

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe

Standortauswahl

9S2021070000

Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers



Abschlussbericht

Hannover, September 2023

| BGR | | | | | Revision: | 4.0 | |
|---|---|---|---|--|--|--|--|
| | | Revisionsblatt | | | | 10.08.2021 | |
| | | | | | Seite: | l von l | |
| AP-Nr. | Rev. | | Ge | schäftszeichen Bericht | PSP-I | Element | |
| 9S2021070000 | 01 | B3.4/B50161-19/2023-0001/003 | | A-050 | 03009.A | | |
| | | | | | | | |
| Titel: Berücksichtigung subglazialer Erosionsprozesse bei Auswahl eines Standortes für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle ("Suchtiefe") | | | | | | | |
| ngen: | | | | | | | |
| Datum | rev. | Seite | Kat.*) | Erläuterung der Revision | | | |
| 22.09.2023 | | 7 | R | Zitat des falschen Paragraphen | in der Vera | anlassung | |
| | - | 74 | R | Abbildung 30 wurde geändert | Ū | | |
| 22.09.2023 | | lblatt | R | Projektstruktur "F+E Endlagerun "Standortauswahl" geändert | g" wurde i | n | |
| | AP-Nr. 9S2021070000 erücksichtigungerung hochradi ngen: Datum 22.09.2023 | AP-Nr. Rev. 9S2021070000 01 erücksichtigung subglaterung hochradioaktive ngen: Datum rev. 22.09.2023 7 Tite | AP-Nr. Rev. 952021070000 01 or 01 erücksichtigung subglazialer Ererung hochradioaktiver Abfälle ngen: Datum rev. Seite 22.09.2023 7 74 Titelblatt | AP-Nr. Rev. Ge 952021070000 01 83.4 crücksichtigung subglazialer Erosionsprenung hochradioaktiver Abfälle ("Suchtie ngen: Datum rev. Seite Kat.*) 22.09.2023 7 R 74 R Titelblatt R | Datum rev. Seite Kat.*) Erläuterung der Revision 22.09.2023 7 R Zitat des falschen Paragraphen in "Standortauswahl" geändert | Revisionsblatt Revision: Stand: Seite: AP-Nr. Rev. Geschäftszeichen Bericht PSP-4 982021070000 01 83.4/850161-19/2023-0001/003 A-060 arrücksichtigung subglazialer Erosionsprozesse bei Auswahl eines Standortes für die errücksichtigung subglazialer Erosionsprozesse bei Auswahl eines Standortes für die errücksichtigung subglazialer Kat.*) Erläuterung der Revision ngen: Z2.09.2023 7 R Zitat des falschen Paragraphen in der Vera Abbildung 30 wurde geändert 22.09.2023 7 R Abbildung 30 wurde geändert Titelblatt R Projektstruktur "F+E Endlagerung" wurde in "Standortauswahl" geändert | |

 *) Kategorie R = redaktionelle Korrektur Kategorie V = verdeutlichende Verbesserung Kategorie S = substanzielle Revision mindestens bei der Kategorie S müssen Erläuterungen angegeben werden

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE HANNOVER

HANNOVER UND BERLIN

Standortauswahl

Berücksichtigung subglazialer Erosionsprozesse bei Auswahl eines Standortes für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle ("Suchtiefe")

Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers

Abschlussbericht – Revision 1

| Autorinnen und Autor: | Breuer, Sonja, Dr. Bebiolka, Anke Noack, Vera, Dr. Lang, Jörg, Dr. |
|-----------------------|---|
| Auftraggeber: | Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) |
| Auftragsnummer: | 9S2021070000 |
| Datum: | 22.09.2023 |
| DOI: | 10.25928/vrns-dg78 |
| Geschäftszeichen: | B3.4/B50161-19/2023-0001/003 |
| Gesamtblattzahl: | 106 zuzüglich 1 Anlage auf digitalem Datenträger |

Im Auftrag:

gez. S. Fahland

Direktorin und Professorin Dr.-Ing. S. Fahland Stv. Abteilungsleitung B 3 und Projektleitung Endlagerung



| 1 1 14 | | |
|------------|--------|-----|
| Inhaltsver | zeichr | າເດ |
| manavoi | | 110 |

Seite

| | Ver | kürzt | e Zusammenfassung | 5 |
|---|--------------|--------|--|-----|
| | Abs | stract | | 6 |
| 1 | Ein | loitur | | 7 |
| ' | L 111 | Ieitui | ·9 | |
| 1 | 1.1 | Vera | nlassung | 7 |
| | 1.2 | Frage | estellung | |
| 2 | Gla | ziger | e Erosionsprozesse und -strukturen | |
| 2 | 2.1 | Glazi | gene Übertiefungen in Gebirgen und im Gebirgsvorland | |
| 2 | 2.2 | Glazi | tektonische Becken | |
| 2 | 2.3 | Subg | laziale Rinnen | 12 |
| 2 | 2.4 | Erosi | on durch proglazial abfließendes Schmelzwasser | 13 |
| 2 | Suk | alazi | ale Pinnen: Genese und Kontrollfaktoren | 17 |
| 5 | Sur | Jylaz | | |
| 3 | 3.1 | Term | inologie | 14 |
| 3 | 3.2 | Merk | male und Verbreitung | |
| 3 | 3.3 | Gene | ese | 15 |
| | 3.3 | .1 | Erosion durch stetigen Schmelzwasserabfluss | 15 |
| | 3.3 | .2 | Erosion durch Ausbrüche von aufgestautem Schmelzwasser | |
| | 3.3 | .3 | Weitere Erosionsprozesse | |
| 3 | 3.4 | Entw | icklung und Verfüllung | .21 |
| 3 | 3.5 | Kont | rollfaktoren | 22 |
| | 3.5 | .1 | Einfluss des Substrats | |
| | 3.5 | .2 | Einfluss geologischer Strukturen | 23 |
| | | | | |
| 4 | Ple | istoza | ane subglaziale Erosion in Deutschland | |
| Z | 4.1 | Nord | deutschland | 24 |
| | 4.1 | .1 | Geologie des präquartären Untergrundes | |
| | 4.1 | .2 | Pleistozäne Entwicklung | 25 |
| | 4.1 | .3 | Subglaziale Rinnen in Norddeutschland | |
| | 4.1 | .4 | Glazitektonische Strukturen in Norddeutschland | |



Seite

| | 4.2 Sü | ddeutschla | and | |
|-------|--------|------------|--|----|
| | 4.2.1 | Geolog | ie des präquartären Untergrundes | |
| 4.2.2 | | Alpen u | Ind Alpenvorland | |
| | 4.2.3 | Lage ur | nd Tiefe glazigener Erosionsstrukturen | |
| | 4.3 Ve | rgletscher | ung der Mittelgebirge | |
| | 4.3.1 | Schwar | zwald | |
| | 4.3.2 | Bayrisc | her Wald | |
| | 4.3.3 | Harz | | |
| 5 | Metho | dik | | |
| | 5.1 Da | tenbasis ι | Ind Datenbereinigung | |
| | 5.1.1 | Schlesv | vig-Holstein | |
| | 5.1.2 | Hambu | rg | |
| | 5.1.3 | Bremer | ۱ | |
| | 5.1.4 | Nieders | achsen | 41 |
| | 5.1.5 | Nordrhe | ein-Westfalen | |
| | 5.1.6 | Meckle | nburg-Vorpommern | |
| | 5.1.7 | Sachse | n-Anhalt | |
| | 5.1.8 | Brande | nburg | 45 |
| | 5.1.9 | Berlin | | |
| | 5.1.10 | Deutscl | ne Meeresgebiete und AWZ | |
| | 5.1.1 | 0.1 No | ordsee | |
| | 5.1.1 | 0.2 Os | stsee | |
| | 5.1.11 | Eisrand | llagen | |
| | 5.1.1 | 1.1 No | rddeutsche Vereisungsgebiete | |
| | 5.1.1 | 1.2 Sü | ddeutsche Vereisungsgebiete | 53 |
| ; | 5.2 Be | reinigte Q | uartärbasisdatensätze | 54 |
| | 5.2.1 | Schlesv | vig-Holstein | |
| | 5.2.2 | Hambu | rg | |
| | 5.2.3 | Nieders | achsen und Bremen | |
| | 5.2.4 | Meckler | nburg-Vorpommern | |
| | 5.2.5 | Sachse | n-Anhalt | |
| | 5.2.6 | Berlin u | nd Brandenburg | 60 |



Seite

| 6 | Auswertung 61 | | | | |
|---|---------------------------|---|----|--|--|
| | 6.1 | Metadaten | | | |
| | 6.2 | Berechnung der Talwege | 62 | | |
| | 6.3 | Ableitung einer Tiefenzonenkarte anhand der berechneten Talwege | 67 | | |
| 7 | Dis | kussion | 70 | | |
| | 7.1 | Eingangsdaten und Ausweisung der Tiefenzonen | 70 | | |
| | 7.2 | Prognose zukünftiger subglazialer Erosion | 71 | | |
| | 7.3 | Ableitung einer regionalen Mindesttiefe | 74 | | |
| 8 | Zusammenfassung 77 | | | | |
| | Literaturverzeichnis | | | | |
| | Abkürzungsverzeichnis | | | | |
| | Ab | bildungsverzeichnis | | | |
| | An | lageverzeichnis | | | |



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)

Seite 5 von 106

Verkürzte Zusammenfassung

| Autorinnen und Autor: | Breuer, Sonja, Dr. Bebiolka, Anke Noack, Vera, Dr. Lang, Jörg, Dr. |
|-----------------------|---|
| Titel: | Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers |
| Schlagwörter: | Erosionsprozesse; Langzeitsicherheit; Pleistozän; subglaziale Rinnen; Vereisung |

Die Bildung subglazialer Rinnen während möglicher zukünftiger Kaltzeiten hat das Potenzial, die Integrität der geologischen Barrieren eines Endlagers zu beeinträchtigen. In Norddeutschland erreichen pleistozäne subglaziale Rinnen Tiefen von über 500 m und bilden in der Regel die Quartärbasis. Basierend auf den Daten zur Quartärbasis der Staatlichen Geologischen Dienste wurde eine neue Karte der Verläufe und maximalen Tiefen der subglazialen Rinnen in Norddeutschland erstellt. Die pleistozänen subglazialen Rinnen zeigen eine deutliche regionale Gliederung in Zonen ähnlicher maximaler Tiefe. Da der geologische Aufbau des Untergrunds ein wichtiger Kontrollfaktor der Rinnenbildung ist, ist zu erwarten, dass im Betrachtungszeitraum von 1 Millionen Jahren die Verteilung zukünftiger subglazialer Rinnen und ihrer maximalen Tiefen den pleistozänen Tiefenzonen ähneln wird. Die regionale Verteilung der pleistozänen subglazialen Rinnen liefert eine Grundlage zur Abschätzung der potenziellen zukünftigen subglazialen Erosion. Die Ausweisung regional variabler Mindesttiefen für den einschlusswirksamen Gebirgsbereich eines zukünftigen Endlagers kann sich an den in dieser Studie vorgestellten Tiefenzonen orientieren.



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)

Seite 6 von 106

Abstract

| Authors: | Breuer, Sonja, Dr. Bebiolka, Anke Noack, Vera, Dr. Lang, Jörg, Dr. | |
|----------------|---|--|
| Title: | Pleistocene tunnel valleys: depth, distribution and implications for the minimum depth of a radioactive waste repository | |
| Subject terms: | erosional processes; glaciation; long-term safety; Pleistocene; tunnel valleys | |

The formation of tunnel valleys during possible future glaciations has the potential to affect the integrity of the geological barriers of a repository. Pleistocene tunnel valleys in northern Germany attain depths of more than 500 m and generally form the base of the Quaternary succession. Based on the data of the base of the Quaternary provided by the State Geological Surveys a new map was compiled that presents the pathways and maximum depths of the Pleistocene tunnel valleys in northern Germany. The maximum depths of the tunnel valleys show a distinct regional zonation. The geological setting of the subsurface is a major controlling factor of tunnel-valley formation. Therefore, it can be expected that the distribution and maximum depths of future tunnel valleys will resemble the Pleistocene depth zonation. The regional distribution of the Pleistocene tunnel valleys provides a basis for the assessment of potential future (1 million years) subglacial erosion. A regionally variable minimum depth for the isolating rock zone of a future repository can be aligned with the depth zones presented in this study.



1 Einleitung

1.1 Veranlassung

Für den Standort eines Endlagers für hochradioaktive Abfälle schreibt das Standortauswahlgesetz (StandAG) als Mindestanforderung eine minimale Tiefe der oberen Begrenzung des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches (ewG) von 300 m vor. Bei der Festlegung der Minimaltiefe eines ewG muss sichergestellt werden, dass Auswirkungen "eiszeitlich bedingter intensiver Erosion", etwa in Form subglazialer Rinnen, den ewG nicht beeinträchtigen (vgl. § 23 Abs. 5 Nr. 3 StandAG).

