bevorzugt aus einer Phase entfernt werden, wie es bei der Evaporation stattfindet (Sharp, 2017)

2.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ Veränderungen

Im Fall von Gleichgewichtbedingungen ist der $\delta^{18}\text{O}$ Wert, der in Speläothemen archiviert wird, abhängig vom $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Tropfwassers sowie der Höhlentemperatur. Innerhalb des hydrologischen Kreislaufes unterliegt der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Wassers verschiedenen isotopischen Effekten, die vor allem in Abhängigkeit zur relativen Luftfeuchte sowie der Temperatur stehen. Zudem beeinflussen regional variierende Prozesse in der Bodenzone, dem Epikarst sowie in der Höhle die $\delta^{18}\text{O}$ Signatur von Speläothemen (Lachniet, 2009). Die verschiedenen Einflussfaktoren erschweren eine Interpretation der $\delta^{18}\text{O}$ Speläothem-Werte hinsichtlich des Paläoklimas.

Der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Ozeans variiert in Abhängigkeit von Salinität, Frischwasserzufuhr, Zirkulation des Ozeans und der Atmosphäre, Niederschlag sowie dem Eisvolumen. In der Folge variiert die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags in Abhängigkeit von der jeweiligen Quelle. Dies bezeichnet man als Quelleneffekt. Das Eisvolumen nimmt vor allem auf Glazial/Interglazial Zeitskalen entscheidenden Einfluss. Dabei erhöht sich der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Ozeans mit zunehmendem Eisvolumen (vgl. Eisvolumeneffekt), da das leichte Isotop im Eis gebunden ist. Dies ist Folge der Evaporation. Die Evaporation führt zu einem Phasenübergang von flüssig zu Dampf. Bei der Evaporation erfolgt durch die temperaturabhängige Gleichgewichtsfractionierung bevorzugt eine Anreicherung des leichteren Isotops in der Dampf-Phase, sodass die $\delta^{18}\text{O}$ Werte des Dampfes niedriger sind als die des Ozeans. Liegt die relative Luftfeuchte unter 100% beeinflusst die kinetische Fraktionierung diesen Prozess. Bei der Kondensierung erfolgt durch die Gleichgewichtsfractionierung eine Anreicherung von $\delta^{18}\text{O}$ in der flüssigen Phase. Bei anhaltender Temperaturabnahme wird die Kondensierung und somit die

Fraktionierung der Sauerstoffisotope fortgesetzt, sodass sich der Anteil von ^{18}O im Niederschlag verringert. Diesen fortschreitenden Fraktionierungseffekt bezeichnet man als Rayleigh Fraktionierung. Diese Fraktionierung wird unter anderem durch orografische Hebung hervorgerufen, da mit zunehmender Höhe die mittlere Jahrestemperatur kontinuierlich abnimmt (vgl. Höheneffekt). Zwischen der Mittleren Jahrestemperatur und den $\delta^{18}\text{O}$ Werte des Niederschlags besteht ein positiver nicht linearer Zusammenhang (vgl. Temperatureffekt), wobei die Kondensationstemperatur wichtiger ist. Obwohl es gegenläufige Prozesse wie die Evaporation über Seen, Flüssen und Böden gibt nimmt der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Niederschlags in der Bilanz mit zunehmendem Abstand vom Ozean ab (vgl. Kontinental Effekt). In tropischen dominiert der sogenannte Mengen Effekt. Hierbei erfolgt eine Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$ des Niederschlags mit zunehmender Regenmenge (Lachniet, 2009).

In der Bodenzone nimmt $\delta^{18}\text{O}$ mit zunehmender Evaporation zu, wobei die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ Werte von starken Niederschlägen gegenläufig wirken können. Die Evaporation korreliert mit der Dichte und dem Vegetationstyp, da dies unter anderem den Grad der Beschattung bestimmt. Auch das Vermischen mit infiltrierendem Wasser kann sich auf die $\delta^{18}\text{O}$ Werte auswirken. Im Epikarst ist das Vermischen von Tropfwasser unterschiedlicher Flusstypen mit unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ Werten entscheidend. Diese Vermischungsprozesse im Boden wie auch im Epikarst mindern die Variabilität der $\delta^{18}\text{O}$ Signatur des Tropfwassers relativ zum Niederschlag (Lachniet, 2009). Darüber hinaus sind die Verweilzeiten entscheidend. Kürzere Verweilzeiten ermöglichen Rückschlüsse auf hochfrequente Klima Events (Lachniet, 2009). Entscheidend hierbei ist, dass das Tropfwasser so lange im Gestein bleibt, dass sich wieder ein isotopisches Gleichgewicht einstellen kann. Dieses gelangt durch die Lösung des Kalksteins und der damit verbundenen Inkooperation von Sauerstoff mit anderer isotopischer Zusammensetzung aus dem Gleichgewicht. Nur bei wieder Einstellung von Gleichgewichtsbedingungen reflektiert das Tropfwasser die isotopische Zusammensetzung des Regens und bietet ein Archiv des Paläoklima (Dreybrodt & Scholz, 2011). Durch Evaporation in luftgefüllten Taschen sowie in der Höhle erfolgt eine Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ Wertes des Tropfwassers. Die Evaporation in der Höhle steht in Abhängigkeit zur relativen Luftfeuchte und der Ventilation der Höhle und kann durch Monitoring in der Höhle evaluiert werden (Lachniet, 2009). Entscheidend um Veränderungen in den $\delta^{18}\text{O}$ Werten aufzuzeichnen ist, dass die Fraktionierung während der Ausfällung des Speläothems im isotopischen Gleichgewicht stattfindet (McDermott, 2004). Durch schnelles oder extensives Ausgasen kann es aber zur kinetischen Fraktionierung kommen (Lachniet, 2009). Der sogenannte Hendy Test dient der Evaluierung, ob eine Beeinflussung durch kinetische Fraktionierung stattgefunden hat. Dabei wird untersucht, ob Co-Variationen zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werten entlang einer Wachstumslage und der Wachstumsachse bestehen sowie ob die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte mit Distanz von der Wachstumslage zunehmen (Fairchild et al., 2006; Hendy, 1971; Lachniet, 2009; McDermott, 2004). Im Umkehrschluss heißt das aber nicht, dass bei Erfüllung der Kriterien kein Isotopisches Gleichgewicht während der Ausfällung bestand, denn

solche Co-Variationen können auch klimatische Gründe haben. Außerdem ist es möglich das Speläotheme deren Ausfällung nicht im isotopischen Gleichgewicht stattgefunden hat das Paläoklima archivieren können (Lachniet, 2009). Darüber hinaus ist die Länge des Tropfintervalls ein entscheidender Einflussfaktor für die isotopische Signatur des untersuchten Speläothems. Je länger das Tropfintervall ist (bis zu einem maximalen Wert), desto größer ist die durchschnittliche Isotopenverschiebung. Das bedeutet, dass die Isotopensignatur im Spelöthem nur bei einer schnellen Ablagerung (hohes Tropfintervall) die Isotopische Signatur des Niederschlags widerspiegelt (Dreybrodt & Scholz, 2011) .

Der ursprüngliche Ansatz der $\delta^{18}\text{O}$ Analyse in Speläothemen bestand darin die Paläotemperatur zu rekonstruieren (Fairchild & McMillan, 2007; McDermott, 2004). Wie bereits dargelegt wird der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Tropfwassers und somit auch der $\delta^{18}\text{O}$ Wert im Speläothem durch eine Vielzahl an Prozessen bestimmt (vgl. Abb.3), sodass eine eindeutige Bestimmung der Temperatur erschwert wird. Ein möglicher Ansatz, um dies dennoch zu erreichen bieten Fluid Inklusionen (Lachniet, 2009; McDermott, 2004). Aus der Korrelation von rezent wachsenden Speläothemen und Klimadaten lässt sich eine Beziehung zwischen niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ Werten und hohem Niederschlag und einer Wintertemperaturkontrolle ableiten wie zusammenfassend in Lachniet (2009) dargelegt ist. Die $\delta^{18}\text{O}$ Aufzeichnungen von Speläothemen ermöglichen es klimatische Veränderungen in verschiedenen Regionen miteinander zu verknüpfen, sodass Rückschlüsse auf Antriebsmechanismen respektive Rückkopplungsmechanismen zwischen verschiedenen Regionen ermöglicht werden (Lachniet, 2009). Beispielsweise verweisen einige Studien darauf, dass die Veränderungen in den $\delta^{18}\text{O}$ Werten von Speläothemen die im Einflussbereich des Asiatischen Monsuns gewachsen sind, korrelieren mit den Daten aus Grönländischen Eisbohrkernen (u. a. Chen et al., 2016; Wang et al., 2001). Daraus folgt das die klimatischen Veränderungen im Nordatlantik in einer direkten Beziehung zu Veränderungen im Bereich des Asiatischen Monsuns stehen (Chen et al., 2016). Auch die Beziehung zwischen externen Antriebsmechanismen klimatischer Veränderungen wie zum Beispiel Schwankungen in der Insolation sind möglich (Cheng et al., 2016). Darüber hinaus können Veränderungen der $\delta^{18}\text{O}$ Aufzeichnungen Rückschlüsse auf Klimaveränderungen wie den D/O-Events und deren räumliche Verbreitung geben (Genty et al., 2003; McDermott, 2004; Spötl & Mangini, 2002).

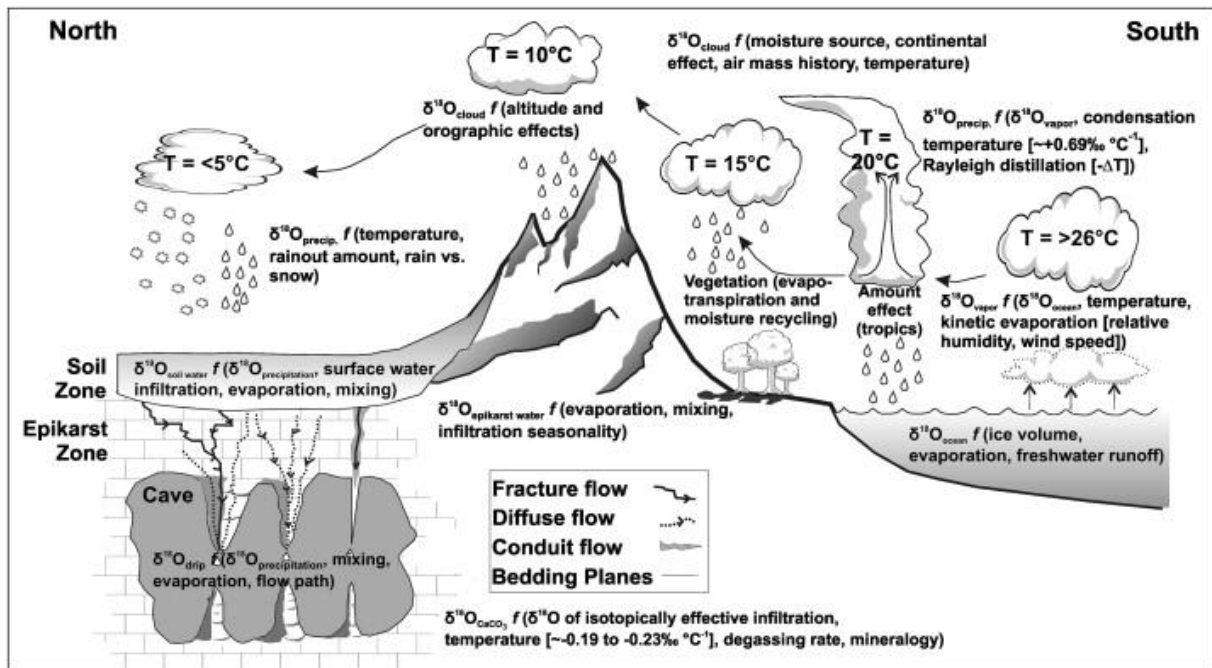


Abbildung 3: Schematischer Überblick über die Prozesse, welche die $\delta^{18}\text{O}$ Signatur des Niederschlags, des Tropfwassers und schließlich den $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Speläothems beeinflussen (Lachniet, 2009).

2.3.2 $\delta^{13}\text{C}$ Veränderungen

Das Vorliegen eines offenen respektive geschlossenen Systems der Karbonatlösung ist entscheidend dafür, ob der $\delta^{13}\text{C}$ Wert in Speläothemen primär vom Boden $\delta^{13}\text{C}$ geprägt ist oder ob eine Beeinflussung durch das Grundgestein vorliegt (Fairchild et al., 2006; McDermott, 2004). Der $\delta^{13}\text{C}$ Wert des Bodens steht in Beziehung zur Temperatur und Niederschlag. Darüber hinaus wirken sich die Fraktionierungsprozesse im unteren Epikarst sowie in der Höhle selbst auf die $\delta^{13}\text{C}$ Signatur von Speläothemen aus.

Bei offenen Bedingungen ist die isotopische Zusammensetzung vom Boden CO_2 abhängig, da konstant ein Gleichgewicht zwischen dem Sickerwasser und dem Reservoir des Boden CO_2 besteht. In der Folge liegt die $\delta^{13}\text{C}$ Signatur des gelösten inorganischen Kohlenstoff (DIC) bei einer C3 Pflanzen Vegetation im Bereich von -14 ‰ bis -18 ‰. In einem geschlossenen System erfolgt zu Anfang der Karbonatauflösung eine Isolierung vom Boden CO_2 , sodass bei der Reaktion gemäß Formel 1 das Maß der Auflösung vom endlichen CO_2 Reservoir abhängt. Dem zufolge wirkt sich hierbei das Grundgestein auf die isotopische Zusammensetzung aus, sodass in einem C3 Pflanzensystem mit einem $\delta^{13}\text{C}$ Wert von +1 ‰ für Kalkstein der des DIC bei -11 ‰ liegt. In ariden Gebieten können Wechsel zwischen den Pflanzensystemen in Speläothemen archiviert werden (vgl. C3 Pflanzen: $\delta^{13}\text{C}$ -26 ‰ bis -20 ‰; sek. Karbonate -14 ‰ bis -6 ‰; C4 Pflanzen: $\delta^{13}\text{C}$ -16 ‰ bis -10 ‰; sek. Karbonate -6 ‰ bis +2 ‰). Diese Wechsel müssen durch unabhängige Aufzeichnungen verifizierbar sein (McDermott, 2004). Vegetationstyp und Dichte sind dabei abhängig von der Höhe, der Temperatur sowie dem Niederschlag. Wobei die Temperatur

Auswirkungen auf die Photosynthese und die Bodenatmung hat. Diese ist bei niedrigen Temperaturen gering und bedingt das atmosphärisches CO₂ in den Boden diffundiert. Darüber hinaus ist die Bodenatmungsrate abhängig von der Regenmenge. Bei einer hohen Regenmenge und entsprechend dichter Vegetation ist die Bodenatmungsrate hoch. Dies führt zu niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ Werten in Speläothemen (Fohlmeister et al., 2020). Unterschiedliche Durchwurzelungstiefen sowie variierende Zersetzungszeiten des organischen Kohlenstoffes können das ursprüngliche Signal verzerren (Wong & Breecker, 2015).

Durch Fraktionierung während der CO₂ Entgasung im unteren Epikarst sowie in der Höhle kommt es zur Anreicherung von $\delta^{13}\text{C}$ im Tropfwasser. Dabei kann bei fehlendem Gleichgewicht die kinetische Fraktionierung verstärkend wirken (Fairchild et al., 2006). In der Studie von Fohlmeister et al. (2020) wird auf den besonderen Stellenwert der Fraktionierung während der PCP verwiesen. Eine Kombination der $\delta^{13}\text{C}$ Werte mit Analysen der Mg/Ca als auch der Sr/Mg Verhältnisse kann Rückschlüsse auf das Ausmaß der PCP geben (Fairchild et al., 2000; Fairchild & McMillan, 2007; Fohlmeister et al., 2020). Zusammengenommen führt die Entgasung von CO₂ in Kombination mit der anschließenden Ausfällung von CaCO₃ zu einer Erhöhung der $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Speläothemen (Wong & Breecker, 2015).

3. Geologisches Setting und Probenbeschreibung

3.1 Bleißberghöhle

Die Bleißberghöhle liegt am Südrand des Thüringer Schiefergebirges (50°25'28" N, 11°01'13" E) 500 m über dem Meeresspiegel. Sie ist NW-SE orientiert und ist parallel zur Fränkischen Linie ausgerichtet. Die Entwicklung der Höhle erfolgte in den Trias-Mergelkalken des Unteren Muschelkalk/Anisium. Mergeliger Kalkstein (Unterer und Mittlerer Muschelkalk) überlagert die Höhle mit 12-50m. Sie hat keinen natürlichen Eingang, was sie vor menschlichen sowie tierischen Eingriffen bewahrt hat. Die Ventilation der Höhle ist schlecht und wurde vor ihrer Entdeckung nur durch einen kleinen Bach, der durch die Hauptpassage fließt, beeinflusst. Die Höhle wurde 2008 im Zuge von Bauarbeiten für eine neue Hochgeschwindigkeitsbahnstrecke entdeckt (Breitenbach et al., 2019).

Die Bodenschicht über der Höhle ist relativ dünn. Die Vegetation direkt oberhalb der Höhle entspricht Ackerland, welches vornehmlich von Unkraut und Feldfrüchten geprägt ist. Die unmittelbare Umgebung ist von Laub- und Kiefernmischwäldern charakterisiert. Das Klima heutzutage kann nach der Köppen Geiger Klassifikation als Cfb Klima beschrieben werden (Breitenbach et al., 2019).



Abbildung 4: Lage der Bleiberghöhle im Vergleich zu anderen zentraleuropäischen Archiven des MIS3. Das blaue Dreieck entspricht der Lage der Bleiberghöhle, das rote Dreieck markiert die Lage der Bunkerhöhle und das grüne Viereck kennzeichnet die Lage der Eifeler Maarseen.

3.2 Speläothem BB-13

BB-13 hat eine Gesamtlänge von 52,7cm lang. Sie stammt aus dem östlichen Teil der Höhle, der nicht mehr zugänglich ist. Die Farbe der Lagen variiert von hellbeige bis beige. Es sind vier Lagen zu erkennen, die sich aufgrund ihrer Farbe (braun) deutlich abheben und zwar in einer dft (kurz für distance from top) von 1,5 cm, 7cm, 14,8cm und 29 cm (vgl. Abb. 5). Wobei hier anzumerken ist, dass die Achse bei 7cm verschoben wurde, sodass die die nachfolgenden Distanzen in Abhängigkeit davon bestimmt wurde. Diese detritischen Lagen verweisen je auf einen Wachstumstop (Hiatus). Darüber hinaus ist die Basis des Speläothem charakterisiert durch eine sich nach unten verjüngende Anwachsung. Im Folgenden wird, um den Lesefluss zu erleichtern, die englische Bezeichnung dft verwendet.

4. Methodik

4.1 Vorbereitung für die U/Th Datierung

Mittels eines Proxon Handbohrers mit einem 1mm Bohrkopf wurden für 14 Proben je 80-100 mg pro Probenpunkt gewonnen. Die Vorbereitung der Proben erfolgte in 2 Sätzen zu je 10 Proben, wobei je 7 Proben des untersuchten Speläothems zusammen mit den Standards NGO2 (333µl) und WM1 (500µl) sowie einem Chemie Blank aufbereitet wurden. Die Standards entsprechen Lösungen aus einer Probe

des Flowstones WM1 (2,019 ±0,037/-0,069 Ma; Meyer et al., 2009) aus der Wilder Mann Höhle in Österreich respektive des Speläothems NGO2 (2,61±0,02ka; Dorsten et al., 2007) aus der Herbstlabyrinth Höhle in Hessen. Beide bieten durch ihre bekannten Alter beziehungsweise Aktivitätsverhältnisse einen Kontrollfaktor, um die Qualität der Messung zu evaluieren. Um die Proben aufzulösen, wurden sie mit MilliQ Wasser benetzt und anschließend mit 7 N HNO₃ bis zur vollständigen Lösung versetzt. Jeder Probe wurde ein Tropfen aus der Spikeflasche hinzugefügt der gegen IRMM074/10 kalibriert wurde (Richter et al., 2009). Diese definierte Menge eines Spikes mit bekanntem ²³⁶U, ²³³U und ²²⁹Th Verhältnis (Klose, 2024) ist notwendig, da U und Th sich während der chemischen Trennung und Reinigung unterschiedlich verhalten (Scholz & Hoffmann, 2008). Anschließend an diese vorbereiteten Schritte erfolgt die Eindampfung auf der Heizplatte bis zur kompletten Eintrocknung der Proben, sodass die Proben weder gelartig noch glänzend sind. Für die anschließende Lösung der Organik wurde die Proben zunächst mit konzentrierter HNO₃ und konzentrierter HCL versetzt und im Anschluss wurde H₂O₂ tropfenweise zugegeben. Die Proben wurden anschließend auf der Heizplatte ohne Deckel eingedampft. Zur Vorbereitung auf die anschließende chemische Trennung von U und Th wurden die Proben in 0,375ml 7N HNO₃ gelöst und 30min auf die Heizplatte im Abzug sowie 10 min ins Ultraschallbad gestellt. Die chemische Abscheidung von Uran und Thorium erfolgte durch das Vorgehen wie in Tabelle 1 detailliert dargelegt ist, wobei die Schritte 2) bis 6) zweimal ausgeführt wurden, um die Reinheit der Proben zu gewährleisten. Im Anschluss an den zweiten Separierungsvorgang wurden die Proben in 0,26ml 7N HNO₃ gelöst und über Nacht stehen gelassen. Nach 30 min auf der Heizplatte und 10 min im Ultraschallbad wurden sie abschließend für die Messung mit der ICPMS mit 1.99 ml 0,1 % H₂O/HF Gemisch versetzt.

Tabelle 1: Schritte der Chemische Trennung von U und Th mit den jeweils entsprechenden Mengen der verwendeten Chemikalien. Bei Schritt 2) erfolgt im ersten Durchgang das Spülen mit den angegebenen Mengen, während beim zweiten Durchlauf die jeweils angegebenen Substanzen bis zum Rand aufgefüllt werden.

1) Vorbereitung der Säulen	Spülen mit H ₂ O Zufügen von 1,5 ml Bio-Rad AG1-X8
2) Spülen der Säule	4 CV 0,5N HCl 2 CV H ₂ O 1 CV 7N HNO ₃
3) Probe auf Säule laden	2 CV 7N HNO ₃ (schrittweise zufügen)
4)Th lösen und sammeln	5 CV 8N HCl (schrittweise zufügen)
5)U lösen und sammeln	4 CV 0,5N HCl (schrittweise zufügen)
6)Eindampfen der Proben	
7)Lösen der Proben	0,375ml 7N HNO ₃ 30 min auf Heizplatte 10 min Ultraschallbad
8)Th Fraktion zu U Becher hinzufügen	

4.2 Messung der U und Th Isotope

Die Messung der U und Th Isotope erfolgte am Institut für Geowissenschaften Uni Mainz mittels eines Multikollektor-Massenspektrometers mit induktiv gekoppeltem Plasma (MC-ICP-MS). Dabei wird durch die Masse /Ladungsverhältnisse ionisierter Isotope deren relative Häufigkeit bestimmt. Grundsätzlich lässt sich der Aufbau eines Massenspektrometers in Ionen Quelle, Massenanalysegerät und Detektor System unterteilen (Scholz & Hoffmann, 2008).

Im Vorfeld der Messung wurde das Signal jeweils getunt, indem die Ar und N₂ Flüsse, das Probeneinführungssystem sowie die Ionenlinsen und die Position der Fackel angepasst wurden. Damit ein ruhiges, stabiles Signal mit optimaler Intensität entsteht (Hoffmann et al., 2007). Zur Korrektur von Fraktionierungseffekten wurde das Standard Bracketing Verfahren eingesetzt, das heißt das vor und nach jeder Probe ein Standard gemessen wurde (Goldstein & Stirling, 2003; Wieser & Schwieters, 2005). Der genutzten Standards sind NBL-112a für Uran sowie ein hauseigener Th Standard. Nach jeder Probe respektive jedem Standard wurde eine Waschprozedur durchgeführt. Dies dient dazu Hintergrundintensitäten aus dem Probeneinführungssystem zu minimieren (Hoffmann et al., 2007). Die Proben werden in eine Sprühkammer eingesaugt und in ein Aerosol umgewandelt dabei werden sie mit dem Ar Trägergas versetzt und in die Plasmaquelle transportiert (Goldstein & Stirling, 2003; Scholz & Hoffmann, 2008). Die Plasmaquelle besteht aus einer Fackel (Scholz & Hoffmann, 2008). Die Ionisierung des Plasmas erfolgt durch induktive Kopplung eines Hochfrequenz- Feldes mit dem Ar Gasstrom, wobei durch die Energieübertragung eine nahezu vollständige Ionisierung erfolgt (Scholz & Hoffmann, 2008; Wieser & Schwieters, 2005). Während des Transportes von der Plasmaquelle

(atmosphärischer Druck) in das Massenspektrometer (Vakuum) kommt es zu einem Verlust von 90 % der Ionen. Im Massenspektrometer werden die Ionen beschleunigt und im Analysator anhand ihrer unterschiedlichen Masse/ Ladungsverhältnisse aufgespalten. Die Aufspaltung der Isotope erfolgt durch ein Magnetfeld mit davor geschalteten ESA (Elektrostatisches Analyse Gerät)(Scholz & Hoffmann, 2008). Die Detektierung von Ionenstrahlen mit hoher Intensität erfolgt durch Faraday Cups, während die Messung kleinerer Ionenstrahlen mit einem Sekundärionenvervielfacher (Messung basiert auf einer Verstärkung des Signals mittels Kaskadeneffekt) erfolgt (Hoffmann et al., 2007; Scholz & Hoffmann, 2008). Daraus folgend werden durch Ionenvervielfacher Isotope gemessen, die eine geringere Häufigkeit haben (hier: ^{234}U , ^{236}U , ^{230}Th) während mittels Faraday Cups die häufigeren Isotope gemessen werden (hier: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th).

4.3 Altersmodellierung

Zur Modellierung der Wachstumsphasen 1,2 und 4 wurde StalAge benutzt. Dies ist ein Algorithmus, der in drei Schritten ein Altersmodell berechnet mit dem entsprechenden 95% Konfidenzgrenzen. Dabei weist die Modellierung sowohl eine gute Übereinstimmung mit veröffentlichten Datensätzen als auch eine Eignung für schwierige Datensätze, die beispielweise Lücken oder Altersinversionen aufweisen, auf (Scholz & Hoffmann, 2011). Hierfür wurden zunächst jeweils separate Dateien mit den korrigierten Altern, deren Messfehler sowie den entsprechenden dft-Werten angelegt sowie entsprechende Dateien über welche Tiefen modelliert werden soll. Die zugrunde liegenden dft Werte der Proben sind vor allem für die Proben Phase 3 und 1 BB13-03 und BB13-04 aufgrund ihrer Position relativ zur Wachstumsachse fehlerbehaftet (vgl. Abb. 5). Die Altersmodellierung für die Wachstumsphasen 3 und 5 wurden mittels linearer Interpolation bestimmt, da nur zwei respektive nur ein Wert für die Modellierung zu Verfügung stand und für StalAge mindestens drei Punkte benötigt werden. Dabei wurde bei Phase 5 zwei Datenpunkte auf Grundlage der Wachstumsrate der vorhergehenden Phase bestimmt, um das Alter modellieren zu können.

4.4 Messung der stabilen Isotope

Mittels eines Dremel Handbohrers wurde der untersuchte Speläothem in einer Auflösung von 2mm entlang der Wachstumsachse beprobt (vgl. Abb. 5 a). Von dieser kontinuierlichen Beprobung wurde durch die Versetzung der Wachstumsachse nach 7 cm dft abgewichen. Aus der Versetzung der Achse resultiert ein Überlappungsbereich (vgl. Abb. 5 b). Durch die verunreinigte Lage in 29 cm dft erfolgte eine Unterbrechung der Beprobung, welche bei 29,8 dft fortgesetzt wurde (vgl. Abb. 5 c). Insgesamt wurden 258 Proben entnommen, wobei dies 250 Proben innerhalb der untersuchten Zeitspanne, 1

Probe im Übergangsbereich zur Anwachsung und 7 Proben in der Anwachsung umfasst. Zur Vorbereitung der Messung wurden die Proben umgefüllt.

Die Messung der stabilen Isotope erfolgte am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz mittels eines Delta V Massenspektrometers, welches mit einer Gasbench ausgestattet ist. Die Messung der Kohlenstoffisotope als auch der Sauerstoffisotope erfolgen an einer Probe in dem die Massenverhältnisse 44 (CO₂ mit ¹²C, ¹⁶O), 45 (CO₂ mit ¹³C, ¹⁶O) und 46 (CO₂ mit ¹²C, ¹⁶O und ¹⁸O) analysiert werden. Zu diesem Zweck wird das Fläschchen mit dem Probenpulver zunächst mit Helium gespült. Danach wird ein Überdruck erzeugt und das Probengas in die Gaschromatographiesäule eingesogen. Hier wird Wasser und Stickstoff abgetrennt, bevor die isotopische C und O Signatur analysiert wird. Im Vorfeld jeder Probe wird 3-mal ein Standard-Gas gemessen, dann wird 9-mal das gleiche Probengas analysiert. Aus dem daraus berechneten Mittelwert ergibt sich jeweils der δ¹³C Wert und der δ¹⁸O Wert der Probe. Um die Stabilität während des gesamten Messvorgangs zu überwachen, werden alle fünf Proben CaCO₃ Standards gemessen. Hierfür werden zwei hauseigene Standards, eine Marmorprobe (VICS kurz für: VU internal carbonate standard) und ein Travertin aus Italien, mit kalibrierten Isotopen Werten genutzt sowie NBS18 ein internationaler Referenzstandard. Die Standards dienen dazu die Rohdaten auf die VPDB-Skala zu korrigieren, indem die Abweichung von den kalibrierten Isotopenwerten bestimmt wird.

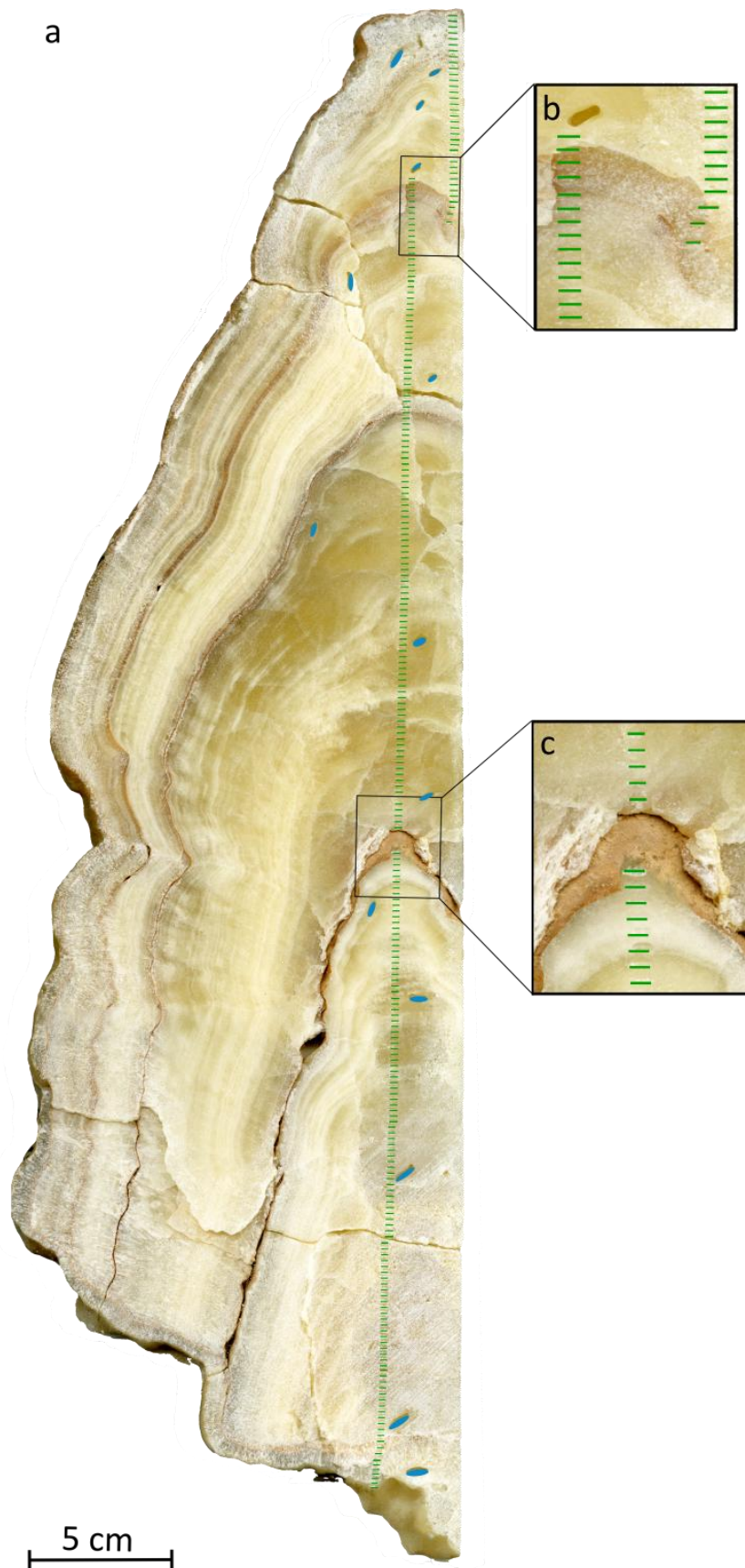


Abbildung 5: a) BB13 mit den eingezeichneten Probenpunkten in blau für die Datierung und in grün die Messung der stabilen Isotope b) Vergrößerung des Überlappungsbereich beim Achsenversatz c) Vergrößerung des ausgelassenen Abschnitts.