Die Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) hat die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) beauftragt, ein Konzept zur Berücksichtigung subglazialer Erosionsprozesse bei der Auswahl eines Standortes für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle zu entwickeln.

1.2 Fragestellung

Die Eisvorstöße während der pleistozänen Kaltzeiten (Glaziale) haben zu enormen Veränderungen in den betroffenen Regionen geführt. Eine besondere Rolle spielen dabei die von Eisschilden und Schmelzwasser herbeigeführten Erosionsprozesse, die in kurzen Zeiträumen große Volumina an Material umlagern und dabei große Tiefen erreichen können. In den pleistozänen Vereisungsgebieten Nord- und Süddeutschlands erreichen insbesondere durch Schmelzwasser eingeschnittene subglaziale Rinnen erhebliche Tiefen.

Das Standortauswahlgesetz schreibt vor, dass die Sicherheit eines Endlagers über einen Zeitraum von einer Millionen Jahren gewährleistet sein muss (StandAG 2017). Für diesen Zeitraum ist damit zu rechnen, dass bis zu zehn Kaltzeiten auftreten können, in denen Vereisungen entsprechend den weitesten pleistozänen Ausdehnungen möglich sind (Keller 2009; Mrugalla 2014, 2020; Stark 2014; Fischer et al. 2021).

Pleistozäne subglaziale Erosionsstrukturen können Hinweise auf die Dimensionen und die Verteilung zukünftiger glazigener Erosionsstrukturen liefern. Subglaziale Erosionsstrukturen sind nicht gleichmäßig über die gesamten pleistozänen Vereisungsgebiete verteilt. Die Verteilung der pleistozänen subglazialen Erosionsstrukturen ist komplex und zeigt große regionale Unterschiede, die auf verschiedene Kontrollfaktoren zurückzuführen sind. Es ist zu erwarten, dass auch eine zukünftige subglaziale Erosion regional unterschiedlich ausgeprägt sein wird. Die Ausdehnung von Eisschilden und Vorlandgletschern sowie die damit einhergehende subglaziale Erosion wird durch eine Vielzahl von glaziologischen



und geologischen Faktoren kontrolliert. Dementsprechend ist die Prognose der Prozesse während zukünftiger Vereisungen mit zahlreichen Ungewissheiten verbunden. Eine Prognose zukünftiger Vereisungen und der dabei ablaufenden Prozesse muss daher vor allem auf der Kenntnis der vergangenen Kaltzeiten basieren.

In diesem Arbeitspaket sollen, entsprechend Beauftragung durch die BGE, die folgenden Kernfragen beantwortet werden:

- Wie ist der Einflussbereich subglazialer Erosion, insbesondere subglazialer Rinnen, konturiert?
- Welche Gebiete werden voraussichtlich von zukünftiger subglazialer Erosion betroffen sein?
- Ist die obere Begrenzung eines günstigen Tiefenbereichs für einen ewG im Einflussbereich subglazialer Rinnen generell tiefer oder flacher als 600 m? Ist ein gradueller Übergang für die obere Begrenzung eines günstigen Tiefenbereichs sinnvoller als ein fester Tiefenwert?
- Welche Ungewissheiten bestehen?

Der Fokus der durchgeführten Untersuchungen liegt auf den subglazialen Rinnen in den norddeutschen Vereisungsgebieten. Dieser Fokus ergibt sich aus der regionalen Verteilung der von der BGE ausgewiesenen Teilgebiete, die günstige geologische Voraussetzungen für die sichere Endlagerung radioaktiver Abfälle erwarten lassen (BGE 2020). Eine große Anzahl der Teilgebiete in Norddeutschland liegt innerhalb des Bereichs, der während des Pleistozäns wiederholt durch die Eisvorstöße des fennoskandischen Eisschildes überfahren wurde (Abb. 1). Im Unterschied dazu liegen nur wenige Teilgebiete Süddeutschlands innerhalb des Bereichs der pleistozänen alpinen Eisvorstöße (Abb. 1). Des Weiteren gibt es bereits eine ausführliche Zusammenfassung des Kenntnisstands zu den pleistozänen glazialen Erosionsformen in Süddeutschland durch die BGR (Reinhardt et al. 2017).



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)

Seite 9 von 106



Abb. 1: Darstellung der Teilgebiete (BGE 2020) und der maximalen Ausdehnung der pleistozänen Eisvorstöße in Deutschland (zusammengestellt nach: Ehlers et al. (2011), Winsemann et al. (2011); Winsemann et al. (2020), Roskosch et al. (2015) und Lang et al. (2018)). Der maximale Eisrand in Süddeutschland stammt von Preusser et al. (2010).



2 Glazigene Erosionsprozesse und -strukturen

Die Erosion durch Eisschilde und Gletscher hat enorme Auswirkungen auf die Landschaftsentwicklung. Glazigene Erosionsprozesse finden hauptsächlich subglazial an der Basis von Eisschilden oder Gletschern statt und umfassen Exaration, Detersion und Detraktion durch das Gletschereis sowie Erosion durch das Schmelzwasser. In der Regel treten diese subglazialen Prozesse in Kombination auf. Unter Exaration wird die ausschürfende Wirkung eines Gletschers zusammengefasst, die in der Nähe des Eisrandes auftritt. Detersion ("abrasion") ist die Erosion durch die schleifende Wirkung an der Gletscherbasis festgefrorener Gesteinsbruchstücke (Murawski & Meyer 2010). Bei der Detraktion ("quarrying" oder "plucking") wird anstehendes Gestein aus dem Untergrund herausgebrochen (Murawski & Meyer 2010). Die beiden letztgenannten Prozesse wirken in der Regel eng zusammen. Die Detraktion liefert die Gesteinsbruchstücke, die bei der Detersion den Untergrund abschleifen (Alley et al. 2019). Glazigene Erosion wird durch leicht erodierbares Gestein und das Vorhandensein von Schwächezonen wie Klüften und Störungen begünstigt (Dühnforth et al. 2010; Krabbendam & Glasser 2011; Breuer et al. 2013). Intensive Erosion ist nur dann möglich, wenn die Erosionsprodukte effektiv abtransportiert werden, wozu der Gletscher selbst nur begrenzt in der Lage ist (Alley et al. 1997; Alley et al. 2019). Das subglazial abfließende Schmelzwasser hat daher einen entscheidenden Einfluss auf die Erosion, da es in der Lage ist, die Erosionsprodukte abzutransportieren (Alley et al. 2019; Alley et al. 2003). Werden die Erosionsprodukte nicht abtransportiert, wird die Ablagerung von Till ("Grundmoräne") begünstigt (Alley et al. 2019). Unterhalb eines Tills findet nur noch wenig Erosion statt, da der Till die Eisbewegung und die damit verbundene Erosionswirkung effektiv vom Untergrund entkoppelt (Cuffey & Alley 1996; Evans et al. 2006; Alley et al. 2019).

Subglaziale Erosionsprozesse führen häufig zur Entstehung von übertieften Erosionsformen (auch "Übertiefungen"; Englisch: "overdeepenings"), die in sich geschlossene, abflusslose Depressionen als Teil einer Erosionsfläche ausbilden. Übertiefte Erosionsformen werden während einer Vereisung durch den Eisschild oder das Schmelzwasser gebildet und sind daher unabhängig von der regionalen Erosionsbasis (Ó Cofaigh 1996; Cook & Swift 2012; Kehew et al. 2012). Da der Abfluss des Schmelzwassers durch den Oberflächengradienten des Eisschildes und nicht durch die basale Topographie kontrolliert wird, kann Sediment auch entgegen der Hangneigung abtransportiert werden (Shreve 1972; Patton et al. 2016b; Cook & Swift 2012; Kehew et al. 2012). Erst wenn die Hangneigung an der Basis des Eisschildes etwa 1,6-mal steiler wird als die Neigung der Eisfront, wird subglazialer Schmelzwasserabfluss verhindert (Shreve 1972; Hooke 2020). Das erodierte Sediment kann dann nicht mehr abtransportiert werden, weitere Erosion wird verhindert und es kommt verstärkt zur Sedimentation (Cook & Swift 2012; Alley et al. 2019).

Subglaziale Erosionsformen umfassen (i) übertiefte Täler innerhalb von Gebirgen, (ii) übertiefte Becken im Gebirgsvorland, (iii) glazitektonische Becken und (iv) subglaziale Rinnen (van der Wateren 1995; Ó Cofaigh 1996; Aber & Ber 2007; Cook & Swift 2012; Kehew et al. 2012; Gegg & Preusser 2023). Die verschiedenen übertieften Erosionsformen sind allerdings nicht immer eindeutig definiert, außerdem sind Übergangsformen sowohl in der Genese als auch in der Ausprägung der Übertiefungen bekannt (Cook & Swift 2012; Patton et al. 2015).

2.1 Glazigene Übertiefungen in Gebirgen und im Gebirgsvorland

Gebirgsvergletscherungen sind im Gebirge selbst durch Kargletscher, Talgletscher und Eisstromnetze geprägt. Eisstromnetze bilden sich, wenn Talgletscher so weit anwachsen, dass sie ineinanderfließen. Breiten sich Gebirgsgletscher am Gebirgsrand in das flachere Vorland aus, werden sie als Vorlandgletscher (Piedmontgletscher) bezeichnet und bilden flache, breite Gletscherzungen, die einen lobenförmigen Grundriss aufweisen (Murawski & Meyer 2010).

Täler in vergletscherten Gebirgen werden häufig durch subglaziale Erosion übertieft. Die Entstehung von Übertiefungen wird durch die laterale Begrenzung in engen Tälern, die den Abfluss von Eis, Schmelzwasser und Sediment beschleunigt, begünstigt (Cook & Swift 2012; Egholm et al. 2012). Der Erosion durch schnell fließendes Gletschereis kommt hier eine besondere Bedeutung zu (Alley et al. 2019). Übertiefungen entstehen häufig im Bereich von Talverengungen oder Zusammenflüssen von Gletschern (Cook & Swift 2012; Dürst Stucki & Schlunegger 2013). Innerhalb der Gebirge konzentriert sich die Erosion auf vorhandene Schwächezonen, wie Störungen oder wenig erosionsbeständige Gesteine (Dürst Stucki & Schlunegger 2013).

Im Gebirgsvorland kommt es an der Basis von Vorlandgletschern zur Bildung von übertieften Becken. Da die Lage der Vorlandgletscher durch die Lage der Talausgänge vorgegeben ist, folgt die Verbreitung der Übertiefungen ebenfalls den durch die Talausgänge vorgegebenen Richtungen (Gegg & Preusser 2023). Vorlandgletscher sind meist deutlich weniger mächtig als Talgletscher und die Eisbewegung ist lateral weniger begrenzt. Daher hat die Erosion durch das Gletschereis in diesem Fall eine eher geringe Bedeutung (Bini et al. 2009). Erosion durch subglaziales Schmelzwasser ist der wichtigste Prozess zur Bildung glazigener Übertiefungen im Gebirgsvorland (Dürst Stucki & Schlunegger 2013; Alley et al. 2019; Gegg et al. 2021).



2.2 Glazitektonische Becken

Glazitektonische Becken sind glazigene Übertiefungen, die durch die Schubwirkung an der Basis eines Gletschers oder Eisschildes in der Nähe des Eisrandes entstehen (Eissmann 1987; van der Wateren 1995; Aber & Ber 2007). Die Bildung glazitektonischer Strukturen erfordert die Übertragung von Scherspannungen an der Gletscherbasis auf das Substrat und wird durch die Ankopplung zwischen Gletscher und Substrat, welche wiederum von deren thermisch-hydraulisch-mechanischen Eigenschaften abhängt, kontrolliert. Wichtige Kontrollfaktoren sind dabei die Permeabilität und Porosität des Substrats und die Verfügbarkeit von Porenwasser (van der Wateren 1995; van der Wateren 2002; Aber & Ber 2007; Winsemann et al. 2020). Eisrandlicher Permafrost kann glazitektonische Deformation begünstigen, ist aber keine Vorrausetzung (Huuse & Lykke-Andersen 2000a; Waller et al. 2012).