5. Ergebnisse

5.1 $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung

Die Ergebnisse der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Datierung zeigen, dass BB13 in einem Zeitraum von $52,00 \pm 0,05$ ka bis $34,87 \pm 0,10$ ka gewachsen ist (vgl. Abb. 6). Die Anwachsung konnte auf ein Alter von $14,07 \pm 0,04$ ka datiert werden. Da sie außerhalb des untersuchten Zeitbereichs liegt, wird die Anwachsung von der weiteren Analyse in dieser Arbeit ausgeschlossen. Das Wachstum lässt sich auf Grundlage der erkennbaren Hiaten in fünf Wachstumsphasen unterteilen, wobei in MIS3 Phase 1 eine Altersinversion vorliegt. BB13-06 wurde mit $50,95 \pm 0,05$ ka älter als BB13-12 ($50,66 \pm 0,05$ ka) datiert (vgl. Abb. 6). Bei der Probe BB13-12 ist die ^{238}U Konzentration am höchsten ($1,3831 \mu\text{g/g}$). Am niedrigsten ist sie bei Probe BB13-05 ($0,4712 \mu\text{g/g}$). Davon ausgenommen schwankt die U Konzentration zwischen $0,5698 \mu\text{g/g}$ und $1,0969 \mu\text{g/g}$ mit einem abnehmenden Trend je jünger die Probe ist (vgl. Tabelle 3, Anhang). BB13-12 weist weder eine hohe ^{232}Th Konzentration auf noch ein niedriges ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) Verhältnis, wobei das gemessene ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) Verhältnis, das zweit höchste ist neben der Probe BB13-13 (vgl. Tabelle 3, Anhang). Im Allgemeinen variiert das ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) Verhältnis zwischen 680,20 und 1382,38 und die ^{232}Th Konzentration schwankt zwischen $4,842 \text{ ng/g}$ und $1,237 \text{ ng/g}$. Die Proben BB13-01 und BB13-05 weisen eine erhöhte Konzentration an ^{232}Th auf so wie vergleichsweise niedrige $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ Verhältnisse (vgl. Tabelle 3, Anhang). Bei Probe BB13—01 ist das Verhältnis kleiner als 100. Dementsprechend ist die dendritische Korrektur bei diesen Proben signifikant, während sie sich auf die restlichen berechneten Alter nicht stark auswirkt (vgl. Tabelle 3, Anhang). Eine detaillierte Übersicht über alle Ergebnisse der U und Th Messungen findet sich in Anhang 3 im Anhang.

Die Altersmodellierung auf Basis der Datierungsdaten bestätigt die Unterteilung in fünf Wachstumsphasen: Phase 1 ($51,99 \text{ ka} - 50,78 \text{ ka}$), Phase 2 ($46,70 \text{ ka} - 45,60 \text{ ka}$), Phase 3 ($43,49 \text{ ka} - 42,24 \text{ ka}$), Phase 4 ($37,91 \text{ ka} - 36,75 \text{ ka}$) sowie Phase 5 ($34,972 \text{ ka} - 34,3345 \text{ ka}$). Die auf Grundlage der Altersmodellierung berechneten Wachstumsraten variieren je nach Wachstumsphase. Die Variationsbreite innerhalb von Phase 1 ist am höchsten. Von der Basis bis zu einer dft von 35,8 cm unterliegen die Wachstumsgeschwindigkeiten einem zunehmenden Trend von. Zwischen 35,8 und 33,6cm sind die Differenzen in den Altern so klein, dass sich sehr hohe Wachstumsgeschwindigkeiten ergeben von über $100000 \mu\text{m/a}$. Im Bereich von 33,6 cm bis 32,2 cm nimmt die Wachstumsrate von $3531,92 \mu\text{m/a}$ bis $581,79 \mu\text{m/a}$ ab, im Bereich von 32,2 bis 29,8 cm schwankt die Wachstumsrate zwischen $577,85 \mu\text{m/a}$ bis $902,37 \mu\text{m/a}$ ($\sigma = 740,16 \mu\text{m/a}$, SD: $25,30 \mu\text{m/a}$). Für die übrigen Phasen ergeben sich folgende Werte: $\sigma = 127,40 \mu\text{m/a}$ für MIS3-Phase 2 (min: $119,25 \mu\text{m/a}$, max: $138,14 \mu\text{m/a}$, SD= 113.73),

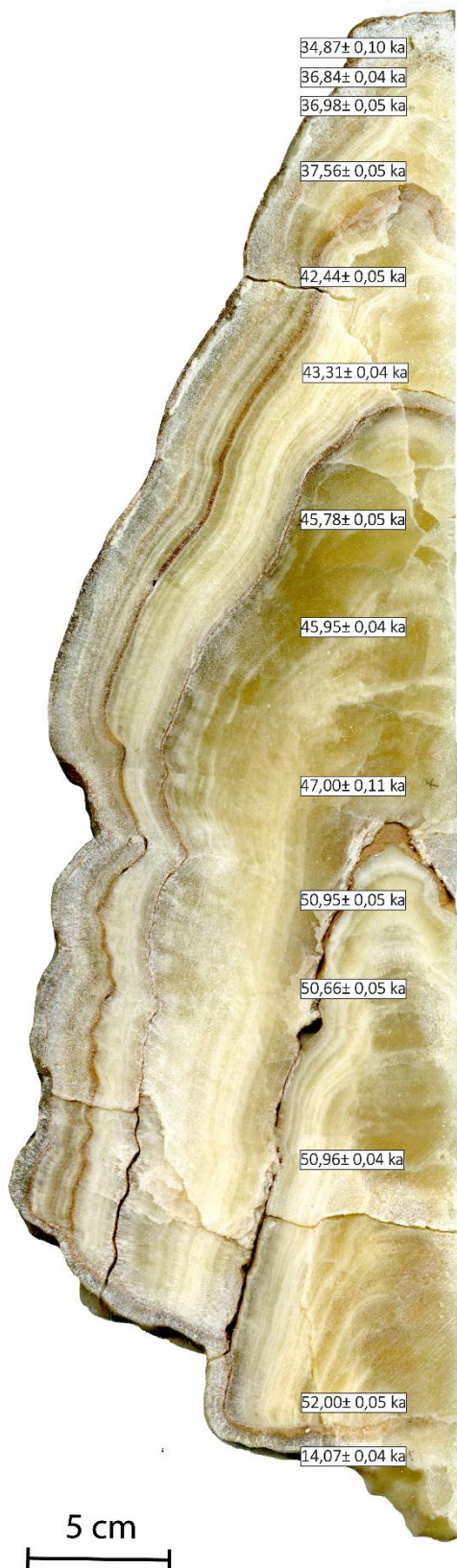


Abbildung 6: BB13 mit korrigierten Datierungsergebnissen und deren jeweiligen Unsicherheiten. Die Position entspricht den jeweiligen dft der Proben, entspricht aber nicht den genauen Beprobungspunkten (vgl. hierzu Abb. 5).

$\bar{\phi} = 62,71 \mu\text{m/a}$ für MIS3-Phase 3 (min:62,71 $\mu\text{m/a}$, max:62,71 $\mu\text{m/a}$, SD= 6,04e-06), $\bar{\phi} = 45,04 \mu\text{m/a}$ von MIS3-Phase 4 (min:44,73 $\mu\text{m/a}$, max:45,20 $\mu\text{m/a}$, SD= 0,16). Zusammenfassend zeigt sich ein abnehmender Trend in den Wachstumsraten im Verlauf des MIS 3, wobei in MIS3-Phase 1 zunächst ein gegenläufiger Trend zu beobachten ist bis zum Erreichen sehr hoher Werte.

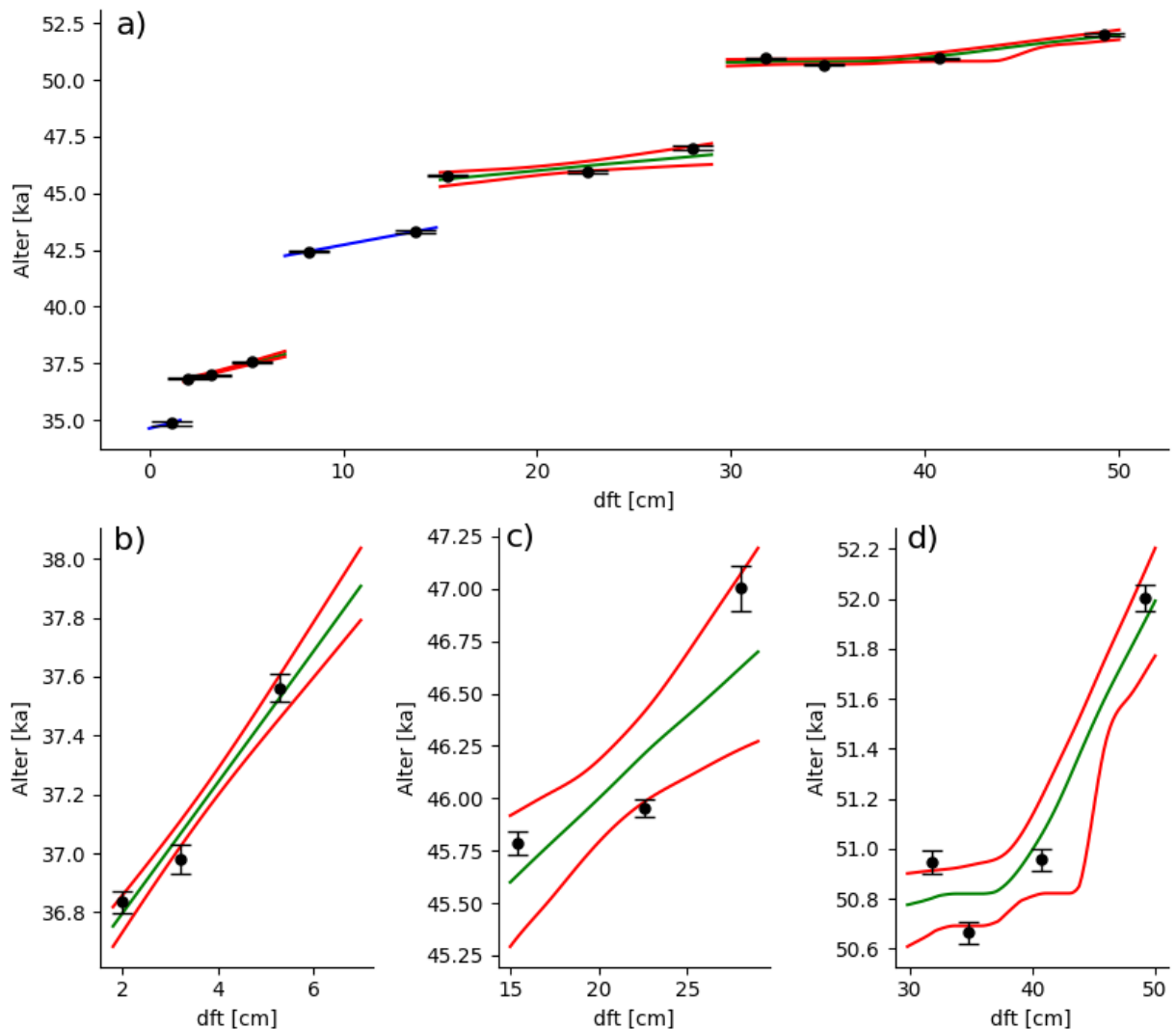


Abbildung 7: Ergebnisse der Altersmodellierung mit den korrigierten Datierungsergebnissen und deren Fehlern. In blau sind die Ergebnisse der linearen Interpolation und in rot die Ergebnisse der Altersmodellierung in StalAge dargestellt. Die grünen Linien entsprechen den 95% Konfidenzintervallen der StalAge-Modellierung a) Übersicht der Altersmodellierung für alle Phasen. Modellierung b) Modellierung für MIS3 Phase 4 c) Modellierung für MIS3 Phase 2 d) Modellierung für MIS3 Phase 1.

5.2 Auswertung der stabilen Isotope

Die $\delta^{18}\text{O}$ Werte variieren zwischen -5,1‰ und -7,01‰ ($\bar{\phi} = -6,24 \text{‰}$, SD= 0,4‰). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte variieren von -4,38‰ und -9,15‰ ($\bar{\phi} = -7,22 \text{‰}$, SD=1,17 ‰). Wie in Abbildung 8 zu erkennen ist, werden die $\delta^{18}\text{O}$ als auch die $\delta^{13}\text{C}$ Werte mit zunehmender dft negativer, wobei es in Phase 1 zwei signifikante Abweichungen der $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werte von diesem Trend gibt (bei einer dft von 50 cm und 45,6

cm; vgl. Abb.8). Wie in Abb. 8 dargestellt korrelieren den Hiaten mit jeweils einem Peak in den $\delta^{13}\text{C}$ Werten. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ Werte korrelieren signifikant miteinander ($r=0,817$; $p\text{-Wert} < 0,001$).

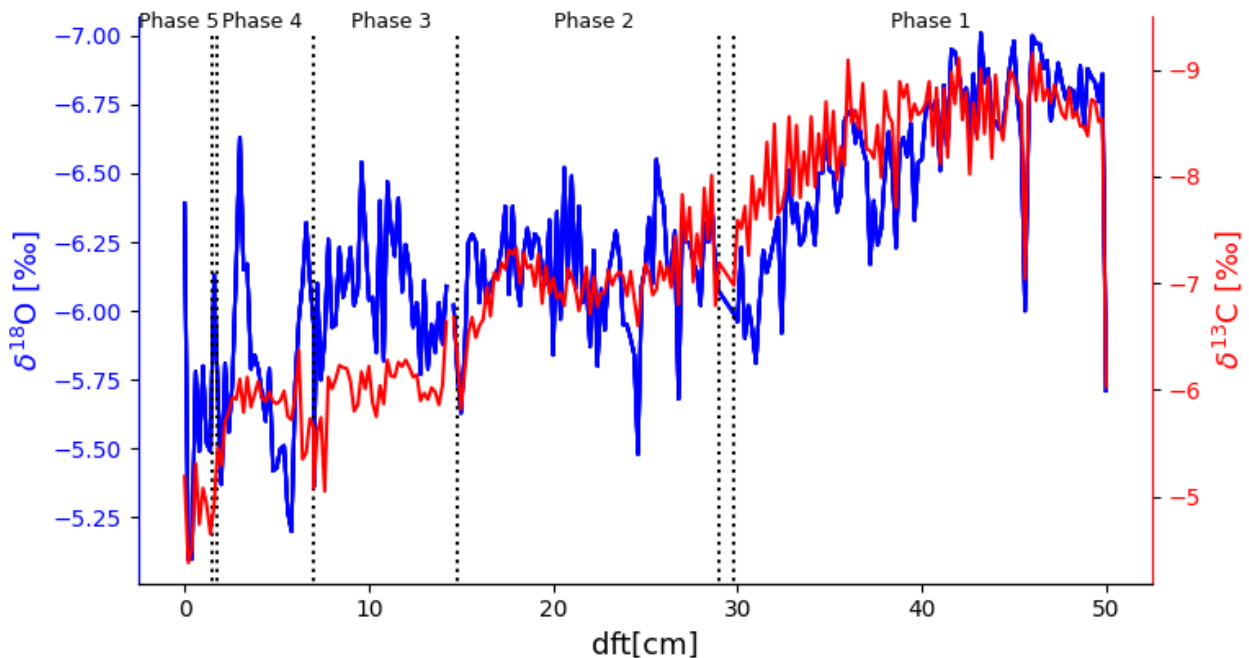


Abbildung 8: $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Abhängigkeit von ihrer dft. Die gepunkteten Linien markieren die Hiaten.

Die Schwankungsbreite der $\delta^{13}\text{C}$ Werte nimmt von Phase 5 bis Phase 1 zu. In Phase 5 variieren die Werte zwischen $-5,31\text{‰}$ und $-4,38\text{‰}$, in Phase 4 von $6,37\text{‰}$ und $-5,29\text{‰}$, in Phase 3 von $-6,68\text{‰}$ und $-5,05\text{‰}$, in Phase 2 von $-8,01\text{‰}$ und $-5,82\text{‰}$ und in Phase 1 von $-9,15\text{‰}$ und $-6,03\text{‰}$. Darüber hinaus unterliegt auch die Standardabweichung einem zunehmenden Trend (vgl. Tabelle 2). Vergleicht man die Differenzen der maximalen und minimalen $\delta^{18}\text{O}$ Werte ist kein eindeutiger Trend feststellbar. Die Differenzen betragen um die 1‰ , wobei in Phase 4 ($-6,63\text{‰}$ und $-5,2\text{‰}$) die Werte am meisten divergieren. Diese Schwankungsbreite wird auch in Abbildung 9 deutlich. Dabei verdeutlicht die Abbildung charakteristische Schwankungen unmittelbar vor bzw. nach den Hiaten einsetzen. Während die Wachstumsdauer der Phasen 1-3 ähnlich ist, nimmt die Wachstumsdauer ab Phase 2 deutlich ab. Für eine detaillierte Übersicht über die Ergebnisse siehe Tabelle 4 im Anhang.

Tabelle 2: Minimal, maximal sowie Durchschnittswerte [Angabe in‰] für die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte unterteilt nach den Wachstumsphasen. Zudem die jeweils damit korrespondierenden Standardabweichungen.

Phasen	$\delta^{18}\text{O}$ (min)	$\delta^{18}\text{O}$ (max)	$\delta^{18}\text{O}$ (\emptyset)	SD [2σ]	$\delta^{13}\text{C}$ (min)	$\delta^{13}\text{C}$ (max)	$\delta^{13}\text{C}$ (\emptyset)	SD [2σ]
Phase 1	-7,01	-5,71	-6,56	0,298	-9,15	-6,03	-8,399	0,497
Phase 2	-6,55	-5,48	-6,15	0,20	-8,01	-5,82	-7,03	0,34
Phase 3	-6,47	-5,36	-6,05	0,23	-6,68	-5,05	-6,03	0,31
Phase 4	-6,63	-5,2	-5,79	0,33	-6,37	-5,29	-5,83	0,24
Phase 5	-6,39	-5,1	-5,64	0,41	-5,31	-4,38	-4,86	0,29

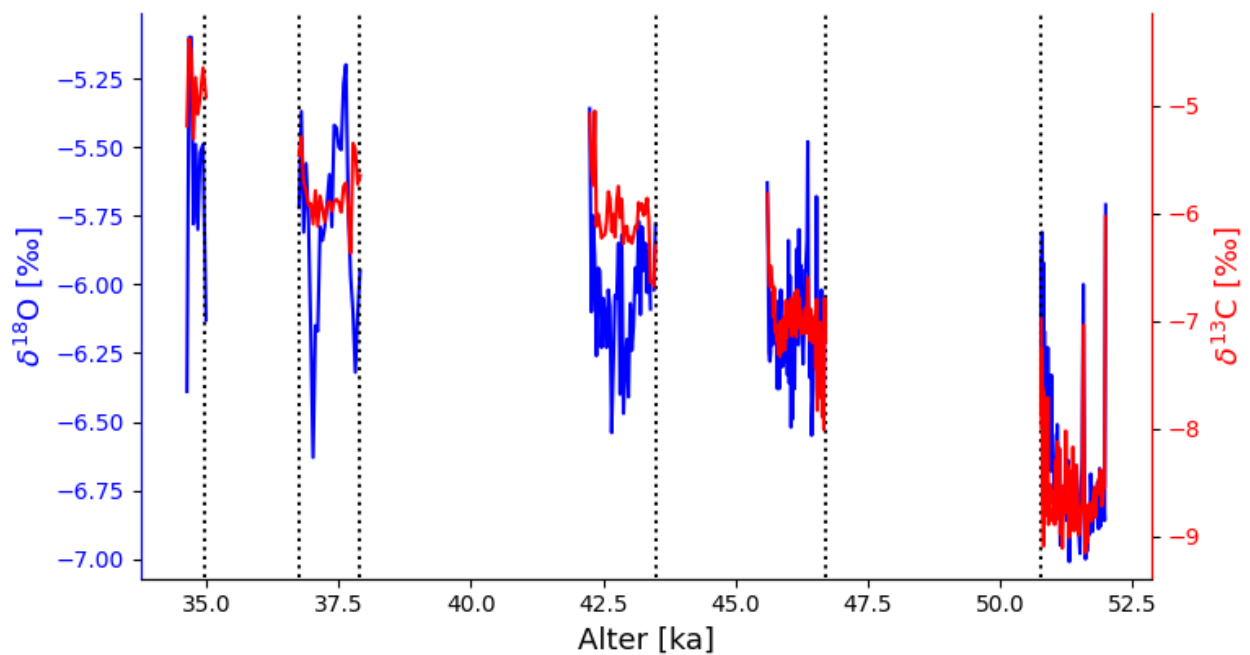


Abbildung 9: $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Abhängigkeit vom Alter in ka. Die gepunkteten Linien markieren die Hiaten.

6. Diskussion

Die Wachstumsphasen im untersuchten Stalagmit stimmen mit den D/O Events überein (vgl. Abb. 10). Dies stimmt mit den Ergebnissen der Studie von Klose et al. (2024) überein. Bei der ein klarer Zusammenhang zwischen dem Wachstum von Flowstones in der Bleißberghöhle und den warmen und feuchten Bedingungen, während Interstadial Phasen nachgewiesen worden ist. Auf diesen Zusammenhang wird auch in anderen Studien verwiesen (Fankhauser et al., 2016; Genty et al., 2003, 2005, 2010; Peral et al., 2024; Pons-Branchu et al., 2010; Wainer et al., 2009; Weber et al., 2018) . In den stabilen Isotopen ist keine typische D/O- Struktur ausgeprägt, für diese wäre ein schneller Anstieg gefolgt von einem graduellen Abfall kennzeichnend (vgl. Abb. 10 a). Diese Struktur ist für Speläotheme nicht zu erwarten, da um das Wachstum von Speläothemen zu ermöglichen zuerst eine Erwärmung erfolgen muss, damit sich eine ausreichende Vegetationsdecke ausbildet. Der Hiatus zwischen Phase 1 und Phase 2 steht im Zusammenhang mit dem HS-5. Der Hiatus zwischen den Wachstumsphasen 3 und 4 ist dem HS-4 zuzuordnen. Während dieser stadialen Phasen ist der untersuchte Speläothem nicht gewachsen (vgl. Abb. 10 d und e). Dies ist für Zentraleuropa außerhalb der Alpenregion auch nicht erwartbar.

Die absoluten $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ Werte der vorliegenden Studie sind bis zu 1-2‰ negativer als in der Studie von Klose et al. (2024) (vgl. Abb. 10 d und e). In der Studie von Hansen et al. (2019) wurde das Speläothemwachstum unter kontrollierten Bedingungen simuliert, indem eine Lösung eine geneigte Glasplatte oder Marmorplatte entlang floß. Dabei wurde unter anderem die $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ Werte des DIC und des ausgefällten CaCO_3 in Abhängigkeit von der zurückgelegten Distanz der Lösung respektive deren Verweilzeit auf der Oberfläche bestimmt. Die Ergebnisse dieser Studie verweisen darauf, dass sowohl $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ Werte mit zunehmender Verweilzeit positiver werden. Dieser liegt darin begründet, dass es in Folge der PCP entlang des Fließweges zu einer anhaltenden Isotopenfraktionierung kommt (vgl. hierzu Rayleigh Fraktionierung). Daraus folgt, dass die positiveren Werte für $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ auf längere Verweilzeiten respektive eine erhöhte PCP zurückzuführen sind. Diese These wird dadurch unterstützt, dass Flowstones im Vergleich zu Stalagmiten eine ausgeprägter PCP aufweisen.

Im langfristigen Trend werden die $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ positiver je jünger die Probe ist. Dies verdeutlicht die Trendlinie aus den jeweiligen Mittelwerten der Phasen (vgl. Abb. 10 d und e). Im Vergleich zur Studie von Klose et al. (2024) zeigt sich sowohl für die $\delta^{13}\text{C}$ Werte als auch für die $\delta^{18}\text{O}$ Werte ein klarer Trend. Dieser kann auf eine zunehmende PCP zurückzuführen sein. Die PCP tritt verstärkt während trockener Bedingungen auf, da diese einher gehen mit einer erhöhten Wahrscheinlichkeit der Entgasung in Lufteinschlüssen (Fairchild et al., 2000). Dies lässt den Schluss zu, dass das Klima in Zentraleuropa

während des MIS 3 zunehmend von Trockenheit geprägt war. Diese These wird dadurch unterstützt, dass im Verlauf des MIS 3 die berechneten Wachstumsgeschwindigkeiten abnehmen. Das Wachstum des Speläothems BU2 aus der Bunkerhöhle (zur Lage vgl. Abb.4) während des MIS3 bestätigt diesen Trend (Weber et al., 2018). Die Wachstumsgeschwindigkeit beträgt 120 $\mu\text{m/a}$ -390 $\mu\text{m/a}$ für die erste Wachstumsphase von 52.0 (+0,8/- 0.5) ka bis 50,9 (+0,6/-1,3) ka und verringert sich auf 40-50 $\mu\text{m/a}$ bis 46 ka und fällt auf unter 10 $\mu\text{m/a}$ zwischen 46 und -42.8 ka. Zudem wurde für die zweite Wachstumsphase von BU2 gegenüber der ersten Wachstumsphase von BU2 eine erhöhte Mg-Konzentration festgestellt. Dies spricht für trockenere Bedingungen, da sie unter anderem auf eine erhöhte Verweilzeit des Wassers im Karstsystem zurückzuführen ist sowie auf eine erhöhte PCP (Weber et al., 2018). Diese Ergebnisse unterstützen die Aussage, dass es während des MIS3 in Zentraleuropa zunehmend trockener wurde. Darüber hinaus zeigt der Vergleich zu den Pollenzusammensetzung aus den Eifelmarkern (vgl. Abb. 10 f), dass der Anteil an *Poaceae* Pollen im Verlauf des MIS 3 zunimmt, während der Anteil von Pollen thermophiler Baumtaxa abnimmt (Sirocko et al. 2022). Diese Ergebnisse unterstützen die Aussage, dass es während des MIS3 in Zentraleuropa zunehmend trockener wurde. Darüber hinaus zeigt der Vergleich zu den Pollenzusammensetzung aus den Eifelmarkern, dass der Anteil an *Poaceae* Pollen im Verlauf des MIS 3 zunimmt, während der Anteil von Pollen thermophiler Baumtaxa wie beispielsweise *Carpinus* Pollen abnimmt (vgl. Abb. 10 f) (Sirocko et al., 2016, 2022). Dies impliziert, dass die trockeneren Bedingungen in Zentraleuropa mit einer Abkühlung einhergegangen sind. Sowohl bei dem hier untersuchten Speläothem als auch bei BB10 und BB15 werden die Wachstumsphasen in der späten Phase des MIS3 im Vergleich zu den vorhergehenden Wachstumsphasen kürzer (vgl. Abb. 10 e und d). Dies in Kombination mit dem Trend, dem die $\delta^{13}\text{C}$ Werte und $\delta^{18}\text{O}$ unterliegen als auch den Veränderungen in der Pollenzusammensetzung verweist darauf, dass die Bedingungen für Speläothemwachstum in Zentraleuropa schlechter werden im Verlauf des MIS 3.

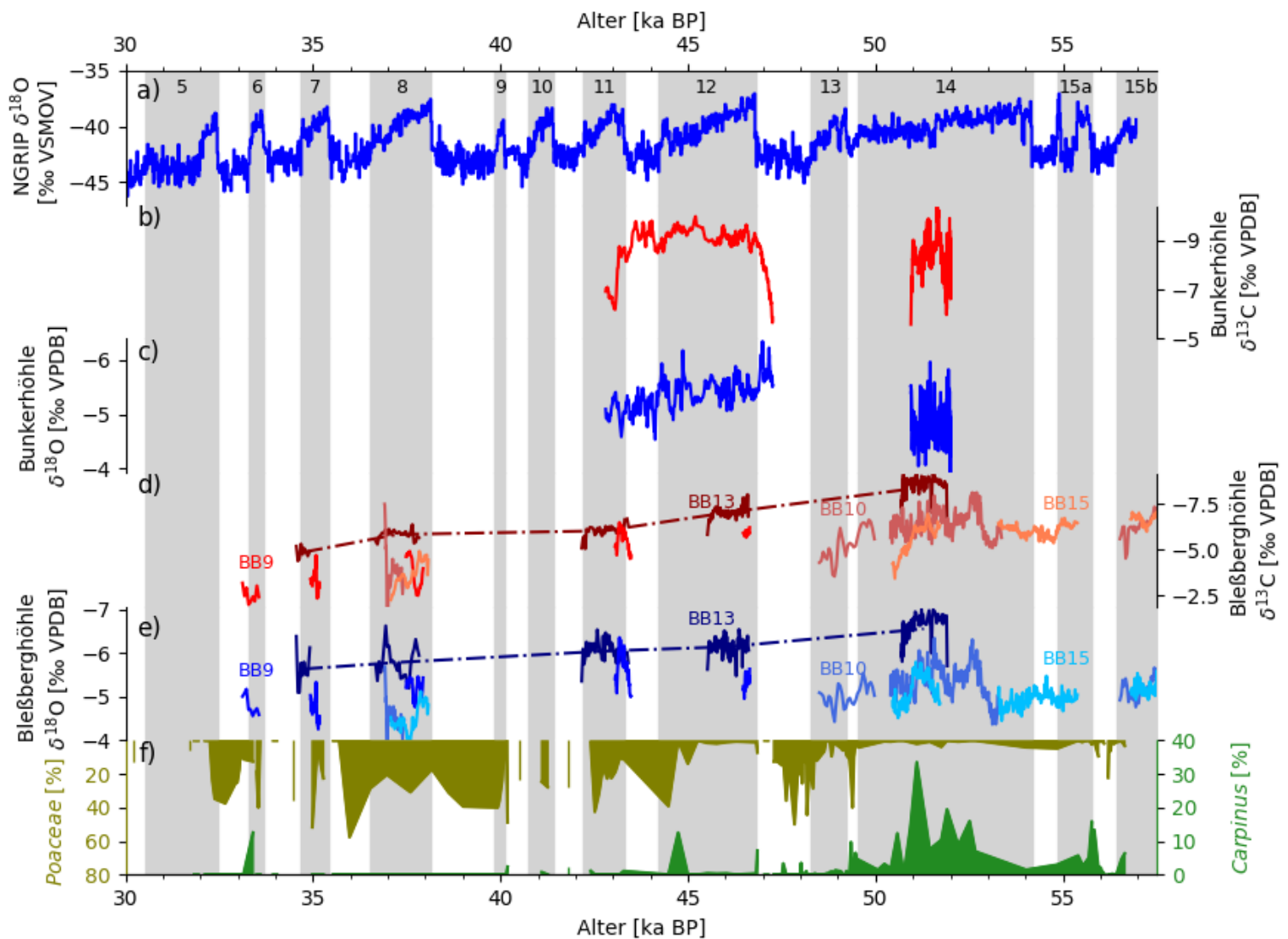


Abbildung 10: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus Bleßberghöhle im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren die D/O-Events basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014). a) NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ Werte basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014). b) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). d) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB9, BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. e) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB9, BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. f) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Carpinus (waldgrün) der Maarkerne HM4, AU3, AU4 (Sirocko et al., 2022).