Die Becken entstehen am Rand eines vorstoßenden Gletschers und bilden zusammen mit Stauchmoränen, glazitektonischen Falten und Überschiebungen glazitektonische Komplexe (Aber & Ber 2007). Die interne Architektur glazitektonischer Komplexe hängt vom Deformationsverhalten des Materials ab. Dominiert duktile Deformation, kommt es zur Bildung von Falten und kleineren Überschiebungen und Schuppen. Dominiert spröde Deformation, können größere Decken überschoben werden, falls ein geeigneter Abscherhorizont ("detachment") vorhanden ist (van der Wateren 1995; van der Wateren 2002). Bei den Abscherhorizonten handelt es sich meist um tonige oder auch organik-reiche Schichten, die mechanisch wenig stabil sind (van der Wateren 1995; Huuse & Lykke-Andersen 2000a; van der Wateren 2002; Aber & Ber 2007). Glazitektonische Überschiebungen werden begünstigt, wenn der Abscherhorizont flach entgegen der Eisvorstoßrichtung einfällt (van der Wateren 2002; Andersen et al. 2005). Die überschobenen Decken können Mächtigkeiten von bis zu 250 m erreichen und mehrere Kilometer weit transportiert werden (Kupetz 1997; Huuse & Lykke-Andersen 2000a; Winsemann et al. 2020). Durch den Abtransport der Decken entstehen glazitektonische Becken (van der Wateren 1995), deren Tiefe von der Tiefenlage des Abscherhorizontes abhängt (Huuse & Lykke-Andersen 2000a; Andersen et al. 2005; Aber & Ber 2007). Es sind Tiefenlagen von bis zu 350 m bekannt (Huuse & Lykke-Andersen 2000a; Aber & Ber 2007; Winsemann et al. 2020).

2.3 Subglaziale Rinnen

Subglaziale Rinnen werden durch Schmelzwasser unter hohem Druck an der Basis eines Eisschildes oder Gletschers eingeschnitten (Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Subglaziale Rinnen treten typischerweise in ehemals vergletscherten Sedimentbecken auf (Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012).



Da subglaziale Rinnen häufig Tiefen von mehreren hundert Metern erreichen und damit zu den tiefsten Erosionsformen überhaupt gehören, liegt der Schwerpunkt dieses Berichts auf ihren Bildungsprozessen (vgl. Kapitel 3) und ihrer Verbreitung in Nord- und Süddeutschland (vgl. Kapitel 4).

2.4 Erosion durch proglazial abfließendes Schmelzwasser

Schmelzwasser kann auch im Vorfeld eines Eisschildes oder Gletschers eine erhebliche erosive Wirkung haben. Dabei kann es zur Bildung rinnenförmiger Strukturen kommen. Erosion durch proglazial abfließendes Schmelzwasser tritt durch die eisrandliche Entwässerung und durch Ausbruchsfluten von Eisstauseen auf. Im Gegensatz zu subglazialen Rinnen treten Erosionsstrukturen durch eisrandliche Entwässerung und Ausbruchsfluten auch außerhalb der ehemaligen Eisrandlagen auf.

Entlang der Ränder kontinentaler Eisschilde fließt Schmelzwasser häufig in Eisrandparallelen Rinnen oder Tälern ab, den sogenannten Urstromtälern. Urstromtäler sind mehrere Kilometer bis 10er Kilometer breite, Meter bis 10er Meter tiefe Abflusswege, die parallel zu den ehemaligen Eisrandlagen verlaufen (Liedtke 1981; Pisarska-Jamroży 2015). Urstromtäler befinden sich meistens am distalen Ende von Sandern (Pisarska-Jamroży 2015). Während des Pleistozäns dienten Urstromtäler in Mittel- und Osteuropa häufig als Entwässerungsbahnen für das Schmelzwasser der Eisschilde sowie für die Vorfluter (Liedtke 1981). Viele rezente Vorfluter in Norddeutschland folgen pleistozänen Urstromtälern, die in der Regel sehr viel breiter als die modernen Flusstäler sind (Liedtke 1981).

Ausbruchsfluten von Eisstauseen können sehr große (bis >100 km³) Wassermengen freisetzen, die eine enorme erosive Wirkung haben und insbesondere entlang der Hauptabflusswege häufig tiefe Rinnen einschneiden können (Kehew & Lord 1986; Carling et al. 2009). Diese Abflussrinnen verlaufen in der Regel sehr gerade, haben steile Flanken und können mehrere 10er Meter tief und mehrere 100er Meter bis einige Kilometer breit werden (Kehew & Lord 1986; Carling et al. 2009; Lang et al. 2019). Wechsel zwischen breiteren und engeren Abschnitten sind häufig (Carling et al. 2009). Vertiefungen können lokal auftreten und sind meistens an Veränderungen des Talquerschnitts oder an Bereiche mit wenig erosionsbeständigen Gesteinen gebunden (Carling et al. 2009). Die Erosion durch Ausbruchsfluten und die Bildung von eisrandlichen Entwässerungssystemen sind eng miteinander verknüpft. Ausbruchsfluten schneiden Rinnen ein und können dabei auch bestehende Wasserscheiden durchbrechen. Diese Rinnen bilden später einen wesentlichen Bestandteil der eisrandlichen Entwässerungssysteme (Keller 2009; Marks 2011; Lang et al. 2019; Panin et al. 2020).



3 Subglaziale Rinnen: Genese und Kontrollfaktoren

Subglaziale Rinnen gehören zu den tiefsten Erosionsformen in ehemals vergletscherten Sedimentbecken. Im Laufe einer über einhundertjährigen Forschungsgeschichte wurden verschiedene Modelle der Rinnengenese entwickelt; vgl. Smed (1998), Stackebrandt (2009), Kehew et al. (2012) und Referenzen darin. Inzwischen wird allgemein angenommen, dass subglaziale Rinnen durch Schmelzwasser, das unter einem Gletscher oder Eisschild abfließt, eingeschnitten werden (Wingfield 1990; Ó Cofaigh 1996; Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012; Kirkham et al. 2022).

3.1 Terminologie

In diesem Bericht wird der Begriff "subglaziale Rinnen" für durch subglaziales Schmelzwasser eingeschnittene Rinnen verwendet. Dadurch wird die Genese eindeutig benannt und eine Abgrenzung zu anderen, pleistozänen oder älteren Rinnen und rinnenförmigen Strukturen getroffen. Andere, in der deutschsprachigen Literatur teilweise synonym verwendete Begriffe, sind "Tunneltal", "Rinnental", "Talrinne", "glaziale Rinne", "(glazial) übertiefte Rinne" und "Tiefenrinne". Diese Begriffe sind allerdings nicht immer eindeutig definiert oder werden für Strukturen unterschiedlicher Genese verwendet. Der hier verwendete deutsche Begriff "subglaziale Rinne" entspricht dem englischen Begriff "tunnel valley". Im Englischen wird manchmal zwischen "tunnel valleys" und "tunnel channels" unterschieden. Nach Clayton et al. (1999) sind "tunnel channels" subglaziale Schmelzwasserkanäle, deren Dimensionen (Breite, Tiefe) auf den Durchfluss unter volldurchströmten Bedingungen angepasst sind. Merkmale von "tunnel channels" sind eine genetische Beziehung zu einer Eisrandlage, konstante Dimension auf der gesamten Länge, das Fehlen von Zuflüssen und einphasige Füllungen (Clayton et al. 1999). "Tunnel valleys" hingegen sind übergeordnete, mehrphasig angelegte Strukturen, die in der Regel aus mehreren, untergeordneten "tunnel channels" und ihren Füllungen aufgebaut werden und Dimensionen aufweisen, die deutlich größer als die der einzelnen "tunnel channels" sind (Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Die Unterscheidung zwischen "tunnel valleys" und "tunnel channels" wird allerdings nicht einheitlich angewandt beziehungsweise ist nicht immer möglich. In dieser Darstellung wird die Bezeichnung "subglaziale Schmelzwasserkanäle" für subglaziale Erosionsformen verwendet, die in ihrer Genese "tunnel channels" entsprechen.

3.2 Merkmale und Verbreitung

Subglaziale Rinnen erreichen Tiefen von über 500 m, sind mehrere 100er Meter bis einige Kilometer, im Extremfall 8 – 12 km, breit und können über 100 km lang werden. Die Geometrie subglazialer Rinnen ist durch undulierende Längsprofile mit lokalen



Übertiefungen geprägt. Die Rinnenflanken fallen in der Regel steil ein (Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Häufig bilden subglaziale Rinnen anastomosierende Netzwerke. Subglaziale Rinnen verlaufen etwa senkrecht zum Eisrand beziehungsweise parallel zur Eisvorstoßrichtung und werden während der Abschmelzphase eines Eisschildes in der Nähe des Eisrandes gebildet (Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012; Kirkham et al. 2022).

3.3 Genese

Erosion durch subglazial abfließendes Schmelzwasser ist inzwischen das allgemein akzeptierte Modell zur Entstehung subglazialer Rinnen (Ó Cofaigh 1996; Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Es wird diskutiert, ob stetiger Abfluss (Boulton & Hindmarsh 1987; Boulton et al. 2009; Janszen et al. 2013; Kirkham et al. 2022) oder episodische Ausbruchs-fluten von aufgestautem Schmelzwasser (Wingfield 1990; Hooke & Jennings 2006; Sandersen et al. 2009) der wichtigere Prozess ist. Darüber hinaus spielen Wechsel-wirkungen zwischen dem kanalisierten subglazialen Abfluss und dem Grundwasserabfluss eine wichtige Rolle bei der Rinnengenese (Boulton & Hindmarsh 1987; Piotrowski 1997; Passchier et al. 2010; Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2014; Ravier et al. 2015).

Subglaziale Kanäle und Rinnen sind ein wichtiger Bestandteil des Entwässerungssystems von Eisschilden. In der Regel sind die Schmelzwassermengen unter einem Eisschild zu groß, um als Grundwasser im Substrat abfließen zu können. Schmelzwasserüberdruck an der Basis eines Eisschildes kann zur Entkopplung zwischen Eisschild und Untergrund führen, was wiederum den Eisabfluss stark beschleunigt und zur Instabilität des Eisschildes führt (Kehew et al. 2012; Hooke 2020). Der Abfluss großer Schmelzwassermengen durch subglaziale Kanäle und Rinnen leistet daher auch einen wichtigen Beitrag zur Stabilität von Eisschilden (Kehew et al. 2012; Lelandais et al. 2018).

3.3.1 Erosion durch stetigen Schmelzwasserabfluss

Stetiger Schmelzwasserabfluss an der Basis des Eisschildes führt zum graduellen Einschneiden von subglazialen Kanälen und Rinnen. Subglaziale Kanäle von bis zu 100 m Breite und mehreren Metern Tiefe können nach Kirkham et al. (2022) während einer Schmelzsaison eingeschnitten werden. Durch laterale Migration und Avulsion der subglazialen Kanäle über die Zeit werden tiefe und breite subglaziale Rinnen gebildet (Catania & Paola 2001; Ravier et al. 2015; Kirkham et al. 2022).

Numerische Simulationen der Bildung subglazialer Rinnen in der Nordsee durch Kirkham et al. (2022) zeigen, dass typische subglaziale Rinnen (~1000 m breit, ~180 m tief) bei Erosionsraten von 0,003-0,005 m/d innerhalb von etwa 5000 Jahren eingeschnitten



werden können. Es sind allerdings auch Erosionsraten möglich, die eine Größenordnung höher sind (Kirkham et al. 2022). Das Schmelzwasser wird dabei überwiegend an der Oberfläche des Eisschildes gebildet und erreicht die Basis des Eisschildes durch Gletschermühlen ("moulins"; Kirkham et al. 2022).

Für die Rinnengenese durch stetigen Schmelzwasserabfluss werden neben dem graduellen Einschneiden auch Deformation und Fließen von wenig verfestigtem, wassergesättigtem Sediment herangezogen (Boulton & Hindmarsh 1987; Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2015). Dabei ist der größte Teil der entstehenden subglazialen Rinne durch Eis verfüllt und das Sediment wird durch subglaziale Deformation den aktiven subglazialen Kanälen zugeführt (Boulton & Hindmarsh 1987). Die Abflussraten innerhalb der subglazialen Rinnen sind hoch, während der Wasserdruck gering bleibt und die Rinnen daher als Grundwassersenke gegenüber dem umgebenden Untergrund dienen (Boulton & Hindmarsh 1987; Boulton et al. 2007a; 2007b; Boulton et al. 2009). Dadurch fließt Grundwasser, das im Untergrund eines Eisschildes unter hohem Druck steht, in die subglazialen Rinnen (Boulton et al. 2007a; 2007b; Boulton et al. 2009; Janszen et al. 2013). Der hohe Druckgradient zwischen den subglazialen Rinnen und den Grundwasserleitern kann zu Kriechen und Verflüssigung des Sediments und damit zu einer erhöhten Erosion und Vergrößerung der subglazialen Rinnen führen (Boulton & Hindmarsh 1987; Piotrowski et al. 1999; Boulton et al. 2007a; Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2015). Der Wasserdruck an der Basis von Eisschilden ist räumlich und zeitlich extrem variabel (Piotrowski et al. 2004; Hooke 2020). Es kann daher auch zeitweise zu einem stark erhöhten Wasserdruck in subglazialen Rinnen kommen, der zur Injektion von Wasser und Sediment in den Untergrund führt (Eyles & McCabe 1989; Ghienne et al. 2007; Ravier et al. 2014; Ravier et al. 2015). Dabei wird der Untergrund lokal aufgebrochen und die Erosion verstärkt (Ravier et al. 2015; Ravier et al. 2014).