Das D/O 14 ist mit 4620 a (49,55 ka BP -54,15 ka BP ;Rasmussen et al., 2014) die längste Interstadialphase innerhalb des MIS 3. Der Flowstone BB10 ist während des D/O-Events 14 von 53,36 ka BP bis 50,40 ka BP gewachsen und somit über ein längeres Zeitintervall als BB13, der von 51,9 ka bis 50,7 ka BP gewachsen ist (vgl. Abb. 11 e und f). Da alle hier verglichenen Speläotheme im östlichen Teil der Höhle abgelagert wurden, kann davon ausgegangen werden das die Bedingungen innerhalb der

Höhle ähnlich gewesen sind. Auch die klimatischen Bedingungen sind für alle untersuchten Speläothem identisch. Das Ausbleiben des Wachstums ist daher vermutlich auf Unterschiede in den Fließwegen des Tropfwassers zurückzuführen (Klose et al., 2024). Wie bereits diskutiert, setzt das Wachstum im D/O 14 später ein. Wie in Abbildung 11 e und f dargestellt, setzt das Wachstum von BB13 am Ende einer Kaltphase ein. Diese wurde von Klose et al. (2024) definiert auf einen Zeitraum von circa 52,1 ka bis 51,9 ka BP und ist in Abbildung 11 durch einen grauen Balken visualisiert. Sie wurde bisher nicht näher diskutiert. Um den genauen zeitlichen Zusammenhang zwischen dem Ende dieser Kaltphase und dem Beginn des Wachstums von BB13 zu evaluieren muss eine höher aufgelöste Datierung erfolgen. Die stadial Phase GI 14b (49,55 ka BP-49,23 ka BP ; Rasmussen et al., 2014) konnte bisher in keinem anderen zentraleuropäischen terrestrischen Rekord nachgewiesen werden. Der Beginn dieser Phase korreliert mit der rekonstruierten Temperaturabnahme (vgl. Abb. 11 a) sowie einer Zunahme der Pa/Th Verhältnisse (vgl. Abb. 11 b). Die zugrunde liegenden Pa/Th Verhältnisse wurden aus dem Sedimentbohrkern CDH19 in der Studie von Henry et al. (2016) bestimmt. Dieser stammt aus dem Bermuda Anhebung im Nordwestlichen Atlantik (33° 41.443' N; 57° 34.559' W). Durch die langen Verweilzeiten der Elternisotope und deren dadurch bedingte gute Durchmischung im Ozean ist das Produktionsverhältnis mit 0.093 gleichbleibend und gleichförmig verteilt. Th wird eher an Partikel adsorbiert als Pa, sodass Th nahe seiner Entstehung abgelagert wird, während Pa durch seine längeren Verweilzeiten lateral transportiert werden kann. Dem zufolge reflektieren Veränderungen in den Pa/Th Verhältnissen Veränderungen im lateralen Transport, wobei das Verhältnis niedriger ist je stärker die AMOC ausgeprägt ist (Henry et al., 2016). Die AMOC spielt eine entscheidende Rolle beim Wärmetransport im Nordatlantik. Die kleinste Temperatur (- 44° C; Kindler et al. 2014) der stadial Phase GI 14b ist auf 51,54 ka BP datiert. Ein signifikant positiverer $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte von BB13 wurde auf ein Alter von 51,23 ka datiert. Folglich besteht ein zeitlicher Versatz von circa 300 Jahren zwischen der geringsten für Grönland rekonstruierten Temperatur und der Veränderung in den Werten der stabilen Isotope. Ob die Verzögerung auf Ungenauigkeiten in der Datierung oder auf eine verspätete Reaktion auf die Klimaveränderungen in Grönland zurückzuführen ist, kann nicht eindeutig durch diese Arbeit aufgelöst werden. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen das die Altersunsicherheit bei der Altermodellierung + 0,15 ka respektive -0,48 ka betragen und der NGRIP Eisbohrkern in diesem Bereich einen Zählfehler von über 2000 Jahren aufweist (Rasmussen et al., 2014). Der für BB13 beschriebene Peak in den stabilen Isotopen korreliert mit einem Peak in den stabilen Isotopen des Flowstones BB10 aus der Studie von Klose et al. (2024)(vgl. Abb. 11 e und f). In dem hochaufgelösten Speläothemrekord der Bunkerhöhle ist dieser Peak nicht vorhanden (vgl. Abb. 11 d und c). Dies verdeutlicht die Klimasensitivität der Bleißberghöhle hinsichtlich kurzfristiger Klimaschwankungen. Der gleichzeitige Peak in den stabilen Isotopen kann auf eine erhöhte PCP durch zunehmende Trockenheit in dieser Phase schließen lassen. Der Peak in den $\delta^{18}\text{O}$ Werte kann auch auf eine veränderte isotopische

Zusammensetzung des Niederschlags zurückzuführen sein. So kann sich als Folge der Temperaturabnahme das Eisvolumen erhöhen. Dies hätte zur Folge, dass sich der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Ozeans erhöht und in Folge dessen auch der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des Niederschlags (Lachniet, 2009). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte stehen im Zusammenhang mit der Vegetationsdichte und -typ. Dies ist wiederum abhängig von der Temperatur sowie der Niederschlagsmenge (Fohlmeister et al., 2020). Je höher die Vegetationsdichte desto mehr organisches Material kann zersetzt werden und desto höher ist die mikrobielle Aktivität. Daraus folgend korreliert im Allgemeinen eine höhere Vegetationsdichte mit höheren $\delta^{13}\text{C}$ Werten und umgekehrt. Dies impliziert eine geringere Vegetationsdichte während der stadialen Phase GI 14b. Anzumerken ist, dass dieser Peak an einer Probe bestimmt wurde und durch eine hochaufgelöste Analyse in diesem Bereich näher verifiziert werden muss. Ob die Veränderung in den $\delta^{13}\text{C}$ Werten jetzt vor allem auf Trockenheit oder Kälte zurückzuführen ist, kann hier nicht abschließend evaluiert werden, da kein Proxy für Temperaturveränderungen gemessen wurde. Der kontinuierliche Rückgang zu den Anteilen der *Carpinus* Pollen in den Eifelmaarkernen während dieser stadialen Phase verweist jedoch auf eine Temperaturabnahme in Zentraleuropa (vgl. Abb. 11 g). Das Ende der Wachstumsphase ist durch positivere $\delta^{18}\text{O}$ Werte und $\delta^{13}\text{C}$ Werten im untersuchten Speläothem markiert (vgl. Abb. 11 e und f). Das Ende dieser Wachstumsphase korreliert mit geringer werdenden Pa/Th Verhältnissen (vgl. Abb. 11 b). Dies lässt darauf schließen, dass die Umwälzzirkulation wieder stärker wird. Auch die Temperaturentwicklung, die aus den Grönländischen Eisbohrkernen rekonstruiert wurde, verweist auf eine Stabilisierung der Temperatur nach der stadialen Phase wie Abbildung 11 zu entnehmen ist. Ein Indikator dafür, dass diese Entwicklungen nicht ausreichend waren, um weiteres Speläothemwachstum in der Bleißberghöhle zu ermöglichen, ist der gleichzeitige Rückgang im Anteil der *Carpinus* Pollen in den Eifelmaarkernen (vgl. Abb. 11 g). Insgesamt zeigt sich, dass die Gräser im D/O 14 eine untergeordnete Rolle in der Vegetation gespielt haben. Dies spricht dafür, dass das D/O 14 im Vergleich zum restlichen MIS 3 relativ feucht gewesen ist.

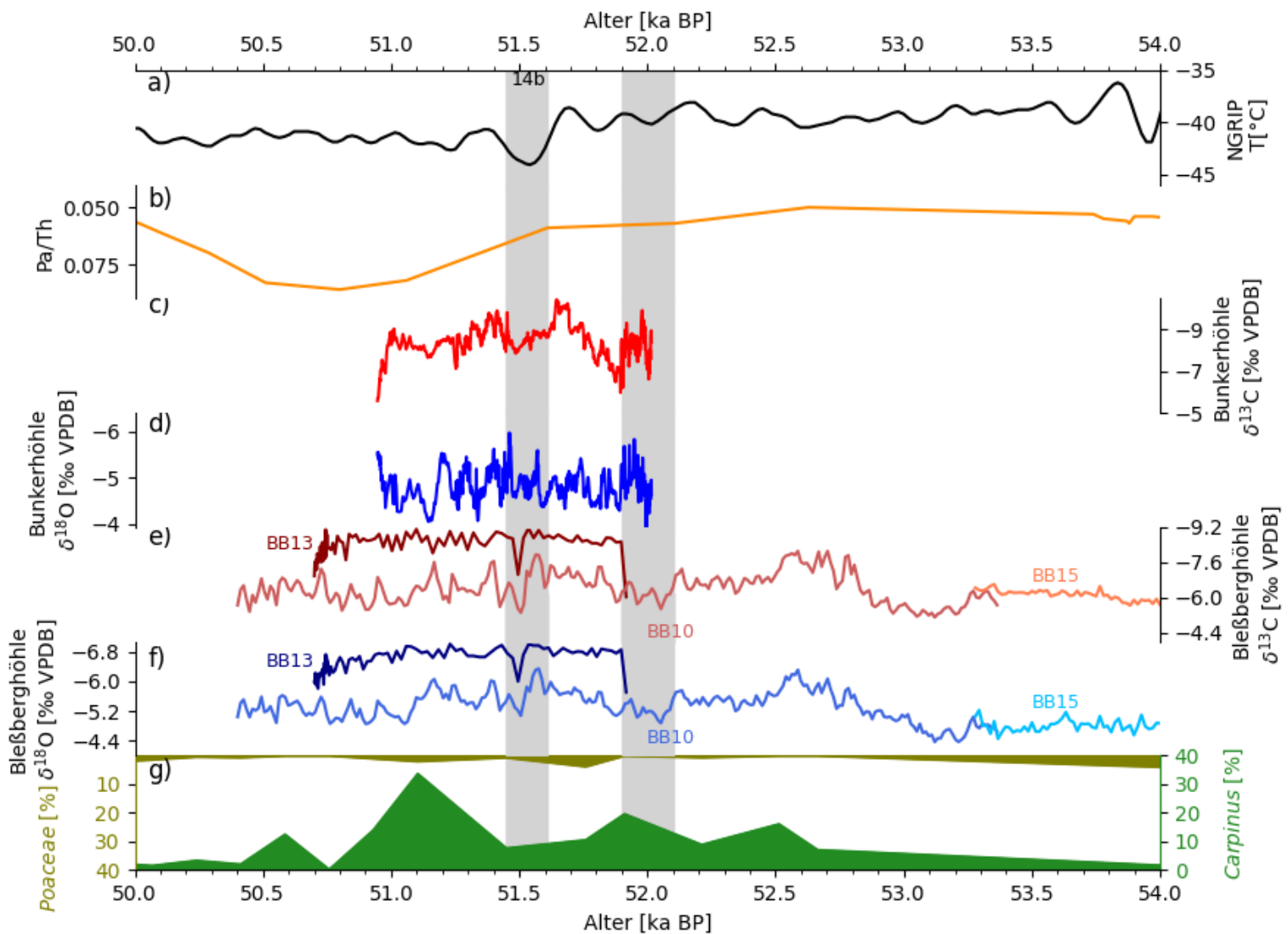


Abbildung 11: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Wachstumsphase 1 im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren die stadial Phase 14b basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014) und eine weitere Kaltphase basierend auf den Werten von Klose et al., 2024. a) Temperaturrekonstruktion für den NGRIP Eiskern basierend auf der GICC05 Zeitskala (Kindler et al., 2014). b) Pa/Th Verhältnisse für den Sedimentbohrkern CDH19 (Henry et al. 2016) c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). d) $\delta^{13}\text{C}$ Werte eines Speläothems aus der Bunkerhöhle (Weber et al., 2018). e) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. f) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB10, BB15 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. g) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Carpinus (waldgrün) der Maarkerne HM4, AU3, AU4 (Sirocko et al., 2022).

D/O12 ist mit 2580 a (44,23 ka BP- 46,81 ka BP; Rasmussen et al., 2014) die zweit längste Interstadial Phase im MIS3 während für das D/O 11 die stärkste Temperaturzunahme in Grönland (+16.5°C ; Kindler et al., 2014a) rekonstruiert wurde. Der Vergleich der damit korrelierenden Wachstumsphasen Phase 2 (46,62 ka BP bis 45,52 ka BP) und 3(43,41 ka BP bis 42,17 ka BP) mit der entsprechenden

Wachstumsphase des Speläothems aus der Bunkerhöhle (47,3 ka BP-42.8 ka BP, Weber et al. 2018), verweist auf ein durchgehendes Wachstum über die Stadial Phase hinweg (vgl. Abb. 10 b und c). Dies kann auf eine geringere Sensitivität bezüglich kurzfristiger Klimaschwankungen schließen lassen, wobei hierbei hervorzuheben ist, dass ausbleibendes Wachstum keinen klaren Rückschluss auf die klimatischen Bedingungen zulässt. Eine mögliche Begründung könnte auch eine Umleitung des Tropfwassers sein, sodass das Wasser nicht mehr am untersuchten Speläothem ankommt (Klose et al., 2024) . Die Wachstumsphasen 2 (Dauer: 1,1 ka) und 3 (Dauer: 1,24 ka) des untersuchten Stalagmiten BB13 sind länger als die damit korrespondierenden Wachstumsphasen in BB9 (Phase 2: 0,43 ka ; Phase 3: 0,45 ka). In der Studie von Klose et al. (2024) wird postuliert, dass die klimatischen Bedingungen ein weiteres Wachstum verhindert haben können. Gleichzeitig wird aber darauf verwiesen, dass die Unterbrechung des Wachstums auch auf eine Umleitung des Tropfwassers zurückzuführen sein kann. Das Ende des Wachstums während des D/O 12 korreliert mit einem Peak im Anteil der *Picea* Pollen, wobei dieser anschließend signifikant abnimmt, während die Konzentration der *Pocacea* Pollen zunimmt (vgl. Abb. 12 e). Dies legt nahe das, die Trockenheit in Zentraleuropa zunimmt und somit auch das weitere Wachstum von Speläothemen erschwert. Abschließend lässt sich nicht sagen, ob das frühere Ende des Wachstums von BB9 durch eine Umleitung des Tropfwassers zurückzuführen ist. Eine andere Erklärung könnte sein, dass Flowstones eine größere Wasserzufuhr für das Wachstum benötigen als Stalagmiten, sodass bei trockeneren Bedingungen das Wachstum von Flowstones eher unterbrochen werden könnte. Das durchgehende Wachstum während des D/O 11 legt nahe, dass die klimatischen Bedingungen vermutlich nicht ausschlaggebend für die Unterbrechung des Wachstums während des D/O 11 waren. Der Beginn des Wachstums von Phase 3 korreliert dabei mit einer Abnahme der Pa/Th Verhältnisse sowie der für Grönland rekonstruierten Temperaturzunahme (vgl. Abb. 12 a und b). Dies ist ein Indiz für die Klimasensitivität des Speläothemwachstums in der Bleßberghöhle. Eine hochaufgelöste Datierung sowie eine darauf basierende Analyse der stabilen Isotope müssen erfolgen, um den zeitlichen Zusammenhang besser zu verstehen.

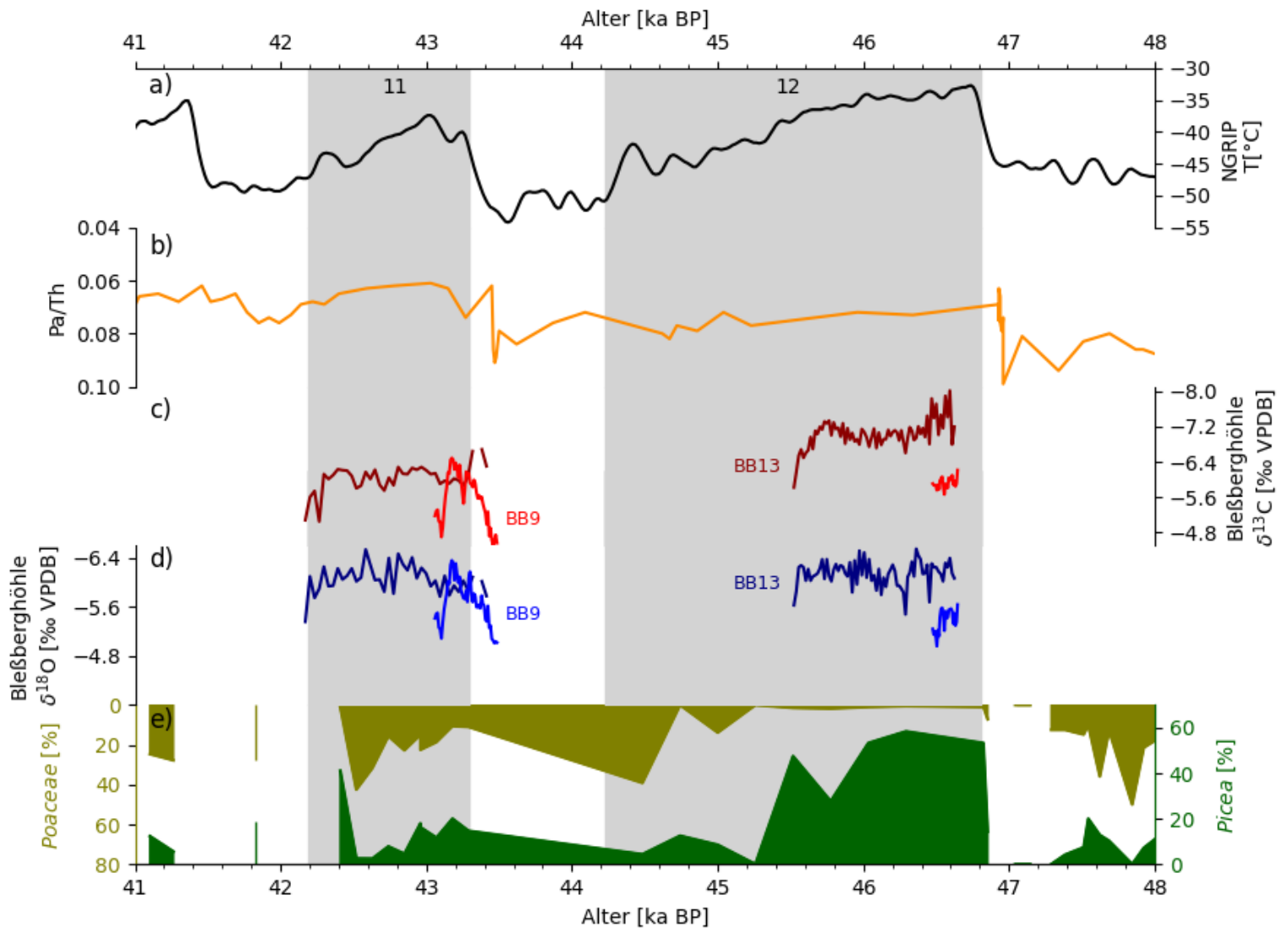


Abbildung 12: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Wachstumsphase 2 und 3 im Vergleich zu anderen Klimaarchiven. Die grauen Balken repräsentieren D/O 12 respektive D/O 11 basierend auf der NGRIP GICC05 Zeitskala (Rasmussen et al., 2014) a) Temperaturrekonstruktion für den NGRIP Eiskern basierend auf der GICC05 Zeitskala (Kindler et al., 2014). b) Pa/Th Verhältnisse für den Sedimentbohrkern CDH19 (Henry et al. 2016) c) $\delta^{13}\text{C}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB9 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. d) $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Speläotheme aus der Bleßberghöhle, wobei die Werte für BB9 denen der Studie von Klose et al. (2024) entsprechen. e) Pollen Daten von Poaceae (olivgrün) und Picea (dunkelgrün) der Maarkerne HM4, AU3, AU4 (Sirocko et al., 2022).

Wachstumsphase 4 korreliert mit D/O-Event 8, womit bisher alle im MIS3 gewachsenen Speläotheme der Bleßberghöhle in dieser Interstadial Phase gewachsen sind. Vergleicht man die stabilen Isotope, wird

insbesondere für die $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenprofile deutlich, dass diese einem ähnlichen Muster folgen. Wie in Abb. 10 d und e dargestellt unterliegen die $\delta^{18}\text{O}$ Werte einem wechselnden Trend. Zunächst werden die $\delta^{18}\text{O}$ Werte negativer und anschließend positiver. Dieses Muster wiederholt sich nochmal. Die Peaks sind bei BB13 zum Teil nicht so deutlich ausgeprägt beziehungsweise leicht verschoben. Eine mögliche Erklärung hierfür bietet, dass die Messung der stabilen Isotope in einer Auflösung von 2mm beprobt wurden. Dies führt im Gegensatz zu einer Beprobung mittels Mikrobohrungen zu einem signifikanten Informationsverlust (Spötl & Matthey, 2006). Unter Berücksichtigung der Gesamtdicke der Wachstumsphase 5 (5,2 cm) und der Gesamtlänge des Wachstumsintervalls von BB9 während des MIS 3 (2,43 cm; Klose 2024), verdeutlicht das Potential einer höher aufgelöste Datierung. Die beschriebenen Schwankungen implizieren, dass das D/O 8 von wechselnden klimatischen Bedingungen geprägt ist. Hierbei ist hervorzuheben, dass Wachstum von Speläothemen in diesem Zeitraum für keine andere Höhle in Zentraleuropa nachgewiesen werden konnte.

7. Fazit

Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen, dass die Bedingungen in Interstadial Phasen Speläothemwachstum in Zentraleuropa über einen längeren Zeitraum im MIS3 ermöglicht haben als ursprünglich angenommen. Dies bekräftigt die Ergebnisse der vorangegangenen Studie von Klose et al. (2024). Die verkürzten Wachstumsphasen im späten MIS 3 sowie der Trend in den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werten verweisen auf zunehmende Trockenheit während des MIS 3 und somit auf eine Verschlechterung der Bedingungen für Speläothemwachstum in der späten Phase des MIS 3. Die Korrelation der Wachstumsphasen mit den DO-Events verdeutlicht, die Verknüpfung des Wachstums mit warmen und feuchten Phasen und somit die Klimasensibilität der Bleißberghöhle. Insbesondere zeigt sich, dass sich die Speläothem Rekords der Bleißberghöhle sensitiv für kurzfristige Klimaschwankungen zeigen. Erkennbar ist dies unter anderem daran, dass die stadial Phase 14b in den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werten aufgelöst ist. Dies impliziert, dass der untersuchte Speläothem ein hohes Potential hat, hoch aufgelöste Daten über das MIS3 respektive einzelner D/O Events zu gewinnen. Hierbei wäre zum Beispiel das Speläothemwachstum während des DO12 und DO11 eine Ansatzmöglichkeit. Beide Wachstumsphasen sind in der vorhergehenden Studie von Klose et al. von kurzer Dauer. Insbesondere das Wachstum während des DO11 bietet Potential, da es nach den bisherigen Ergebnissen während des gesamten DO 11 stattfand und somit tiefergehende Informationen über die klimatische Entwicklung während des DO 11 in Zentraleuropa gewonnen werden könnten.

Die Ergebnisse dieser Studie verweisen darauf, dass für weitere Studien eine höher aufgelöste Datierung erfolgen muss. Auf Grundlage dieser Datierungsergebnisse kann dann ein genaueres Altersmodell

berechnet werden. Darüber hinaus könnte sich daraus eine differenziertere Unterteilung der Wachstumsphasen ergeben. Insbesondere die Altersinversion in der ersten Wachstumsphase sollte durch weitere Datierungen besser aufgelöst werden, um die Belastbarkeit der darauf basierenden Proxydaten zu erhöhen. Der Vergleich zu den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werten der Studie von Klose et al. (2024) verdeutlicht, dass es durch die Beprobung in einer Auflösung von 2mm zu einem Informationsverlust gekommen ist. Dies impliziert das bei weiteren Untersuchungen an diesem Speläothem die Micromill-Methode gewählt werden sollte, um Veränderungen in den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werten optimal aufzulösen. Darüber hinaus ist es sinnvoll die stabilen Isotope mit anderen Proxys zu kombinieren wie der Analyse von Spurenelementen respektive von Fluideinschlüssen. Eine Kombination mit Mg/Ca und Sr/Ca Verhältnissen könnte unter anderem näheren Aufschluss über die Entwicklung der PCP während des MIS 3 geben.

Literaturverzeichnis

- Asmerom, Y., Polyak, V. J., & Burns, S. J. (2010). Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts. *Nature Geoscience*, 3(2), 114–117.
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G. M., & Lundstrom, C. C. (2003). Introduction to U-series Geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 1–21.
- Breitenbach, S. F. M., Plessen, B., Waltgenbach, S., Tjallingii, R., Leonhardt, J., Jochum, K. P., Meyer, H., Goswami, B., Marwan, N., & Scholz, D. (2019). Holocene interaction of maritime and continental climate in Central Europe: New speleothem evidence from Central Germany. *Global and Planetary Change*, 176, 144–161.
- Breitenbach, S. F. M., Rehfeld, K., Goswami, B., Baldini, J. U. L., Ridley, H. E., Kennett, D. J., Prufer, K. M., Aquino, V. V., Asmerom, Y., Polyak, V. J., Cheng, H., Kurths, J., & Marwan, N. (2012). COConstructing Proxy Records from Age models (COPRA). *Climate of the Past*, 8(5), 1765–1779.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., & Wolfli, W. (1990). A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography*, 5(4), 469–477.
- Budsky, A., Wassenburg, J. A., Mertz-Kraus, R., Spötl, C., Jochum, K. P., Gibert, L., & Scholz, D. (2019). Western Mediterranean Climate Response to Dansgaard/Oeschger Events: New Insights From Speleothem Records. *Geophysical Research Letters*, 46(15), 9042–9053.
- Chen, S., Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Wang, X., Kong, X., & Liu, D. (2016). Strong coupling of Asian Monsoon and Antarctic climates on sub-orbital timescales. *Scientific Reports*, 6(1), 32995.

- Cheng, H., Edwards, R. L., Sinha, A., Spötl, C., Yi, L., Chen, S., Kelly, M., Kathayat, G., Wang, X., Li, X., Kong, X., Wang, Y., Ning, Y., & Zhang, H. (2016). The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature*, *534*(7609), 640–646.
- Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., & Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in ²³⁰Th dating, ²³⁰Th and ²³⁴U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, *371–372*, 82–91.
- Comas-Bru, L. (2019). Palaeoclimate Data Syntheses: Opportunities and Challenges. *Climate: Past, Present & Future*.
- Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *12*(1–2), 133–149.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, *133*(3465), 1702–1703.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, *364*(6434), 218–220.
- Denniston, R. F., Houts, A. N., Asmerom, Y., Wanamaker Jr., A. D., Haws, J. A., Polyak, V. J., Thatcher, D. L., Altan-Ochir, S., Borowske, A. C., Breitenbach, S. F. M., Ummenhofer, C. C., Regala, F. T., Benedetti, M. M., & Bicho, N. F. (2018). A stalagmite test of North Atlantic SST and Iberian hydroclimate linkages over the last two glacial cycles. *Climate of the Past*, *14*(12), 1893–1913.
- Dokken, T. M., Nisancioglu, K. H., Li, C., Battisti, D. S., & Kissel, C. (2013). Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. *Paleoceanography*, *28*(3), 491–502.
- Dorale, J. A., Edwards, R. L., Alexander, E. C., Shen, C.-C., Richards, D. A., & Cheng, H. (2004). Uranium-Series Dating of Speleothems: Current Techniques, Limits, & Applications. In I. D. Sasowsky & J. Mylroie (Eds.), *Studies of Cave Sediments* (pp. 177–197). Springer US.
- Dorsten, I., Hülsmann Thomas, & Hüser Annette. (2007). Das Herbstlabyrinth-Adventhöhle-System Neue Forschungsergebnisse aus der größten hessischen Höhle . *Jahrbücher Des Nassauischen Vereins Für Naturkunde*, *127*, 103–130.
- Dreybrodt, W. (1999). Chemical kinetics, speleothem growth and climate. *Boreas*, *28*(3), 347–356.
- Dreybrodt, W., & Scholz, D. (2011). Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: From soil water to speleothem calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*(3), 734–752.

- Erhardt, T., Capron, E., Rasmussen, S. O., Schüpbach, S., Bigler, M., Adolphi, F., & Fischer, H. (2019). Decadal-scale progression of the onset of Dansgaard–Oeschger warming events. *Climate of the Past*, *15*(2), 811–825.
- Fairchild, I. J., & Baker, A. (2012). *Speleothem Science: From Process to Past Environments*. Wiley.
- Fairchild, I. J., Borsato, A., Tooth, A. F., Frisia, S., Hawkesworth, C. J., Huang, Y., McDermott, F., & Spiro, B. (2000). Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, *166*(3–4), 255–269.
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., & McDermott, F. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, *75*(1–4), 105–153.
- Fairchild, I., & McMillan, E. (2007). Speleothems as indicators of wet and dry periods. *International Journal of Speleology*, *36*(2), 69–74.
- Fankhauser, A., McDermott, F., & Fleitmann, D. (2016). Episodic speleothem deposition tracks the terrestrial impact of millennial-scale last glacial climate variability in SW Ireland. *Quaternary Science Reviews*, *152*, 104–117.
- Fohlmeister, J., Voarintsoa, N. R. G., Lechleitner, F. A., Boyd, M., Brandtstätter, S., Jacobson, M. J., & Oster, J. L. (2020). Main controls on the stable carbon isotope composition of speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *279*, 67–87.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., & Van-Exter, S. (2003). Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, *421*(6925), 833–837.
- Genty, D., Combourieu Nebout, N., Hatté, C., Blamart, D., Ghaleb, B., & Isabello, L. (2005). Rapid climatic changes of the last 90 kyr recorded on the European continent. *Comptes Rendus Geoscience*, *337*(10–11), 970–982.
- Genty, D., Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Blamart, D., Wainer, K., Mansuri, F., Ghaleb, B., Isabello, L., Dormoy, I., von Grafenstein, U., Bonelli, S., Landais, A., & Brauer, A. (2010). Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews*, *29*(19–20), 2799–2820.
- Goldstein, S. J., & Stirling, C. H. (2003). Techniques for Measuring Uranium-series Nuclides: 1992–2002. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *52*(1), 23–57. <https://doi.org/10.2113/0520023>
- Hans Wedepohl, K. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*(7), 1217–1232.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, *29*(2), 142–152.
- Henderson, G. M. (2006). Caving in to new chronologies. *Science*, *313*(5787), 620–622.

- Hendy, C. H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35(8), 801–824.
- Henry, L. G., McManus, J. F., Curry, W. B., Roberts, N. L., Piotrowski, A. M., & Keigwin, L. D. (2016). North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 353(6298), 470–474.
- Hercman, H., & Pawlak, J. (2012). MOD-AGE: An age-depth model construction algorithm. *Quaternary Geochronology*, 12, 1–10.
- HILL, C. A., & FORTI, P. (1997). *Cave Minerals of the World* (2nd ed.). Nat. Speleological Society.
- Hoffmann, D. L. (2008). 230Th isotope measurements of femtogram quantities for U-series dating using multi ion counting (MIC) MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 275(1–3), 75–79.
- Hoffmann, D. L., Prytulak, J., Richards, D. A., Elliott, T., Coath, C. D., Smart, P. L., & Scholz, D. (2007). Procedures for accurate U and Th isotope measurements by high precision MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 264(2–3), 97–109.
- Holzkämper, S., Spötl, C., & Mangini, A. (2005). High-precision constraints on timing of Alpine warm periods during the middle to late Pleistocene using speleothem growth periods. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3–4), 751–764.
- Ivanovich, M., & Harmon, R. S. (1992). *Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences* (R. S. Harmon & M. Ivanovich, Eds.; 2nd ed.). Oxford University Press.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., & Steffensen, J. P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359(6393), 311–313.
- Kaufmann, G. (2003). Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1–2), 251–266.
- Kempe, S. (2008). *Höhlen Verborgene Welten* (Rosendahl Wilfried, Ed.). WBG (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., & Leuenberger, M. (2014a). Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the Past*, 10(2), 887–902.
- Klose, J. (2024). *Quantitative multi-proxy climate reconstruction for MIS 3 in Central Europe based on precisely dated speleothems from Bleßberg Cave, Germany*. Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Klose, J., Weber, M., & Scholz, D. (2024). Central European warm phases recorded by episodic speleothem growth during MIS 3. *Communications Earth & Environment*, 5(1), 719.