Modelle des Schmelzwasserabflusses basieren auf Beobachtungen an rezenten Eisschilden und hydrologischen Simulationen. Diese Beobachtungen werden auf die pleistozänen Eisschilde extrapoliert (Boulton & Hindmarsh 1987; Piotrowski 1997; Boulton et al. 2007a; 2007b; Boulton et al. 2009; Kirkham et al. 2022). Unter hohem Druck aufsteigendes Grundwasser und Sedimentverflüssigung wurden an den Rändern isländischer Gletscher direkt beobachtet (Boulton et al. 2007a; 2007b). Die Dimensionen der aktiven subglazialen Kanäle und die Größe ihrer Einzugsgebiete sind nach Boulton et al. (2007a, 2007b) auf die Abflussraten des basalen Schmelzwassers im Winter eingestellt. Boulton et al. (2009) gehen davon aus, dass subglaziale Entwässerungskanäle und ihre Einzugsgebiete für mehr als 1000 Jahre stabil bleiben können.

In seismischen Daten aus dem niederländischen Nordseesektor beobachteten Janszen et al. (2013), dass die Basisflächen subglazialer Rinnen häufig feinkörnigen,



geringdurchlässigen Schichten folgen und dass die subglazialen Rinnen häufig senkrecht zu der Einfallsrichtung der prä-pleistozänen Abfolge verlaufen. Janszen et al. (2013) leiten daraus ab, dass feinkörnige, geringdurchlässige Schichten bevorzugt erodiert werden und dass sich bei einer Wechsellagerung durchlässiger und geringdurchlässiger Schichten große Druckdifferenzen im Grundwasser ausbilden, die zur Remobilisierung des Sediments führen können. Solche Wechsellagerungen können daher die Bildung besonders großer subglazialer Rinnen auch unter stetigen Abflussmengen erleichtern (Janszen et al. 2013). Nach Ravier et al. (2014) sind die Bedingungen zum Aufbau eines Überdrucks und der daraus resultierenden Verflüssigung des Sediments besonders günstig, wenn etwa 2/3 des Untergrundes aus geringdurchlässigen Schichten bestehen. In einigen Geländestudien wurde intensive Deformation unverfestigter Sedimente und Sediment-Verflüssigungsstrukturen an der Basis subglazialer Rinnen nachgewiesen (Piotrowski et al. 1999; Ravier et al. 2014; Ravier et al. 2015).

Praeg (2003) und Kristensen et al. (2008) gehen ebenfalls von einem stetigen Schmelzwasserabfluss aus und präsentieren Modelle einer zeitlich versetzten Verfüllung ("timetransgressive backfilling") subglazialer Rinnen. Diese Modelle basieren auf seismischen Daten aus verschiedenen Bereichen der Nordsee, wo großdimensionierte Klinoformen auftreten, die fast die gesamte Rinnentiefe einnehmen und entlang der Rinnenachsen flach (0,5 - 12°) entgegen der Paläoströmungsrichtung (d. h. in Richtung des Eisschildes) einfallen. Praeg 2003 und Kristensen et al. 2008 interpretieren diese Klinoformen als Schmelzwasserablagerungen, die durch hangaufwärts fließendes Schmelzwasser in den subglazialen Rinnen vor dem zurückweichenden Eisrand gebildet wurden, während gleichzeitig unter dem Eis rückschreitende Erosion die subglazialen Rinnen

Es gibt verschiedene Kritikpunkte an den Modellen zur Bildung subglazialer Rinnen durch stetigen Schmelzwasserabfluss. Subglaziale Rinnen, die im Festgestein oder geringdurchlässigem Lockergestein eingeschnitten sind, können damit nicht oder nur unzureichend erklärt werden (Piotrowski 1994; Jørgensen & Sandersen 2006). In den Füllungen und vor den Mündungen subglazialer Rinnen treten häufig gut gerundete Blöcke auf, die nur bei sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten (mehrere m/s) durch Schmelzwasser transportiert werden können und daher eher auf Ausbruchsfluten hinweisen (Piotrowski 1994).

3.3.2 Erosion durch Ausbrüche von aufgestautem Schmelzwasser

Ausbrüche von aufgestautem Schmelzwasser können ebenfalls für die Bildung der subglazialen Kanäle und Rinnen verantwortlich sein. In diesem Modell wird davon ausgegangen, dass ein stetiger, relativ niedriger Schmelzwasserabfluss nicht ausreicht, um



große subglaziale Rinnen einzuschneiden. Stattdessen sind Ausbrüche von aufgestautem Schmelzwasser mit hohen Abflussraten und Strömungsgeschwindigkeiten notwendig, um große subglaziale Rinnen und Rinnensysteme zu erklären (Ehlers & Linke 1989; Wingfield 1990; Piotrowski 1994; Hooke & Jennings 2006; Jørgensen & Sandersen 2006). Dabei gibt es sehr unterschiedliche Vorstellungen zu Magnituden, Mechanismen und wiederholtem Auftreten dieser Ausbruchsfluten. Ausbruchsfluten werden für die Bildung einzelner subglazialer Kanäle (Hooke & Jennings 2006; Sandersen et al. 2009), subglazialer Rinnen (Ehlers & Linke 1989; Wingfield 1990; Jørgensen & Sandersen 2006) oder ganzer Systeme subglazialer Rinnen (Brennand & Shaw 1994; Shaw 2002; 2010) verantwortlich gemacht. Bei diesen Ausbruchsfluten handelt es sich in der Regel um episodische Ereignisse, die auftreten, wenn das Rückhaltevermögen sub- oder englazialer Schmelzwasserreservoire überschritten wird.

Jørgensen & Sandersen (2006) machen wiederholt auftretende Ausbruchsfluten für die Bildung subglazialer Rinnen verantwortlich. Nachlassende Strömungsgeschwindigkeit und sinkender Wasserdruck am Ende einer Ausbruchsflut führen dazu, dass die Abflusswege teilweise wieder durch Eis oder Sediment verschlossen werden und es zur Wiederauffüllung des Schmelzwasserreservoirs kommt. Wenn das Rückhaltevermögen des Reservoirs überschritten wird, kommt es erneut zu einer Ausbruchsflut und zur Vergrößerung der subglazialen Rinne (Jørgensen & Sandersen 2006; Sandersen et al. 2009). Simulationen der Bildung subglazialer Rinnen von Kirkham et al. (2022) zeigen an, dass bis zu 24 Zyklen des Schmelzwasseraufstaus und -ausbruchs notwendig sind, um eine 500 m breite und 100 m tiefe Rinne einzuschneiden. Abhängig von der Abschmelzrate und dem Volumen der Schmelzwasserreservoire würde dieser Prozess etwa 4000 bis 6000 Jahre dauern (Kirkham et al. 2022).

Wingfield (1990) geht davon aus, dass subglaziale Rinnen bei rückschreitender Erosion durch den Kolk ("plunge pool") einer Ausbruchsflut gebildet werden. Unter dem Eisrand kommt es während Ausbruchsfluten zu starker Erosion im Bereich einer schnell expandierenden Strömung, die zur Bildung eines langgestreckten Kolks führt. Im Verlauf der Ausbruchsflut migriert der Kolk stromaufwärts und es wird eine subglaziale Rinne eingeschnitten. Die stromabwärts gelegenen Teile der subglazialen Rinne werden dabei größtenteils wieder rückverfüllt (Wingfield 1990).

Es gibt unterschiedliche Vorstellungen zu den Mechanismen des Aufstauens und (episodischen) Ausbruchs von sub- oder englazialen Schmelzwasserreservoiren. Die Bildung von subglazialen Schmelzwasserreservoiren wird durch die subglaziale Topographie, den Verlauf der Äquipotentiallinien des Schmelzwassers im Eisschild und im Untergrund und die Durchlässigkeit des Untergrundes kontrolliert (Shreve 1972; Hooke 2020). Permafrost vor und unter dem Eisrand kann dabei eine wesentliche Rolle spielen, da



das Auftreten von Permafrost und die Bildung von Eis im Porenraum die Durchlässigkeit eines Gesteins deutlich verringern können (Piotrowski 1994; Hooke & Jennings 2006). Dadurch kann Permafrost das Aufstauen von subglazialem Schmelzwasser begünstigen (Hooke & Jennings 2006).

Hooke & Jennings (2006) haben ein Modell entwickelt, bei dem Permafrost unter dem Eisrand eine entscheidende Rolle für die Bildung subglazialer Schmelzwasserkanäle spielt: Die Verringerung der Durchlässigkeit des Untergrundes durch die Bildung von Poreneis führt zum Anstieg des subglazialen Wasserdrucks und zum Aufstau von Schmelzwasser. Der Anstieg des Porenwasserdrucks führt zu Materialversagen des unverfestigten Sediments am Eisrand und dem Beginn rückschreitender Erosion in einem engen subglazialen Schmelzwasserkanal ("piping"). Wenn die Abdichtung des subglazialen Reservoirs durch die rückschreitende Erosion durchbrochen wird, kommt es zum plötzlichen Auslaufen des aufgestauten Schmelzwassers und der Vergrößerung des subglazialen Schmelzwasserkanals. Beim Nachlassen der Strömung wird der Schmelzwasserkanal wieder durch Eis und Sediment blockiert und es kommt zum erneuten Aufstau von Schmelzwasser (Hooke & Jennings 2006).

Einige Autoren gehen auch davon aus, dass Netzwerke subglazialer Rinnen gleichzeitig durch katastrophale Ausbruchsfluten von großen, aufgestauten Wassermengen eingeschnitten werden (Brennand & Shaw 1994; Shaw 2002; 2010). Diese Modelle basieren überwiegend auf geomorphologischen Untersuchungen von subglazialen Rinnen der letzten Kaltzeit in Nordamerika (Brennand & Shaw 1994). Nach Shaw (2002; 2010) führen Ausbruchsfluten zu subglazialen Schichtfluten von 10er bis 100er Kilometern Breite und mehreren 10er Metern Tiefe, nehmen also einen erheblichen Sektor unter dem Eisschild ein. Durch diese Schichtfluten werden verschiedene subglaziale Landformen gebildet. In den späten Phasen der Schichtfluten mit geringer werdenden Abflussraten kommt es zu Kanalisierung und es werden subglaziale Rinnen eingeschnitten (Shaw 2002; 2010).

Es gibt verschiedene Kritikpunkte an den Modellen zur Bildung subglazialer Rinnen durch Ausbruchsfluten, da das Aufstauen und plötzliche Auslaufen großer Schmelzwassermengen sehr spezielle Bedingungen erfordert. Nachweise für große subglaziale Schmelzwasserreservoire fehlen weitestgehend (Kirkham et al. 2022). Für die Erosion von subglazialen Rinnen durch Ausbruchsfluten sind erhebliche Schmelzwassermengen notwendig. Insbesondere für das gleichzeitige Einschneiden von subglazialen Rinnennetzwerken wären die benötigen Schmelzwassermengen so groß, dass sie als unrealistisch betrachtet werden (Clarke et al. 2005; Kirkham et al. 2022). Häufig wird Permafrost herangezogen, um das Aufstauen von Schmelzwasserreservoiren zu erklären (Piotrowski 1994; Hooke & Jennings 2006). Die räumliche und zeitliche Verbreitung von Permafrost unter Eisrändern ist allerdings begrenzt und tritt vor allem dann auf,



wenn Permafrost von einem vorstoßenden Eisrand überfahren wird (Waller et al. 2012). Da subglaziale Rinnen hauptsächlich unter zurückweichenden Eisschilden entstehen (Sandersen & Jørgensen 2012; van der Vegt et al. 2012) wäre eine Neubildung des Permafrosts unter dem Eisrand nötig. Auch an kalbenden Eisrändern, die im Meer oder in großen Eisstauseen enden, ist die Bildung von Permafrost unter dem Eisrand unwahrscheinlich (Sandersen & Jørgensen 2012; van der Vegt et al. 2012).

3.3.3 Weitere Erosionsprozesse

Neben der Erosion durch Schmelzwasser gibt es weitere Prozesse, die zur Bildung und Vergrößerung von subglazialen Rinnen beitragen. Erosion durch das Eisschild kann subglaziale Rinnen vergrößern und ihre Querschnittsgeometrie verändern. Daher weisen zahlreiche subglaziale Rinnen einen engeren V-förmigen unteren Teil und einen breiteren U-förmigen oberen Teil auf (Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Hepp et al. 2012; van der Vegt et al. 2012; Kirkham et al. 2022). Neben der Querschnittsgeometrie zeigt das gemeinsame Auftreten subglazialer Rinnen mit anderen subglazialen Erosionsstrukturen und Landformen, die durch fließendes Eis gebildet wurden, eine Erosion durch den Eisschild selbst an (Ravier et al. 2014; Ravier et al. 2015; Kirkham et al. 2021; Kirkham et al. 2022).

Als sekundäre Prozesse tragen Massenumlagerungen durch Rutschungen ebenfalls zur Verbreiterung initialer subglazialer Rinnen bei. In einigen subglazialen Rinnen in der Nordsee sind in seismischen Daten Hinweise auf Rutschungen zu erkennen (Prins et al. 2020; Kirkham et al. 2021; Kirkham et al. 2022). Nach Prins et al. (2020) werden solche Rutschungen durch die Bildung sehr steiler Einschnitte in wenig verfestigten Sedimenten unter einem Eisschild begünstigt.

Insgesamt lässt sich die große Diversität subglazialer Rinnen und ihrer Füllungen nicht mit einem einzigen Modell erklären. Für die verschiedenen Bildungsprozesse subglazialer Rinnen existieren gut begründete Modelle, häufig allerdings mit einigen Einschränkungen (Ó Cofaigh 1996; Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012; Kirkham et al. 2022). Die weite Verbreitung subglazialer Rinnen weist darauf hin, dass es einen gemeinsamen Bildungsprozess gibt. Vermutlich ist ein Modell, das eine Kombination aus stetigem Schmelzwasserabfluss mit wiederholten, kleineren Ausbruchsfluten beinhaltet, am besten geeignet, um die Bildung subglazialer Rinnen zu erklären (vgl. van der Vegt et al. 2012).



3.4 Entwicklung und Verfüllung

Die Entwicklung subglazialer Rinnen umfasst häufig mehrere Phasen der Erosion und Sedimentation, die sich auch über mehrere Eisvorstöße und Glaziale erstrecken können (Piotrowski 1994; Huuse & Lykke-Andersen 2000b). Häufig zeigen die Füllungen subglazialer Rinnen auch wiederholte Episoden der Erosion und Verfüllung an (Jørgensen & Sandersen 2006; Sandersen et al. 2009; Kristensen & Huuse 2012). Die Sedimente in den Rinnenfüllungen weisen eine komplexe Faziesarchitektur auf, die in der Regel sowohl synglaziale als auch postglaziale Ablagerungen umfasst (Piotrowski 1994; Eissmann 2002; Lang et al. 2012; Janszen et al. 2013; Lang et al. 2015). Die synglazialen Rinnenfüllungen beinhalten subglaziale und proglaziale Sedimente, die während unterschiedlicher Phasen des Abschmelzens eines Eisschildes gebildet werden, und sind in der Regel durch Schmelzwasserablagerungen dominiert (van der Vegt et al. 2012; Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2015).

Subglaziale Schmelzwasserablagerungen bestehen aus Kies und Sand, die hochenergetische Strömungen und einen durch den Eisschild begrenzten Akkommodationsraum anzeigen (Lang et al. 2012; Clerc et al. 2013; Ravier et al. 2014). Proglaziale Schmelzwasserablagerungen bilden häufig den größten Teil der Rinnenfüllungen (Janszen et al. 2013; Benvenuti & Moscariello 2016). Diese zeigen meistens nach oben und lateral eine Korngrößenverfeinerung (Lang et al. 2012; Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2015). In einigen Fällen treten auch gegen die Strömungsrichtung einfallende Klinoformen auf. Diese zeigen eine rückschreitende Verfüllung der Rinnen bei einem schnellen Verlust der Transportkapazität der Strömung an (Praeg 2003; Kristensen et al. 2008; Benvenuti & Moscariello 2016). Der obere Teil der synglazialen Rinnenfüllungen wird häufig von feinkörnigen glazilakustrinen oder glazimarinen Abfolgen gebildet, die durch niedrigenergetische Strömungen und Suspensionsausfall abgelagert werden (Lang et al. 2012; Janszen et al. 2013). Till kann in den oberen Bereichen von Rinnenfüllungen auftreten (Kuster & Meyer 1979; Lang et al. 2012) und wird in der Regel mit nachfolgenden Eisvorstößen in Verbindung gebracht (Piotrowski 1994; Janszen et al. 2013). Am Ende einer Vereisungsphase verbleiben Teile von subglazialen Rinnen häufig unverfüllt und können als lokale Ablagerungszentren für postglaziale, eventuell warmzeitliche, Sedimentation dienen (Piotrowski 1994; Eissmann 2002; Lang et al. 2012; van der Vegt et al. 2012; Lang et al. 2015).

Verschiedene Generationen subglazialer Rinnen können sowohl auf mehrere Glaziale als auch auf wiederholte Eisvorstöße innerhalb eines Glazials zurückzuführen sein (Stewart & Lonergan 2011; Stewart et al. 2013). Dabei kann es zu einer Reaktivierung von älteren, bereits verfüllten Rinnen kommen (Lutz et al. 2009; Sandersen & Jørgensen 2012) oder die erneute Rinnenbildung kann unabhängig von bestehenden subglazialen Rinnen ablaufen (Stewart et al. 2013; Lohrberg et al. 2020). Die Durchlässigkeit von Rinnenfüllungen unterscheidet sich häufig von derjenigen der Umgebung. Ist die Durchlässigkeit der



Rinnenfüllung höher, können Rinnen bevorzugte Entwässerungsbahnen darstellen, was ein erneutes Einschneiden begünstigt (Sandersen & Jørgensen 2012). Eine Reaktivierung ist insbesondere dann wahrscheinlich, wenn der Eisvorstoß parallel zu existierenden subglazialen Rinnen erfolgt (Sandersen & Jørgensen 2012; Sandersen & Jørgensen 2022). Außerdem können nicht vollständig verfüllte Rinnen die Eisvorstoßrichtung während einer nachfolgenden Vereisung beeinflussen und erneute subglaziale Erosion begünstigen (Piotrowski 1994).

3.5 Kontrollfaktoren

Die Bildung subglazialer Rinnen wird sowohl durch glaziologische Faktoren, wie die Mächtigkeit und Temperatur des Eisschildes, als auch durch geologische Faktoren, wie die Erosionsbeständigkeit und hydraulische Durchlässigkeit des Untergrundes kontrolliert (Ó Cofaigh 1996; Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012).

Die Kontrolle durch den Untergrund und die dabei ablaufenden Prozesse sind zentrale offene Fragen zur Genese subglazialer Rinnen. Beckengeometrie und Topographie (Piotrowski 1994; Stackebrandt 2009), Lithologie (Sandersen & Jørgensen 2012; Janszen et al. 2013; Ottesen et al. 2020), Störungen (Stackebrandt 2009; Brandes et al. 2022; Sandersen & Jørgensen 2022) und Salzstrukturen (Lang et al. 2014; Wenau & Alves 2020) werden als mögliche Kontrollfaktoren für das Einschneiden subglazialer Rinnen in Betracht gezogen. In einigen Studien wird ein systematischer Einfluss des Untergrundes auf die Rinnenbildung allerdings auch abgelehnt (Grube 1983; Smed 1998; Sonntag & Lippstreu 2010).

3.5.1 Einfluss des Substrats

Die meisten subglazialen Rinnen sind in Lockergestein oder in wenig verfestigtes Gestein eingeschnitten, während subglaziale Rinnen im Festgestein selten sind (Boulton et al. 2009; Stackebrandt 2009; Kehew et al. 2012; Sandersen & Jørgensen 2012). Subglaziale Rinnen, die in Festgestein eingeschnitten sind, sind in der Regel eher V-förmig, relativ flach und schmal (Sandersen & Jørgensen 2012). In Gebieten, in denen überwiegend erosionsbeständiges (i. d. R. kristallines) Festgestein ansteht, erfolgt der subglaziale Schmelzwasserabfluss häufig durch Kanäle, die in die Basis des Eisschildes eingeschnitten werden (Boulton et al. 2009; Hooke 2020). Die Füllungen dieser Kanäle können als Esker, langgestreckte, erhabene Landformen, die aus Schmelzwasserablagerungen bestehen, überliefert werden. Die großräumige Verteilung der Esker in Kristallingebieten, wie dem fennoskandischen oder dem kanadischen Schild, ähnelt der Verteilung subglazialer Rinnen in Sedimentbecken (Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012).



Die größte Häufigkeit und die größten Tiefen pleistozäner subglazialer Rinnen treten im nördlichen Mitteleuropa in Gebieten mit mächtigen, wenig verfestigen känozoischen Sedimentgesteinen auf (Hinsch 1979; Kuster & Meyer 1979; Ehlers & Linke 1989; Stackebrandt et al. 2001; Stackebrandt 2009; Lohrberg et al. 2020; Ottesen et al. 2020). Nach Stackebrandt (2009) sind die tiefsten Abschnitte pleistozäner subglazialer Rinnen in Norddeutschland im Bereich der Subsidenzachse des Norddeutschen Beckens konzentriert. Die Rinnenbildung wurde dadurch begünstigt, dass die generelle Eisvorstoßrichtung etwa senkrecht zur Beckenachse verlief (Stackebrandt 2009).

Im nördlichen Alpenvorlandbecken wurde die Bildung pleistozäner subglazialer Übertiefungen und Rinnen ebenfalls durch die leichte Erodierbarkeit der dort anstehenden känozoischen Sedimentgesteine erleichtert (Dürst Stucki & Schlunegger 2013; Magrani et al. 2020; Gegg et al. 2021; Gegg & Preusser 2023).

Die Lithologie bestimmt neben der Erosionsbeständigkeit auch die hydraulische Durchlässigkeit, die einen wichtigen Einfluss auf die Bildung subglazialer Rinnen hat (vgl. Kapitel 3.3). Subglaziale Erosion beginnt häufig dort, wo der Untergrund nicht mehr in der Lage ist, das Schmelzwasser als Grundwasser abzuleiten, etwa in Gebieten mit hohen Abschmelzraten oder wenig durchlässigen Gesteinen im Untergrund (Piotrowski 1997; Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012; Sandersen & Jørgensen 2012). Eine Wechsellagerung von durchlässigen und geringdurchlässigen Gesteinen begünstigt zudem den Aufbau eines Überdrucks im Porenraum subglazialer Aquifere, der zur Remobilisierung des Sediments und zur Bildung subglazialer Rinnen beitragen kann (Janszen et al. 2013; Ravier et al. 2014; Ravier et al. 2015).

3.5.2 Einfluss geologischer Strukturen

Hydraulisch aktive Störungen verändern die Erosionsbeständigkeit und die hydraulische Durchlässigkeit eines Gesteins. Störungen und Störungszonen können daher Zonen bevorzugter (subglazialer) Erosion sein (Stackebrandt 2009; Wenau & Alves 2020; Sandersen & Jørgensen 2022). Es gibt einige Studien, die eine Verbindung zwischen Störungen im Untergrund und dem Einschneiden subglazialer Rinnen zeigen (Al Hseinat et al. 2016; Wenau & Alves 2020; Brandes et al. 2022). In Dänemark haben Sandersen & Jørgensen (2022) eine deutliche Korrelation zwischen dem Streichen von Störungen und dem Verlauf subglazialer Rinnen nachgewiesen. Dies weist darauf hin, dass der Verlauf vieler subglazialer Rinnen durch das Störungsmuster beeinflusst worden sein kann (Sandersen & Jørgensen 2022).



Im nördlichen Alpenvorlandbecken scheinen Störungen die Lage von subglazialen Übertiefungen und Rinnen hingegen kaum beeinflusst zu haben (Dürst Stucki & Schlunegger 2013; Gegg et al. 2021; Gegg & Preusser 2023).

Zum Einfluss von Salzstrukturen auf die Bildung und den Verlauf subglazialer Rinnen gibt es unterschiedliche Beobachtungen und Interpretationen. In einigen Fällen werden Salzstrukturen, Scheitelstörungen und Randsenken von subglazialen Rinnen überquert, ohne dass diese einen merklichen Einfluss auf den Verlauf der subglazialen Rinnen hätten (Grube 1983; Ehlers & Linke 1989; Sonntag & Lippstreu 2010). In anderen Fällen dienten offenbar Scheitelstörungen, Scheitelgräben und Subrosionssenken als prä-existierende Schwächezonen und damit als Zonen bevorzugter Erosion (Kuster & Meyer 1979; Ehlers & Linke 1989; Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Lang et al. 2014; Wenau & Alves 2020). Wenau & Alves (2020) haben in seismischen Daten gezeigt, dass einige subglaziale Rinnen in der Nordsee offenbar Scheitelstörungen oberhalb von Salzmauern folgen, da diese leichter erodierbare Zonen bilden. Im Gegensatz dazu haben Kristensen et al. (2007), ebenfalls in seismischen Daten aus der Nordsee, subglaziale Rinnen kartiert, die Salzdiapiren offenbar ausweichen. Solche Änderungen der Rinnenverläufe können durch die Hebung erosionsbeständigerer Gesteine an den Flanken von Salzstrukturen (Kuster & Meyer 1979) oder die hydrogeologischen Bedingungen im Umfeld von Salzstrukturen (Piotrowski 1997) kontrolliert werden.