- Lachniet, M. S. (2009). Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28(5–6), 412–432.
- Li, C., Battisti, D. S., & Bitz, C. M. (2010). Can North Atlantic Sea Ice Anomalies Account for Dansgaard–Oeschger Climate Signals?*. *Journal of Climate*, 23(20), 5457–5475.
- Li, C., Battisti, D. S., Schrag, D. P., & Tziperman, E. (2005). Abrupt climate shifts in Greenland due to displacements of the sea ice edge. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(PA1003).
- Lynch-Stieglitz, J. (2017). The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annual Review of Marine Science*, 9(1), 83–104.
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23(7–8), 901–918.
- McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, H. A., & Urey, H. C. (1950). Improvements in Mass Spectrometers for the Measurement of Small Differences in Isotope Abundance Ratios. *Review of Scientific Instruments*, 21(8), 724–730.
- Meyer, M. C., Cliff, R. A., Spötl, C., Knipping, M., & Mangini, A. (2009). Speleothems from the earliest Quaternary: Snapshots of paleoclimate and landscape evolution at the northern rim of the Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(15–16), 1374–1391.
- Moseley, G. E., Spötl, C., Brandstätter, S., Erhardt, T., Luetscher, M., & Edwards, R. L. (2020). NALPS19: sub-orbital-scale climate variability recorded in northern Alpine speleothems during the last glacial period. *Climate of the Past*, 16(1), 29–50.
- Moseley, G. E., Spötl, C., Svensson, A., Cheng, H., Brandstätter, S., & Edwards, R. L. (2014). Multi-speleothem record reveals tightly coupled climate between central Europe and Greenland during Marine Isotope Stage 3. *Geology*, 42(12), 1043–1046.
- North Greenland Ice Core Project members. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005), 147–151.
- Peral, M., Marchegiano, M., Verheyden, S., Goderis, S., Van Helden, T., Vanhaecke, F., Van Acker, T., Jia, X., Cheng, H., Fiebig, J., Fourcade, T., Snoeck, C., & Claeys, P. (2024). A new insight of the MIS 3 Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from the study of a Belgium isotopically equilibrated speleothem. *Quaternary Science Reviews*, 329, 108564.
- Pérez-Mejías, C., Moreno, A., Sancho, C., Martín-García, R., Spötl, C., Cacho, I., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2019). Orbital-to-millennial scale climate variability during Marine Isotope Stages 5 to 3 in northeast Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 224, 105946.
- Pons-Branchu, E., Hamelin, B., Losson, B., Jaillet, S., & Brulhet, J. (2010). Speleothem evidence of warm episodes in northeast France during Marine Oxygen Isotope Stage 3 and implications for permafrost distribution in northern Europe. *Quaternary Research*, 74(2), 246–251.

- Prud'homme, C., Fischer, P., Jöris, O., Gromov, S., Vinnepand, M., Hatté, C., Vonhof, H., Moine, O., Vött, A., & Fitzsimmons, K. E. (2022). Millennial-timescale quantitative estimates of climate dynamics in central Europe from earthworm calcite granules in loess deposits. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 267.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., ... Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28.
- Richards, D. A., & Dorale, J. A. (2003). Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 407–460.
- Richter, S., Alonso, A., Aregbe, Y., Eykens, R., Kehoe, F., Kühn, H., Kivel, N., Verbruggen, A., Wellum, R., & Taylor, P. D. P. (2009). A new series of uranium isotope reference materials for investigating the linearity of secondary electron multipliers in isotope mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 281(3), 115–125.
- Scholz, D., & Hoffmann, D. (2008). ²³⁰Th/U-dating of fossil corals and speleothems. *E and G Quaternary Science Journal*, 57(1–2), 52–76.
- Scholz, D., & Hoffmann, D. L. (2011). StalAge – An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quaternary Geochronology*, 6(3–4), 369–382.
- Scholz, D., Hoffmann, D. L., Hellstrom, J., & Bronk Ramsey, C. (2012). A comparison of different methods for speleothem age modelling. *Quaternary Geochronology*, 14, 94–104.
- Scholz, D., Tolzmann, J., Hoffmann, D. L., Jochum, K. P., Spötl, C., & Riechelmann, D. F. C. (2014). Diagenesis of speleothems and its effect on the accuracy of ²³⁰Th/U-ages. *Chemical Geology*, 387(1), 74–86.
- Sharp, Z. (2017). *Principles of Stable Isotope Geochemistry* (2nd ed.).
- Sirocko, F., Albert, J., Britzius, S., Dreher, F., Martínez-García, A., Dosseto, A., Burger, J., Terberger, T., & Haug, G. (2022). Thresholds for the presence of glacial megafauna in central Europe during the last 60,000 years. *Scientific Reports*, 12(1), 20055.
- Sirocko, F., Knapp, H., Dreher, F., Förster, M. W., Albert, J., Brunck, H., Veres, D., Dietrich, S., Zech, M., Hambach, U., Röhner, M., Rudert, S., Schwibus, K., Adams, C., & Sigl, P. (2016). The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. *Global and Planetary Change*, 142, 108–135.
- Sirocko, F., Martínez-García, A., Mudelsee, M., Albert, J., Britzius, S., Christl, M., Diehl, D., Diansberg, B., Friedrich, R., Fuhrmann, F., Muscheler, R., Hamann, Y., Schneider, R., Schwibus, K., & Haug, G. H. (2021). Muted multidecadal climate variability in central Europe during cold stadial periods. *Nature Geoscience*, 14(9), 651–658.

- Spolaor, A., Vallelonga, P., Turetta, C., Maffezzoli, N., Cozzi, G., Gabrieli, J., Barbante, C., Goto-Azuma, K., Saiz-Lopez, A., Cuevas, C. A., & Dahl-Jensen, D. (2016). Canadian Arctic sea ice reconstructed from bromine in the Greenland NEEM ice core. *Scientific Reports*, *6*(1), 33925.
- Spötl, C., & Mangini, A. (2002). Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, *203*(1), 507–518.
- Spötl, C., Mangini, A., & Richards, D. A. (2006). Chronology and paleoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. *Quaternary Science Reviews*, *25*(9–10), 1127–1136.
- Spötl, C., & Matthey, D. (2006). Stable isotope microsampling of speleothems for palaeoenvironmental studies: A comparison of microdrill, micromill and laser ablation techniques. *Chemical Geology*, *235*(1–2), 48–58.
- Wagner, J. D. M., Cole, J. E., Beck, J. W., Patchett, P. J., Henderson, G. M., & Barnett, H. R. (2010). Moisture variability in the southwestern United States linked to abrupt glacial climate change. *Nature Geoscience*, *3*(2), 110–113.
- Wainer, K., Genty, D., Blamart, D., Hoffmann, D., & Couchoud, I. (2009). A new stage 3 millennial climatic variability record from a SW France speleothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *271*(1–2), 130–139.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C.-C., & Dorale, J. A. (2001). A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science*, *294*(5550), 2345–2348.
- Weber, M., Scholz, D., Schröder-Ritzrau, A., Deininger, M., Spötl, C., Lugli, F., Mertz-Kraus, R., Jochum, K. P., Fohlmeister, J., Stumpf, C. F., & Riechelmann, D. F. C. (2018). Evidence of warm and humid interstadials in central Europe during early MIS 3 revealed by a multi-proxy speleothem record. *Quaternary Science Reviews*, *200*, 276–286.
- Wieser, M. E., & Schwieters, J. B. (2005). The development of multiple collector mass spectrometry for isotope ratio measurements. *International Journal of Mass Spectrometry*, *242*(2–3), 97–115.
- Wong, C. I., & Breecker, D. O. (2015). Advancements in the use of speleothems as climate archives. *Quaternary Science Reviews*, *127*, 1–18.

Anhang

Tabelle 3: Detaillierte Übersicht über alle Ergebnisse der U und Th Messungen mit den jeweiligen 2σ Fehlern.

Probe	dft [cm]	²³⁸ U [µg/g]	²³² Th [ng/g]	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U) initial	Alter unkorrigiert[ka]	Alter korrigiert [ka]	²³⁰ Th/ ²³⁸ U
BB13-01	1,15	0,7681±0,0047	20,049±0,122	2,7767±0,0060	0,7834±0,0012	2,9604±0,0060	35,12±0,05	34,87±0,10	95,055±0,107
BB13-08	2,0	0,7684±0,0047	2,719±0,017	2,6180±0,0010	0,7740±0,0006	2,7952±0,0010	36,87±0,04	36,84±0,04	691,656±0,506
BB13-02	3,2	0,5698±0,0034	1,237±0,007	2,6117±0,0007	0,7747±0,0008	2,7890±0,0008	37,00±0,05	36,98±0,05	1128,47±1,17
BB13-09	5,3	0,6692±0,0041	2,576±0,016	2,7518±0,0013	0,8282±0,0008	2,9476±0,0013	37,60±0,04	37,56±0,05	680,20±0,62
BB13-03	8,2	0,8520±0,0052	3,049±0,019	2,8000±0,0010	0,9365±0,0009	3,0290±0,0011	42,47±0,05	42,44±0,05	827,436±0,805
BB13-10	13,7	0,7964±0,0049	1,873±0,011	2,8936±0,0008	0,9854±0,0007	3,1397±0,0008	43,33±0,04	43,31±0,04	1324,85±0,84
BB13-04	15,4	0,9241±0,0057	2,993±0,018	2,7516±0,0010	0,9811±0,0009	2,9932±0,0010	45,81±0,05	45,78±0,05	957,566±0,909
BB13-11	22,6	0,9130±0,0057	2,467±0,015	2,7995±0,0008	1,0016±0,0007	3,0487±0,0009	45,98±0,04	45,95±0,04	1171,68±0,76
BB13-05	28,0	0,4712±0,0028	9,049±0,053	2,7324±0,0043	0,9958±0,0011	2,9781±0,0043	47,18±0,06	47,00±0,11	163,94±0,16
BB13-06	31,8	1,0284±0,0060	2,542±0,015	2,7723±0,0008	1,0807±0,0007	3,0464±0,0008	50,97±0,05	50,95±0,05	1382,38±0,84
BB13-12	34,8	1,3831±0,0082	2,268±0,013	2,7514±0,0008	1,0675±0,0007	3,0206±0,0009	50,68±0,05	50,66±0,05	2058,17±1,29
BB13-13	40,75	1,0943±0,0064	1,712±0,010	2,7240±0,0007	1,0616±0,0007	2,9906±0,0007	50,97±0,04	50,96±0,04	2144,89±1,21
BB13-14	49,2	1,0969±0,0065	4,842±0,029	2,7022±0,0011	1,0707±0,0008	2,9713±0,0011	52,04±0,05	52,00±0,05	766,790±0,503

Tabelle 4: $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Wert in ‰ bezogen auf VPDB mit den entsprechenden Standardabweichung [1 σ] in Abhängigkeit von der dft und dem Alter in ka σ

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-001	0	34,6358	- 5,19	0,02	- 6,39	0,04
BB13-002	0,2	34,6768	- 4,38	0,02	- 5,10	0,02
BB13-003	0,4	34,7179	- 4,51	0,00	- 5,10	0,04
BB13-004	0,6	34,7590	- 5,31	0,03	- 5,78	0,02
BB13-005	0,8	34,8001	- 4,74	0,01	- 5,49	0,05
BB13-006	1	34,8412	- 5,08	0,04	- 5,80	0,01
BB13-007	1,2	34,8858	- 4,92	0,02	- 5,52	0,04
BB13-008	1,4	34,9408	- 4,65	0,02	- 5,49	0,03
BB13-009	1,6	34,9958	- 4,92	0,01	- 6,13	0,03
BB13-010	1,8	36,7526	- 5,46	0,03	- 5,72	0,02
BB13-011	2	36,7970	- 5,29	0,02	- 5,37	0,06
BB13-012	2,2	36,8413	- 5,71	0,03	- 5,81	0,05
BB13-013	2,4	36,8857	- 5,79	0,03	- 5,56	0,02
BB13-014	2,6	36,9300	- 5,93	0,02	- 5,75	0,02
BB13-015	2,8	36,9743	- 5,91	0,01	- 6,16	0,03
BB13-016	3	37,0187	- 6,10	0,02	- 6,63	0,03
BB13-017	3,2	37,0630	- 5,79	0,01	- 6,15	0,05
BB13-018	3,4	37,1073	- 6,12	0,03	- 6,17	0,02
BB13-019	3,6	37,1516	- 5,84	0,03	- 5,79	0,01
BB13-020	3,8	37,1959	- 5,96	0,01	- 5,84	0,01
BB13-021	4	37,2401	- 6,08	0,02	- 5,79	0,05
BB13-022	4,2	37,2844	- 5,92	0,02	- 5,70	0,03
BB13-023	4,4	37,3286	- 5,89	0,02	- 5,60	0,06
BB13-024	4,6	37,3729	- 5,98	0,02	- 5,79	0,03

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-025	4,8	37,4171	- 5,89	0,02	- 5,42	0,07
BB13-026	5	37,4614	- 5,87	0,02	- 5,43	0,02
BB13-027	5,2	37,5058	- 5,90	0,02	- 5,50	0,05
BB13-028	5,4	37,5501	- 5,99	0,03	- 5,51	0,03
BB13-029	5,6	37,5946	- 5,75	0,02	- 5,27	0,05
BB13-030	5,8	37,6391	- 5,72	0,03	- 5,20	0,03
BB13-031	6	37,6837	- 5,95	0,01	- 5,73	0,03
BB13-032	6,2	37,7283	- 6,37	0,02	- 5,97	0,01
BB13-033	6,4	37,7730	- 5,35	0,01	- 6,10	0,05
BB13-034	6,6	37,8177	- 5,41	0,02	- 6,32	0,02
BB13-035	6,8	37,8624	- 5,73	0,01	- 6,11	0,03
BB13-036	7	37,9071	- 5,65	0,03	- 5,95	0,02
BB13-038	7	42,2447	- 5,08	0,02	- 5,36	0,02
BB13-039	7,2	42,2765	- 5,60	0,02	- 6,10	0,03
BB13-040	7,4	42,3084	- 5,74	0,02	- 5,75	0,02
BB13-041	7,6	42,3403	- 5,05	0,02	- 5,90	0,05
BB13-042	7,8	42,3722	- 6,12	0,02	- 6,26	0,01
BB13-043	8	42,4041	- 6,01	0,02	- 5,94	0,04
BB13-044	8,2	42,4360	- 6,10	0,03	- 5,95	0,03
BB13-045	8,4	42,4679	- 6,23	0,03	- 6,23	0,03
BB13-046	8,6	42,4998	- 6,21	0,01	- 6,05	0,02
BB13-047	8,8	42,5317	- 6,20	0,02	- 6,11	0,03
BB13-048	9	42,5636	- 6,08	0,02	- 6,23	0,03
BB13-049	9,2	42,5955	- 5,80	0,02	- 6,02	0,04
BB13-050	9,4	42,6273	- 5,86	0,03	- 6,08	0,02

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-051	9,6	42,6592	- 6,17	0,01	- 6,54	0,03
BB13-052	9,8	42,6911	- 6,01	0,02	- 6,29	0,02
BB13-053	10	42,7230	- 6,22	0,02	- 6,04	0,08
BB13-054	10,2	42,7549	- 5,88	0,03	- 6,05	0,03
BB13-055	10,4	42,7868	- 5,75	0,02	- 5,85	0,02
BB13-056	10,6	42,8187	- 6,04	0,04	- 6,40	0,02
BB13-057	10,8	42,8506	- 5,87	0,02	- 5,82	0,06
BB13-058	11	42,8825	- 6,28	0,03	- 6,47	0,02
BB13-059	11,2	42,9144	- 6,13	0,02	- 6,30	0,03
BB13-060	11,4	42,9463	- 6,12	0,03	- 6,20	0,01
BB13-061	11,6	42,9781	- 6,26	0,01	- 6,41	0,03
BB13-062	11,8	43,0100	- 6,22	0,01	- 6,07	0,02
BB13-063	12	43,0419	- 6,28	0,01	- 6,24	0,02
BB13-064	12,2	43,0738	- 6,21	0,01	- 6,15	0,03
BB13-065	12,4	43,1057	- 6,12	0,01	- 5,94	0,02
BB13-066	12,6	43,1376	- 6,14	0,02	- 6,03	0,04
BB13-067	12,8	43,1695	- 5,90	0,02	- 5,77	0,06
BB13-068	13	43,2014	- 5,97	0,03	- 6,11	0,03
BB13-069	13,2	43,2333	- 5,91	0,04	- 5,79	0,03
BB13-070	13,4	43,2652	- 6,02	0,02	- 5,95	0,02
BB13-071	13,6	43,2971	- 5,98	0,00	- 5,85	0,03
BB13-072	13,8	43,3289	- 5,86	0,02	- 6,03	0,02
BB13-073	14	43,3608	- 6,05	0,01	- 5,88	0,05
BB13-074	14,2	43,3927	- 6,64	0,01	- 6,09	0,05
BB13-075	14,4	43,4246	-34,99	30,14	-130,71	40,54