4 Pleistozäne subglaziale Erosion in Deutschland

4.1 Norddeutschland

4.1.1 Geologie des präquartären Untergrundes

Der größte Teil Norddeutschlands liegt im Norddeutschen Becken, das Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems ist. Die Bildung des Zentraleuropäischen Beckensystems begann im späten Karbon bis frühen Perm nach der variszischen Orogenese und war durch eine Ost-West gerichtete Extension gekennzeichnet, die durch dextrale Transtension entlang von Nordwest-Südost verlaufenden Blattverschiebungen gesteuert wurde (Kley et al. 2008; Doornenbal & Stevenson 2010). Während des Mesozoikums führten die sich ändernden tektonischen Verhältnisse zur Bildung verschiedener Unterbecken und zu einer zunehmenden Komplexität des Beckensystems. Von der frühen Trias bis zum mittleren Jura kontrollierte Ost-West gerichtete Extension entlang von Nord-Süd verlaufenden Abschiebungen die Entwicklung des Beckens (Kley et al. 2008; Doornenbal & Stevenson 2010). Die starke Extension setzte sich vom späten Jura bis zum Beginn



der Kreide fort, dabei verlagerte sich die Richtung der Extension nach Nordwest-Südost (Kley et al. 2008). Während der späten Kreide bis zum Paläogen änderte sich das Spannungsregime zu einer Nordost-Südwest gerichteten Kompression, die durch die Afrika-Iberia-Europa Konvergenz ausgelöst wurde (Betz et al. 1987; Ziegler 1990; Kley et al. 2008; Voigt et al. 2008). Diese Änderung des Spannungsregimes führte zur Inversion des Beckens (Betz et al. 1987; Lohr et al. 2007; Voigt et al. 2008). Die Hauptphase der Inversion fand zwischen 85 und 80 Ma statt und konzentrierte sich an den nordöstlichen und südwestlichen Rändern des Zentraleuropäischen Beckensystems (Voigt et al. 2008). Vorhandene Abschiebungen wurden während der Beckeninversion häufig als Auf- und Überschiebungen reaktiviert (Betz et al. 1987; Lohr et al. 2007).

Die Entwicklung des Zentraleuropäischen Beckensystems wurde stark durch die Entwicklung von Salzstrukturen aus den Evaporiten der oberpermischen Zechsteingruppe beeinflusst (Ziegler 1990; Stollhofen et al. 2008; Maystrenko et al. 2013). Die Salzbewegung im Zentraleuropäischen Beckensystem wurde zunächst durch Extension während der frühen Trias ausgelöst. Nachfolgende extensionale Impulse während der späten Trias leiteten die zweite Phase der Salzbewegung ein. Die dritte Phase der Salzbewegung wurde durch die spätkreidezeitliche bis paläogene Kompression verursacht (Jaritz 1973; Lohr et al. 2007; Kley et al. 2008; Stollhofen et al. 2008; Maystrenko et al. 2013; Warsitzka et al. 2019). Die Salzbewegungen haben die strukturelle Entwicklung des Zentraleuropäischen Beckensystem stark geprägt (Lohr et al. 2007; Maystrenko et al. 2013). Die Randsenken von Salzstrukturen bilden häufig lokale Ablagerungszentren mit hohen Sedimentmächtigkeiten (Doornenbal & Stevenson 2010).

Die känozoische Entwicklung des Zentraleuropäischen Beckensystems ist durch starke Subsidenz und den passiven Aufstieg von Salzstrukturen gekennzeichnet (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005; Lohr et al. 2007; Warsitzka et al. 2019). In Norddeutschland wird die känozoische Absenkungsachse durch die Nordwest-Südost verlaufende Mitteleuropäische Subsidenzzone gebildet (Stackebrandt 2009; Doornenbal & Stevenson 2010). Die Ausrichtung der horizontalen Hauptspannung im Zentraleuropäischen Beckensystem ist seit dem Neogen nordwest-südöstlich (Kley et al. 2008).

4.1.2 Pleistozäne Entwicklung

Norddeutschland wurde seit dem Mittelpleistozän wiederholt von den Vorstößen des fennoskandischen Eisschildes erreicht (Abb. 2). Im Allgemeinen werden die Eisvorstöße den mittelpleistozänen Elster- und Saale-Kaltzeiten und der jungpleistozänen Weichsel-Kaltzeit zugeordnet (Ehlers et al. 2011). Außerdem gibt es Hinweise dafür, dass mindestens ein prä-elsterzeitlicher Eisverstoß Norddeutschland erreicht hat (Vinx et al. 1997; Winsemann et al. 2020; Lohrberg et al. 2022a; Lohrberg et al. 2022b).



Die elsterzeitlichen Eisvorstöße erreichten etwa den Nordrand der Mittelgebirge und stellen in Mittel- und Ostdeutschland (Abb. 2) häufig die maximale erreichte Eisausdehnung dar (Eissmann 1975, 2002; Ehlers et al. 2011; Böse et al. 2012). In Nordwestdeutschland erreichten die elsterzeitlichen Eisvorstöße eine geringere maximale Ausdehnung als die Eisvorstöße des nachfolgenden Saale-Komplexes, was zur oberflächlichen Erosion der elsterzeitlichen Ablagerungen führte und Untersuchungen erschwert (Ehlers et al. 2011; Winsemann et al. 2011). Anhand der glazigenen Sedimente, der Eisvorstoßrichtungen und der Herkunft der Geschiebe lassen sich mindestens zwei elsterzeitliche Eisvorstöße nachweisen (Eissmann 1975, 2002; Litt et al. 2007; Lang et al. 2012; Roskosch et al. 2015). Das numerische Alter der elsterzeitlichen Eisvorstöße ist noch nicht abschließend geklärt. Es ist weiterhin umstritten, ob die Elster-Kaltzeit mit MIS (Marine Isotopic Stage) 12 (Ehlers et al. 2011) oder MIS 10 (Litt et al. 2007) korreliert. Auf die Elster-Kaltzeit folgte die Holstein-Warmzeit als ausgeprägte warmzeitliche Phase (Litt et al. 2007; Ehlers et al. 2011).

Der Saale-Komplex begann mit der Klimaabkühlung am Ende der Holstein-Warmzeit und war durch eine längere Phase von wiederholten Klimaschwankungen geprägt (Eissmann 2002; Litt et al. 2007; Ehlers et al. 2011). Eisvorstöße erreichten Norddeutschland erst am Ende des Saale-Komplexes (Litt et al. 2007). Hinweise auf früh-saalezeitliche Eisvorstöße gelten als unsicher (Roskosch et al. 2015; Lang et al. 2018). Die saale-zeitlichen Eisvorstöße werden in der Regel in Drenthe- und Warthe-Stadium unterteilt (Litt et al. 2007). Die Eisvorstöße des Drenthe-Stadiums erreichten etwa den Nordrand der Mittelgebirge (Abb. 2) und stellen in Westdeutschland häufig die maximale erreichte Eisausdehnung dar (Ehlers et al. 2011; Böse et al. 2012; Lang et al. 2018). In Mittel- und Ostdeutschland erreichten die Eisvorstöße des Drenthe-Stadiums eine etwas geringere maximale Ausdehnung als die vorherigen elsterzeitlichen Eisvorstöße (Eissmann 2002; Ehlers et al. 2011). Die Eisvorstöße des Warthe-Stadiums erreichten eine deutlich geringere maximale Ausdehnung (Ehlers et al. 2011; Winsemann et al. 2020).



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)

Seite 27 von 106



Abb. 2: Übersichtskarte der pleistozänen Eisvorstöße in Norddeutschland. Das DGM ist auf die Bundesländer beschränkt, die in der Auswertung der Quartärbasis betrachtet wurden. Die maximale Eisaudehnung basiert auf Ehlers et al. (2011), Winsemann et al. (2011), Roskosch et al. (2015) und Lang et al. (2018). Subglaziale Rinnen sind dargestellt, wenn die maximalen Tiefen mehr als 100 m erreichen. Viele der kartierten Endmoränenzüge umfassen glazitektonische Stauchungsstrukturen (ergänzt nach Ehlers et al. 2011). Als Beispiele für besonders tiefreichende glazitektonische Deformation sind das Quakenbrücker Becken (Tiefe bis etwa 125 m u. NHN; Meyer 1987; Klimke et al. 2013), der Muskauer Faltenbogen (Tiefe bis etwa 90 m u. NHN; Kupetz 1997), der glazitektonische Komplex von Helgoland (Tiefe bis etwa 240 m u. NHN; Winsemann et al. 2020) und der glazitektonische Komplex von Jasmund (Tiefe bis etwa 120 m u. NHN; Gehrmann et al. 2022) dargestellt.

Anhand der glazigenen Sedimente, der Eisvorstoßrichtungen und der Herkunft der Geschiebe wurden mindestens drei Eisvorstöße während des Drenthe-Stadiums und zwei Eisvorstöße während des Warthe-Stadiums nachgewiesen (Eissmann 1975, 2002; Litt et al. 2007; Lang et al. 2018; Winsemann et al. 2020). Numerische Datierungen zeigen an, dass alle saalezeitlichen Eisvorstöße während MIS 6 erfolgten (Krbetschek et al. 2008; Lüthgens et al. 2010; Roskosch et al. 2015; Kenzler et al. 2017; Lang et al. 2018). Das Ende des Saale-Komplexes und der Anfang der Eem-Warmzeit stellen den Beginn des Jungpleistozäns dar (Litt et al. 2007; Ehlers et al. 2011).

Die jungpleistozäne Weichsel-Kaltzeit begann mit der Klimaabkühlung nach der Eem-Warmzeit und war in der frühen Phase durch wiederholte Klimaschwankungen geprägt (Litt et al. 2007). Die weichselzeitlichen Eisvorstöße (Abb. 2) erreichten die geringste



Ausdehnung der drei großen Kaltzeiten in Norddeutschland (Ehlers et al. 2011). Für die Weichsel-Kaltzeit lassen sich in Norddeutschland mindestens vier Eisvorstoßphasen unterscheiden, die als Brandenburg-, Frankfurt-, Pommern-, und Mecklenburg-Stadium bezeichnet werden (Litt et al. 2007; Ehlers et al. 2011). Neuere Untersuchungen zeigen allerdings, dass die Eisrandlagen dieser Stadien nicht zeitgleich entstanden sind, sondern insgesamt die Dynamik des fennoskandischen Eisschildes mit zahlreichen zeitlich und räumlich variablen Eisloben und Eisströmen widerspiegeln (Hughes et al. 2016; Patton et al. 2016a; Lüthgens et al. 2020). Die weichselzeitlichen Eisvorstöße nach Norddeutschland erfolgen während MIS 3 und MIS 2 (Litt et al. 2007; Ehlers et al. 2011; Lüthgens et al. 2020). Die maximale Eisbedeckung in Norddeutschland wurde vor etwa 23.000 Jahren erreicht (Hughes et al. 2016). Die Weichsel-Kaltzeit und damit das Pleistozän endeten mit dem Beginn des Holozäns vor 11.560 Jahren (Litt et al. 2007).

4.1.3 Subglaziale Rinnen in Norddeutschland

Subglaziale Rinnen, die während der verschiedenen pleistozänen Vereisungen eingeschnitten wurden, sind in den ehemals vergletscherten Gebieten Norddeutschlands und der Nachbarländer weit verbreitet (Hinsch 1979; Kuster & Meyer 1979; Grube 1983; Ehlers et al. 1984; Ehlers & Linke 1989; Hönemann et al. 1995; Schwab & Ludwig 1996; Stackebrandt et al. 2001; Müller 2004; Müller & Obst 2008; Lutz et al. 2009; Stackebrandt 2009; Lohrberg et al. 2020; Fischer et al. 2021; Lohrberg et al. 2022b).

In Norddeutschland bilden tiefe subglaziale Rinnen in der Regel die Quartärbasis und werden überwiegend der mittelpleistozänen Elster-Kaltzeit zugeordnet (Kuster & Meyer 1979; Ehlers & Linke 1989; Stackebrandt 2009). Die Einstufung der subglazialen Rinnen in die Elster-Kaltzeit basiert auf den Lagerungsverhältnissen und lithostratigraphischen Kriterien (Kuster & Meyer 1979; Eissmann 2002; Stackebrandt 2009; Winsemann et al. 2020). Numerische Altersdatierungen der synglazialen Rinnenfüllungen fehlen bisher vollständig. Die postglazialen Rinnenfüllungen umfassen häufig Ablagerungen der Holstein-Warmzeit, die zumindest eine obere Altersbegrenzung liefern können (Ehlers & Linke 1989; Piotrowski 1997; Eissmann 2002; Lang et al. 2012). Die elsterzeitlichen subglazialen Rinnen erreichen Tiefen von über 500 m, sind 3 – 5 km, im Extremfall 8 – 12 km, breit und können über 100 km lang werden (Stackebrandt 2009). Die größte Tiefe einer subglazialen Rinne wurde in der Hagenower Rinne in Mecklenburg-Vorpommern mit 584 m unter der Geländeoberkante (554 m u. NHN) nachgewiesen (Müller & Obst 2008). Die tiefsten Rinnen treten in Nordwestdeutschland in Abständen von durchschnittlich 6 km auf (Ehlers & Linke 1989), während die Abstände in Nordostdeutschland etwa 25 bis 30 km betragen (Stackebrandt 2009). In Nordwestdeutschland streichen die subglazialen Rinnen überwiegend Nord-Süd, während in Nordostdeutschland ein Nordost-Südwest Trend dominiert (Stackebrandt et al. 2001). Nach Stackebrandt (2009) zeigen diese Richtungen

unterschiedliche Haupteisstromrichtungen an. Im Detail ist das Muster der subglazialen Rinnen allerdings deutlich komplexer (Lutz et al. 2009; Hepp et al. 2012; Lohrberg et al. 2020) und zeigt vermutlich wechselnde Eisvorstoßrichtungen und lokale Eisströme an (Stewart & Lonergan 2011; Stewart et al. 2013). Die tiefsten Abschnitte der elsterzeitlichen subglazialen Rinnen in Norddeutschland befinden sich in einer Entfernung von mindestens 100 – 200 km zum maximalen Eisrand (Abb. 2). In der Nähe (<100 km) des maximalen elsterzeitlichen Eisrandes treten auch kleinere subglaziale Rinnen mit Tiefen von weniger als 100 m auf (Eissmann 2002; Lang et al. 2012; Roskosch et al. 2015). Diese flachen elsterzeitlichen subglazialen Rinnen ähneln den weichselzeitlichen subglazialen Rinnen und wurden vermutlich in der Nähe des Eisrandes (<100 km) eingeschnitten (Kehew et al. 2012).

Im Gegensatz zu den zahlreichen elsterzeitlichen Rinnen gibt es in Norddeutschland kaum subglaziale Rinnen, die dem Saale-Komplex zugeordnet werden (Stackebrandt 2009). Subglaziale Rinnen, die als saalezeitliche Bildungen (Ehlers et al. 1984; Piotrowski et al. 1999; Passchier et al. 2010) interpretiert werden, sind klein (<50 m tief und <1 km breit) und entsprechen eher subglazialen Schmelzwasserkanälen (vgl. Kapitel 3.1). Die größten und tiefsten saalezeitlichen subglazialen Erosionsstrukturen (vgl. Kapitel 4.1.3) sind glazitektonische Becken (Meyer 1987; van der Wateren 1995; Passchier et al. 2010). Passchier et al. (2010) führen die unterschiedliche Erosion durch die elsterzeitlichen und saalezeitlichen Eisschilde auf die Vorstoßgeschwindigkeit der Eisschilde und unterschiedliche Bedingungen an der Basis der Eisschilde zurück.

Weichselzeitliche subglaziale Rinnen sind in Norddeutschland und Dänemark weit verbreitet und sind 20 bis 60 m, im Extremfall 80 m, tief und 0,5 bis 1,5 km breit (Smed 1998; Brose 2005; Jørgensen & Sandersen 2006; Kehew et al. 2012). Diese subglazialen Rinnen sind häufig in der Morphologie gut sichtbar und mit Eisrandlagen assoziiert (Smed 1998; Brose 2005; Jørgensen & Sandersen 2006). Die flachen weichselzeitlichen subglazialen Rinnen wurden vermutlich direkt am Eisrand eingeschnitten und nicht wie die tiefen elsterzeitlichen subglazialen Rinnen in größerer Entfernung zum Eisrand (Smed 1998; Kehew et al. 2012).

4.1.4 Glazitektonische Strukturen in Norddeutschland

Stauchmoränen und glazitektonische Komplexe sind in Norddeutschland weit verbreitet und wurden während allen pleistozänen Eisvorstößen gebildet (Eissmann 1987; Meyer 1987; van der Wateren 1995; Klostermann 1992; Kupetz 1997; van der Wateren 2002; Kupetz 2015; Klimke et al. 2013; Gehrmann et al. 2019; Winsemann et al. 2020; Gehrmann et al. 2022; Lohrberg et al. 2022a). Diese können sowohl entlang der maximalen Eisrandlagen als auch innerhalb der eisbedeckten Gebiete auftreten, wo sie temporäre Eisrandlagen während einer (Wieder-)Vorstoßphase darstellen (Meyer 1987; Klostermann 1992). Auf der eisproximalen



Seite der glazitektonischen Komplexe befinden sich häufig Becken. Als Abscherhorizonte dienen in Norddeutschland pleistozäne oder ältere, wenig verfestigte tonige Schichten (van der Wateren 1995; van der Wateren 2002; Winsemann et al. 2020), kretazische Kreide (Gehrmann et al. 2022) und neogene (Braun-)Kohleflöze (Eissmann 1987; Kupetz 1997). Aus Norddeutschland sind maximale Tiefen glazitektonischer Becken von 120 bis 250 m unter GOK bekannt, was Tiefen von 90 bis 150 m unter NHN entspricht (Klimke et al. 2013; Kupetz 1997; Kupetz 2015; Gehrmann et al. 2022). Trotz ihrer verhältnismäßig großen Tiefen fallen die glazitektonischen Becken daher in den vorliegenden Quartärbasiskarten nicht auf, da sie deutlich flacher sind als die subglazialen Rinnen. Die größte bekannte Tiefe eines Abscherhorizontes in Norddeutschland beträgt etwa 240 m u. NHN und wurde in seismischen Daten nördlich von Helgoland gemessen (Winsemann et al. 2020; Lohrberg et al. 2022a). Allerdings wird diese Tiefe durch jüngere subglaziale Rinnen übertroffen, die den glazitektonischen Komplex durchschneiden (Winsemann et al. 2020).

4.2 Süddeutschland

4.2.1 Geologie des präquartären Untergrundes

Der präquartäre Untergrund in Süddeutschland wird unter anderem von Geyer et al. (2011), Freudenberger & Schwerd (1996), Glaser et al. (2008), Lemcke (1988) und Scholz (2016) beschrieben.

Die Obere Süßwassermolasse (OSM) mit einer Mächtigkeit bis zu 1000 m ist die jüngste tertiäre Einheit. Ihre Sedimente werden als Ablagerungen eines W-E streichenden Beckens mit einer fluviatilen Überschwemmungsebene interpretiert und bestehen aus den Abtragungsprodukten der aufsteigenden Alpen. Die Lockersedimente der OSM weisen eine sehr heterogene Zusammensetzung aus Kies, Sand und feineren Korngrößen auf. Im Bereich des miozänen Vulkanfeldes des Hegau durchdrangen Magmen die Molassesedimente und gelangten bis an die miozäne Geländeoberfläche.

An einer Störungszone ist die Faltenmolasse nach Norden gegen die ungefaltete Molasse abgegrenzt und z. T. überschoben. Nach Süden am morphologischen Alpenrand grenzt sie gegen die Einheiten des Flyschs. Es werden Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern angetroffen.

Die Faltenmolasse ist die nördlichste von der alpidischen Tektonik erfasste Einheit. Vor allem ältere känozoische Schichten des Molassebeckens sind gefaltet, überschoben und verschuppt. Sie tauchen nach Süden unter die alpinen Decken ab. In der Faltenmolasse gibt es neben listrischen Überschiebungsflächen Nord-Süd-verlaufende steil-



stehende, gegeneinander seitlich verschobene Querstörungen. In der Landschaft bilden die steilgestellten Schichten Ost-West-streichende Härtlinge und Hügelketten aus vergleichsweise verwitterungsresistenten Molassekonglomeraten.

Die Gesteine des Helvetikums und der Flyschzone treten im Streichen der Alpen zwischen der Faltenmolasse im Norden und den nördlichen Kalkalpen im Süden zu Tage. Das Helvetikum besteht aus Decken mesozoischer und untergeordnet känozoischen Decken mit z. T. kleinräumigem Falten- und Schuppenbau. Hauptgesteine sind Kalk- und Mergelsteine mit Einschaltungen von Schluff- und Sandsteinen, abgelagert auf einem Kontinentalschelf.

Die Flyschzone ist überwiegend aus kreidezeitlichen karbonatisch-siliziklastischen Wechselfolgen mit wenigen konglomeratisch-brekziösen Zwischenschichten aufgebaut. Diese Tiefwasserablagerungen erreichen Mächtigkeiten bis etwa 1500 m. Innerhalb der Flyschzone werden verschiedene tektonische Teildecken unterschieden.

4.2.2 Alpen und Alpenvorland

Im Pleistozän waren die Alpen weitgehend von einem Eisschild bedeckt, der zeitweise weit in das nördliche Alpenvorland hineinreichte. Somit waren Teile Süddeutschlands von glazigenen Erosionsprozessen betroffen, die eine Vielzahl von übertieften Strukturen geformt haben. Im Gegensatz zu den subglazialen Rinnen in Norddeutschland haben diese Strukturen nicht immer einen schmalen, langgestreckten Umriss, sondern weisen besonders außerhalb der Alpentäler auch flächige, breite Geometrien und Übergangsformen auf. Um die Vielzahl der Geometrien in einem Begriff zusammenfassen zu können, wird der Begriff "übertiefte Strukturen" verwendet.

Die klimatostratigraphische Zuordnung der pleistozänen Kaltzeiten in Süddeutschland unterscheidet sich von der Zuordnung in Norddeutschland. In den bayrischen Alpen und im Alpenvorland werden die glazigenen Ablagerungen über die Abgrenzung von Kalt- und Warmzeiten den Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeiten zugeordnet (Doppler et al. 2011). Die glazigenen Ablagerungen in Baden-Württemberg werden klimatostratigraphisch in die Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeiten eingestuft. Für das Rheingletschergebiet basiert die lithostratigraphische Gliederung des Quartärs auf Erosions- und Sedimentationszyklen. Ein neuer Entwicklungsabschnitt beginnt jeweils nach einem markanten, tiefgreifenden Erosionsereignis durch Vorstoß des Rheingletschers in das Alpenvorland. Die Diskordanzflächen (Hauptdiskontinuitäten nach Ellwanger 2015) definieren die Basis der "Becken-Formationen". Die Steinental-Formation endet mit einer Diskontinuität in der Hoßkirch-Kaltzeit. Die darauffolgende Dietmanns-Formation umfasst demnach Ablagerungen der jüngeren Hoßkirch-Kaltzeit mit erneutem Rheingletscher-Vorstoß, der Holstein-Warmzeit und dem ersten Gletschervorstoß der Riss-Kaltzeit. Die Diskontinuitätsfläche, die die



Basis der Sedimente der Illmensee-Formation bildet, ist durch subglaziale Erosion in der Riss-Kaltzeit gebildet worden. Die Illmensee-Formation umfasst Sedimente eines erneuten Vorlandgletschervorstoßes in der Riss-Kaltzeit, der Eem-Warmzeit und der älteren Würm-Kaltzeit. Die Diskontinuitätsfläche der jüngsten Hasenweiler-Formation liegt in der Würm-Kaltzeit und die Formation umfasst Glazialablagerungen der jüngeren Würm-Kaltzeit und Sedimente des Holozäns (Ellwanger et al. 2011; Ellwanger et al. 2012; Ellwanger 2015).

Nach Reinhardt et al. (2017) sind für Süddeutschland Eisrandlagen bis zurück zur Günz-Kaltzeit dokumentiert, wobei die älteren Eisrandlagen nur vereinzelt und räumlich sehr begrenzt kartiert sind. In den vergletscherten Gebieten sind tief eingeschnittene, heute mehr oder weniger mit glazigenen, fluviatilen, glazifluviatilen und glazilakustrinen Ablagerungen verschiedener Kalt- und Warmzeiten verfüllte glazigene Becken und Täler charakteristisch (Penck & Brückner 1909a, 1909b; Knauer 1952).

4.2.3 Lage und Tiefe glazigener Erosionsstrukturen

Die Abbildung 3 aus Reinhardt et al. (2017) zeigt die ungefähre Lage und Geometrie von möglichen glazigenen Erosionsstrukturen in Süddeutschland innerhalb der maximalen Eisrandlage für das nördliche Alpenvorland. Auf der Grundlage recherchierter Karten aus insgesamt sechs Publikationen (Seiler 1979; Bader 1981; Krause 2001; Link 2004; Preusser et al. 2010; Ellwanger et al. 2011) wurden die Informationen in dieser Karte zusammengefasst. Die Informationen zu den einzelnen Strukturen sind thematisch nicht vollständig vergleichbar und werden meist in einem Übersichtsmaßstab dargestellt. Sie stellen verschiedene Strukturen wie tiefe Becken, tiefe Rinnen oder Rinnenbereiche, spätglaziale Seen, tiefe Grundwasservorkommen in pleistozänen Schichten und Gebiete hoher Quartärmächtigkeit dar oder sie geben Bereiche besonders tiefliegender Quartärbasisfläche beziehungsweise Tertiäroberfläche an. Alle genannten Strukturen können durch glazigene Erosion entstanden sein.