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-076	14,6	43,4565	- 6,68	0,01	- 6,02	0,06
BB13-077	14,8	43,4884	- 6,30	0,04	- 5,78	0,05
BB13-078	15	45,5988	- 5,82	0,05	- 5,63	0,04
BB13-079	15,2	45,6152	- 6,17	0,04	- 5,86	0,02
BB13-080	15,4	45,6315	- 6,54	0,02	- 6,25	0,02
BB13-081	15,6	45,6479	- 6,68	0,02	- 6,28	0,03
BB13-082	15,8	45,6642	- 6,49	0,03	- 6,25	0,01
BB13-083	16	45,6805	- 6,60	0,01	- 6,03	0,02
BB13-084	16,2	45,6967	- 6,66	0,02	- 6,22	0,02
BB13-085	16,4	45,7129	- 6,96	0,03	- 6,03	0,03
BB13-086	16,6	45,7290	- 6,69	0,02	- 6,10	0,01
BB13-087	16,8	45,7450	- 7,10	0,02	- 6,12	0,02
BB13-088	17	45,7610	- 7,03	0,03	- 6,15	0,03
BB13-089	17,2	45,7769	- 7,19	0,01	- 6,23	0,02
BB13-090	17,4	45,7927	- 7,13	0,02	- 6,38	0,01
BB13-091	17,6	45,8085	- 7,31	0,02	- 6,06	0,02
BB13-092	17,8	45,8242	- 7,27	0,01	- 6,38	0,03
BB13-093	18	45,8399	- 7,33	0,02	- 6,11	0,03
BB13-094	18,2	45,8556	- 7,00	0,02	- 6,02	0,03
BB13-095	18,4	45,8714	- 7,29	0,02	- 6,21	0,03
BB13-096	18,6	45,8871	- 7,14	0,01	- 6,30	0,05
BB13-097	18,8	45,9029	- 7,17	0,04	- 6,19	0,01
BB13-098	19	45,9187	- 6,97	0,01	- 6,28	0,04
BB13-099	19,2	45,9346	- 7,27	0,03	- 6,26	0,03
BB13-100	19,4	45,9506	- 6,81	0,01	- 6,15	0,03

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-101	19,6	45,9667	- 7,16	0,02	- 6,10	0,05
BB13-102	19,8	45,9828	- 6,90	0,02	- 6,33	0,06
BB13-103	20	45,9990	- 7,05	0,01	- 5,84	0,06
BB13-104	20,2	46,0153	- 6,86	0,02	- 6,36	0,02
BB13-105	20,4	46,0316	- 6,91	0,02	- 5,97	0,03
BB13-106	20,6	46,0481	- 6,79	0,01	- 6,52	0,04
BB13-107	20,8	46,0646	- 7,14	0,02	- 6,12	0,03
BB13-108	21	46,0812	- 7,07	0,02	- 6,49	0,03
BB13-109	21,2	46,0979	- 6,95	0,02	- 6,08	0,03
BB13-110	21,4	46,1147	- 6,74	0,03	- 6,38	0,02
BB13-111	21,6	46,1315	-6,95	0,01	-6,03	0,06
BB13-112	21,8	46,1482	-7,15	0,03	-6,12	0,02
BB13-113	22	46,1649	-6,71	0,03	-5,87	0,06
BB13-114	22,2	46,1815	-7,06	0,02	-6,22	0,03
BB13-115	22,4	46,1979	-6,78	0,03	-5,8	0,02
BB13-116	22,6	46,2141	-6,91	0,01	-6,08	0,04
BB13-117	22,8	46,2302	-6,91	0,02	-5,93	0,05
BB13-118	23	46,2459	-7,12	0,03	-6,14	0,02
BB13-119	23,2	46,2614	-6,98	0,02	-6,21	0,05
BB13-120	23,4	46,2766	-7,07	0,02	-6,29	0,02
BB13-121	23,6	46,2916	-7,11	0,03	-6,19	0,02
BB13-122	23,8	46,3064	-7,06	0,03	-5,95	0,01
BB13-123	24	46,3210	-6,88	0,02	-5,95	0,03
BB13-124	24,2	46,3356	-7,11	0,03	-5,9	0,02
BB13-125	24,4	46,3501	-6,86	0,02	-5,84	0,01

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-126	24,6	46,3646	-6,6	0,03	-5,48	0,02
BB13-127	24,8	46,3791	-6,93	0,03	-6,09	0,04
BB13-128	25	46,3936	-7,18	0,03	-6,16	0,02
BB13-129	25,2	46,4083	-7,1	0,03	-6,34	0,02
BB13-130	25,4	46,4230	-6,89	0,01	-6,1	0,02
BB13-131	25,6	46,4379	-6,94	0,03	-6,55	0,04
BB13-132	25,8	46,4528	-7,2	0,04	-6,44	0,03
BB13-133	26	46,4678	-7,03	0,03	-6,38	0,03
BB13-134	26,2	46,4830	-7,16	0,02	-6,14	0,01
BB13-135	26,4	46,4982	-6,96	0,02	-6,15	0,02
BB13-136	26,6	46,5135	-7,44	0,03	-6,29	0,02
BB13-137	26,8	46,5288	-6,8	0,03	-5,68	0,01
BB13-138	27	46,5443	-7,83	0,05	-6,31	0,03
BB13-139	27,2	46,5598	-7,39	0,03	-6,25	0,01
BB13-140	27,4	46,5754	-7,71	0,02	-6,25	0,01
BB13-141	27,6	46,5911	-7,01	0,02	-6,18	0,02
BB13-142	27,8	46,6067	-7,46	0,07	-6,14	0,03
BB13-143	28	46,6223	-7,16	0,02	-6,02	0,01
BB13-144	28,2	46,6379	-7,89	0,03	-6,32	0,04
BB13-145	28,4	46,6534	-7,41	0,03	-6,25	0,02
BB13-146	28,6	46,6689	-8,01	0,05	-6,4	0,02
BB13-147	28,8	46,6843	-6,79	0,02	-6,15	0,01
BB13-148	29	46,6995	-7,19	0,06	-6,07	0,01
BB13-149	29,8	50,7757	-6,98	0,02	-5,99	0,01
BB13-150	30	50,7779	-7,59	0,04	-5,96	0,04

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-151	30,2	50,7802	-7,51	0,03	-6,23	0,02
BB13-152	30,4	50,7825	-7,72	0,04	-5,9	0,07
BB13-153	30,6	50,7849	-7,26	0,02	-6,02	0,03
BB13-154	30,8	50,7874	-8	0,04	-5,93	0,02
BB13-155	31	50,7901	-7,6	0,01	-5,81	0,03
BB13-156	31,2	50,7928	-7,88	0,03	-6,04	0,04
BB13-157	31,4	50,7957	-7,73	0,03	-6,22	0,01
BB13-158	31,6	50,7988	-8,32	0,05	-6,14	0,05
BB13-159	31,8	50,8020	-7,6	0,03	-6,2	0,02
BB13-160	32	50,8054	-8,49	0,04	-6,27	0,03
BB13-161	32,2	50,8088	-7,65	0,04	-6,34	0,01
BB13-162	32,4	50,8123	-7,71	0,04	-5,92	0,04
BB13-163	32,6	50,8141	-7,88	0,03	-6,37	0,01
BB13-164	32,8	50,8157	-8,56	0,04	-6,51	0,04
BB13-165	33	50,8170	-7,82	0,01	-6,32	0,04
BB13-166	33,2	50,8182	-8,48	0,03	-6,39	0,04
BB13-167	33,4	50,8191	-7,8	0,02	-6,24	0,02
BB13-168	33,6	50,8197	-8,23	0,03	-6,26	0,05
BB13-169	33,8	50,8199	-7,92	0,03	-6,39	0,03
BB13-170	34	50,8199	-8,56	0,05	-6,36	0,03
BB13-171	34,2	50,8199	-7,9	0,01	-6,24	0,06
BB13-172	34,4	50,8199	-8,4	0,03	-6,5	0,02
BB13-173	34,6	50,8199	-8,06	0,04	-6,5	0,02
BB13-174	34,8	50,8199	-8,7	0,03	-6,62	0,04
BB13-175	35	50,8200	-8,11	0,04	-6,51	0,03

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-176	35,2	50,8200	-8,61	0,03	-6,5	0,02
BB13-177	35,4	50,8200	-7,97	0,02	-6,36	0,02
BB13-178	35,6	50,8200	-8,28	0,03	-6,42	0,01
BB13-179	35,8	50,8200	-8,1	0,03	-6,69	0,02
BB13-180	36	50,8201	-9,09	0,04	-6,72	0,03
BB13-181	36,2	50,8207	-8,5	0,03	-6,73	0,03
BB13-182	36,4	50,8218	-8,62	0,01	-6,61	0,03
BB13-183	36,6	50,8233	-8,45	0,04	-6,67	0,02
BB13-184	36,8	50,8252	-8,87	0,05	-6,59	0,03
BB13-185	37	50,8282	-8,26	0,03	-6,54	0,02
BB13-186	37,2	50,8338	-8,24	0,04	-6,17	0,04
BB13-187	37,4	50,8404	-8,17	0,03	-6,4	0,02
BB13-188	37,6	50,8480	-8,48	0,04	-6,24	0,04
BB13-189	37,8	50,8564	-7,99	0,04	-6,3	0,02
BB13-190	38	50,8658	-8,8	0,06	-6,51	0,06
BB13-191	38,2	50,8760	-8,57	0,03	-6,65	0,01
BB13-192	38,4	50,8871	-8,5	0,02	-6,51	0,03
BB13-193	38,6	50,8989	-7,71	0,03	-6,23	0,01
BB13-194	38,8	50,9113	-8,89	0,02	-6,59	0,02
BB13-195	39	50,9244	-8,74	0,04	-6,63	0,02
BB13-196	39,2	50,9381	-8,86	0,04	-6,56	0,04
BB13-197	39,4	50,9522	-8,52	0,02	-6,68	0,03
BB13-198	39,6	50,9668	-8,68	0,05	-6,33	0,04
BB13-199	39,8	50,9817	-8,58	0,03	-6,54	0,03
BB13-200	40	50,9970	-8,61	0,03	-6,55	0,03

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-201	40,2	51,0125	-8,68	0,01	-6,72	0,01
BB13-202	40,4	51,0285	-8,89	0,03	-6,76	0,04
BB13-203	40,6	51,0448	-8,29	0,02	-6,73	0,02
BB13-204	40,8	51,0616	-8,83	0,02	-6,77	0,02
BB13-205	41	51,0789	-8,12	0,02	-6,51	0,01
BB13-206	41,2	51,0967	-8,83	0,05	-6,82	0,04
BB13-207	41,4	51,1151	-8,18	0,02	-6,6	0,03
BB13-208	41,6	51,1340	-8,98	0,03	-6,95	0,02
BB13-209	41,8	51,1536	-8,68	0,04	-6,94	0,03
BB13-210	42	51,1739	-9,11	0,02	-6,87	0,05
BB13-211	42,2	51,1948	-8,53	0,03	-6,77	0,02
BB13-212	42,4	51,2161	-8,79	0,03	-6,81	0,03
BB13-213	42,6	51,2379	-8,02	0,03	-6,64	0,02
BB13-214	42,8	51,2601	-8,69	0,03	-6,86	0,02
BB13-215	43	51,2825	-8,35	0,02	-6,64	0,03
BB13-216	43,2	51,3052	-9,01	0,02	-7,01	0,03
BB13-217	43,4	51,3280	-8,4	0,01	-6,83	0,02
BB13-218	43,6	51,3508	-8,93	0,03	-6,88	0,02
BB13-219	43,8	51,3736	-8,17	0,03	-6,69	0,03
BB13-220	44	51,3962	-8,95	0,04	-6,69	0,04
BB13-221	44,2	51,4188	-8,5	0,04	-6,66	0,02
BB13-222	44,4	51,4412	-8,34	0,02	-6,66	0,02
BB13-223	44,6	51,4634	-8,68	0,02	-6,78	0,03
BB13-224	44,8	51,4854	-8,99	0,02	-6,9	0,01
BB13-225	45	51,5071	-8,92	0,03	-6,98	0,03

Probennam e	dft[cm]	Alter[ka]	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ [‰]	SD [1 σ]	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [‰]	SD[1 σ]
BB13-226	45,2	51,5286	-8,75	0,02	-6,76	0,03
BB13-227	45,4	51,5498	-8,68	0,01	-6,63	0,02
BB13-228	45,6	51,5707	-7,04	0,02	-6	0,05
BB13-229	45,8	51,5913	-8,7	0,02	-6,72	0,02
BB13-230	46	51,6115	-9,15	0,02	-7	0,06
BB13-231	46,2	51,6314	-8,71	0	-6,97	0,02
BB13-232	46,4	51,6510	-9,06	0,02	-6,97	0,03
BB13-233	46,6	51,6703	-8,71	0,03	-6,88	0,01
BB13-234	46,8	51,6895	-8,82	0,02	-6,91	0,04
BB13-235	47	51,7084	-8,69	0,03	-6,69	0,01
BB13-236	47,2	51,7273	-8,86	0,02	-6,79	0,03
BB13-237	47,4	51,7460	-8,72	0,03	-6,9	0,02
BB13-238	47,6	51,7647	-8,59	0,03	-6,83	0,01
BB13-239	47,8	51,7834	-8,54	0,02	-6,77	0,02
BB13-240	48	51,8021	-8,82	0,04	-6,81	0,04
BB13-241	48,2	51,8208	-8,55	0,03	-6,8	0,03
BB13-242	48,4	51,8396	-8,61	0,03	-6,72	0,01
BB13-243	48,6	51,8584	-8,47	0,04	-6,89	0,02
BB13-244	48,8	51,8773	-8,47	0,03	-6,67	0,03
BB13-245	49	51,8962	-8,38	0,01	-6,88	0,02
BB13-246	49,2	51,9152	-8,72	0,03	-6,85	0,04
BB13-247	49,4	51,9344	-8,7	0,02	-6,83	0,03
BB13-248	49,6	51,9536	-8,51	0,04	-6,76	0,03
BB13-249	49,8	51,9729	-8,54	0,02	-6,86	0,01
BB13-250	50	51,9923	-6,03	0,05	-5,71	0,03

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel (dazu zählen auch KI-basierte Anwendungen oder Werkzeuge*) benutzt habe. Sämtliche wörtlichen oder sinngemäßen Übernahmen und Zitate sind kenntlich gemacht und nachgewiesen. Ich versichere, dass ich keine Hilfsmittel verwendet habe, deren Nutzung die Prüferin oder der Prüfer explizit ausgeschlossen hat. Mit Abgabe der vorliegenden Leistung übernehme ich die Verantwortung für das eingereichte Gesamtprodukt. Die Richtigkeit übernommener Aussagen und Inhalte habe ich nach bestem Wissen und Gewissen geprüft. Ich habe die Arbeit nicht zum Erwerb eines anderen Leistungsnachweises in gleicher oder ähnlicher Form eingereicht. Mir ist bekannt, dass ein Verstoß gegen die genannten Punkte prüfungsrechtliche Konsequenzen hat und insbesondere dazu führen kann, dass die Studien- und Prüfungsleistung als mit „nicht bestanden“ bewertet wird. Die Einschreibung kann für bis zu zwei Jahre widerrufen werden, wenn Studierende zweimal oder häufiger bei Prüfungsleistungen täuschen (§ 69 Abs. 4 und 5 HochSchG).



Wiesbaden den 20.05.2025