Abbildung 3 zeigt, dass innerhalb der maximalen Eisrandlage des nördlichen Voralpengebietes mehrere Flächen von Teilgebieten gemäß Teilgebietebericht (BGE 2020) liegen. Für diese Flächen sind glazigen übertiefte Strukturen ausgewiesen.



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)



Abb. 3: Übersicht zu möglichen glazigenen übertieften Strukturen in Süddeutschland (Reinhardt et al. 2017) und den im Rahmen der Standortauswahl ausgewiesenen Teilgebiete (BGE 2020). Hintergrund: World Hillshade aus ArcGIS Pro von ESRI, CGIAR, Geoland, USGS (ESRI). Die digitalisierten geometrischen Informationen aus Publikationen können aufgrund ihres unsicheren und unvollständigen Charakters nur als grobe Orientierung zur Lage von glazigenen Erosionsstrukturen angesehen werden.

Zur Tiefe der glazigenen Erosionsstrukturen liegen für die Gesamtheit des deutschen Alpenund Voralpengebietes nur Punktinformationen vor. An Beispielen werden im Folgenden Tiefenangaben zu einigen ausgewählten und markanten Erosionsstrukturen beschrieben.

Der Bodensee stellt das größte Erosionsbecken des Rhein-Gletschers dar. Schreiner (2000) geht beim Bodensee-Becken von einem Gesamtausmaß der Tiefenerosion von 800 m bezogen auf das Höhenniveau der Älteren Deckenschotter aus. Bezogen auf ein rekonstruiertes präglaziales Rampenrelief kalkuliert Ellwanger (2015) für die tiefsten Stellen der Felsoberfläche im Bodensee-Becken eine Tieferlegung von über 1000 m. Reinhardt et al. (2017) ermittelten für das Bodensee-Becken eine Übertiefung von etwa 830 m und vermuten, dass im südlichen Bodensee-Becken auch höhere Beträge möglich sind. Die ermittelte Tiefe ist die Summe von Erosionsprozessen während der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeiten.

Seite 33 von 106



Nach Flächenberechnungen für das Gebiet des Rheintal-Gletschers befinden sich die markantesten Übertiefungen in Baden-Württemberg, vom südlichen Bodensee ausgehend:

- Nordnordöstlich im Streichen des Schussentales (Richtung Bad Schussenried)
- Nordwestlich im Streichen des Bodensees
- Nordöstlich im Verlauf der Argen (Richtung Kißlegg)

Beim nordöstlich des Bodensees gelegenen Tannwaldbecken handelt es sich um eine Nord-Süd streichende Struktur mit Tiefen bis zu 250 m unter GOK, die in die unterlagernden Schichten der tertiären Oberen Meeresmolasse einschneidet und mit quartären fluviatilen und als Moränenablagerungen interpretierten Sedimenten sowie Rutschkörpern der Oberen Meeresmolasse gefüllt ist (Burschil et al. 2018).

Im Singener Becken in der Verlängerung des Bodensees gehen Szenkler et al. (1999) von einer Tiefenerosion von insgesamt 500 m aus. Sie vermuten rißzeitliche Schotter an der Basis des Beckens.

Anselmetti et al. (2022) beschreiben eine Bohrung im Basadingen-Becken, das zu den übertieften glazigenen Strukturen des Rhein-Gletschers gehört und knapp südlich der deutsch-schweizer Grenze liegt. Die dort abgeteufte Bohrung ist mit 250 m mächtigen quartären Sanden und Kiesen verfüllt und hat das unterliegende Festgestein nicht angetroffen. Nach einem seismischen Profil beträgt die Tiefe der schmalen, mit steilen Flanken ausgeprägten Erosionsstruktur ca. 300 m.

Im Loisachtal bei Farchant (nördlich von Garmisch-Partenkirchen) wurde mit seismischen Untersuchungen eine glazigene Erosionsstruktur, die auf die erosive Wirkung des Isar-Loisach-Gletschers zurückzuführen ist, ermittelt (Frank 1979). Die Quartärmächtigkeit in dieser Struktur beträgt 550 m. Der Talabschnitt liegt in den Nördlichen Kalkalpen, wo triassische Gesteine (Hauptdolomit, Plattenkalk) anstehen (Scholz & Zacher 1983).

Frank (1979) beschreibt erbohrte Quartärmächtigkeiten im Isartal von 362 m, die der Mindel-Kaltzeit zugeordnet werden. Außerdem wird im gleichen Gebiet eine Erosionstiefe von 236 m für die Riß-Kaltzeit beschrieben. Für die Würm-Kaltzeit nennt er Erosionstiefen bezogen auf die Oberfläche frühwürmzeitlicher Vorstoßschotter von 80 bis 100 m im Isartal bei Krün und bei Bad Tölz. Bezogen auf den Talboden entspricht das etwa 60 m Erosionstiefe.

Fiebig et al. (2014) beschreibt im Einflussbereich des Salzach-Vorlandgletschers an der Deutsch-Österreichischen Grenze eine Bohrung, die eine Quartärmächtigkeit von 116 m aufweist. Diese Bohrung soll neu bearbeitet werden (Anselmetti et al. 2022).


4.3 Vergletscherung der Mittelgebirge

Während des Pleistozäns bildeten sich auch in den höheren Lagen (>500 – 1000 m ü. NHN) einiger Mittelgebirge lokale Gletscher. Lokale Vergletscherungen sind etwa aus dem Schwarzwald (Leser & Metz 1988), dem Bayrischen Wald (Liedtke et al. 2003) und dem Harz (Duphorn 1968; Diedrich 2013) bekannt.

Glazigene Erosionsstrukturen in den Mittelgebirgen sind wenig ausgeprägt und erreichen nur geringe Tiefen von wenigen Metern bis 10er Metern (Duphorn 1968; Metz 1992; Reinhardt et al. 2017). Diese glazigenen Erosionsstrukturen werden hier nicht näher betrachtet. Für die Standortauswahl relevante Erosionsprozesse und -raten außerhalb der großen pleistozänen Vereisungsgebiete werden derzeit in einem durch die BGE beauftragten Projekt durch die Eberhard-Karls-Universität Tübingen bearbeitet (BGE 2021).

4.3.1 Schwarzwald

Der überwiegende Teil des Schwarzwaldes ist aus Kristallingesteinen aufgebaut, die zu einem kleineren Teil der saxothuringischen und zu einem größeren Teil der moldanubischen Zone des variszischen Gebirges zugeordnet werden (Semmel 1995). Die Granite und Gneise des kristallinen Grundgebirges werden im Norden, Osten und Süden überdeckt von Sedimentgesteinen des Oberen Paläozoikums und des Buntsandsteins (Geyer et al. 2011).

Vereisungen des Schwarzwaldes sind kleinräumig und nur in den höchsten Regionen des südlichen Schwarzwaldes bekannt. Leser & Metz (1988) skizzieren eine würmzeitliche etwa 1000 km² große flächenhafte maximale Vereisung mit Vereisungszentren im Bereich des Feldbergs, des Herzogenhorns, des Belchens und des Schauinslands, von denen Gletscher in die Täler hinabzogen (Abb. 3). In fast allen Tälern können Hinweise auf Phasen des Abschmelzens und des erneuten Vorstoßens gefunden werden.

Die Lage anderer Vereisungszentren bzw. Vereisungsspuren im Schwarzwald konnte nicht in einer Karte erfasst werden. Eine kurze Zusammenfassung dieser Informationen gibt Reinhardt et al. (2017). Demnach kamen ins Vorland vorstoßende Gletscher nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Süden des Schwarzwalds mit geringer Ausdehnung vor – z. B. die 25 km langen und mehrere 100 m mächtigen Talgletscher des Albtal- und des Wiesetalgletschers. Im Mittel- und Nordschwarzwald sind Vorlandgletscher nicht belegt. In der Literatur beschriebene Erosionsstrukturen reichen nur einige 10er-Meter in den Untergrund (Reinhardt et al. 2017). Im Bereich der ehemaligen Eiskappe des Südschwarzwaldes liegen der Titisee (maximale Seetiefe 39 m) und der Schluchsee (maximale Seetiefe nach Aufstau 63 m). Sie sind wie andere, heute verlandete, Seen aus Zungenbecken im Spätglazial entstanden. Geyer et al. (2011) beschreiben übertiefte Talabschnitte aus der Riß- und Würm-Kaltzeit, die durch subglaziale Erosion geschaffen



wurden. Metz (1992) weist darauf hin, dass die Tiefenlinien des Schluchsees am südöstlichen Ende eine Übertiefungswanne anzeigen und geht im Unterschied zum Titisee von einer echten Übertiefung aus.

4.3.2 Bayrischer Wald

Der Bayrische Wald liegt am Westrand der Böhmischen Masse und gehört zur hochmetamorphen moldanubischen Zone des variszischen Gebirges. Er ist aus Graniten und Gneisen aufgebaut.

Abbildung 3 zeigt die ungefähre Ausbreitung zweier kleiner isolierter würmzeitlicher Eiskappen in der Region Großer Arber und Kleiner Arber (Liedtke et al. 2003; Reinhardt et al. 2017). Die höchste Erhebung des Bayrischen Waldes ist der Große Arber mit 1.456 m ü. NHN. Ergenzinger (1967) listet Talmoränen bis in eine Tiefe von 670 m ü. NHN auf. Nach Rother (1995) werden die tiefsten Endmoränen bis 720 m ü. NHN beobachtet. Die Moränen sind Ablagerungen von sechs würmzeitlichen Eisvorstößen. Die längsten dieser Gletscher waren etwa 7 km lang. Für die Existenz älterer Vereisungen gibt es nur Hinweise. Ergenzinger (1967) nennt hier rißzeitliche Vereisungsspuren auf höher gelegenen Terrassen.

4.3.3 Harz

Der Harz ist ein Höhenzug am Südrand des Norddeutschen Beckens. Der Harz gehört zum im Karbon gebildeten variszischen Gebirge und ist aus paläozoischen Sedimentgesteinen, Magmatiten und schwach metamorphen Gesteinen aufgebaut (Mohr 1993). Während der Inversionsphase des Zentraleuropäischen Beckensystems in der späten Kreide wurden die paläozoischen Gesteine des Harz herausgehoben und teilweise über mesozoische Gesteine überschoben (Lohr et al. 2007; Voigt et al. 2008). Der höchste Berg im Harz ist der Brocken mit 1141 m ü. NHN.

Im Pleistozän waren die höchsten Gebiete des Harz im Umfeld des Brockens vergletschert. Die Untergrenze des zusammenhängenden Vereisungsgebiets lag bei etwa 750 m ü. NHN (Reichelt 1964; Diedrich 2013). Nach Rekonstruktionen von Duphorn (1968) und Diedrich (2013) zeigen Endmoränen an, dass Talgletscher bis auf eine Höhe von 400 m ü. NHN hinabreichten. Die maximale Mächtigkeit glazigener Ablagerungen beträgt etwa 30 m (Duphorn 1968). Hinweise auf tiefe glazigene Erosionsformen gibt es im Harz nicht (Reichelt 1964; Diedrich 2013).



5 Methodik

5.1 Datenbasis und Datenbereinigung

Als Datenbasis für die Analyse der pleistozänen Erosionstiefe dienten für Norddeutschland die von den Staatlichen Geologischen Diensten zur Verfügung gestellten Quartärbasiskarten und modellierten Quartärflächen. Einige der veröffentlichten Karten sind mehr als 10 Jahre alt. Derzeit sind alle norddeutschen Staatlichen Geologischen Dienste dabei, ihre Quartärbasiskarten zu überarbeiten beziehungsweise 3D-Modelle des mitteltiefen Untergrundes zu erstellen. Ergebnisse von neuen Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen sowie deren Interpretationen werden genutzt, um die Quartärbasiskarten zu aktualisieren und an den aktuellen Forschungsstand anzupassen. Da der Fortschritt und die geplanten Fertigstellungstermine in den einzelnen Bundesländern jedoch sehr unterschiedlich sind, wurde mit den Daten gearbeitet, die zum Zeitpunkt des Projektbeginns vorlagen (Abb. 4 - 12).

Für Süddeutschland wurde auf die Ergebnisse des BGR Berichtes "Pleistozäne übertiefte Strukturen und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte in Süddeutschland" von Reinhardt et al. (2017) zurückgegriffen. Laut Aussage der Staatlichen Geologischen Dienste Baden-Württembergs und Bayerns wurden in den letzten Jahren nur wenig neue Daten erhoben und die Produkte der Landesämter aus dem Jahr 2017 sind weiterhin aktuell.

Die meisten Staatlichen Geologischen Dienste haben die Quartärbasiskarten als Linien-Shapefiles zur Verfügung gestellt. Die Bundesländer Hamburg und Bremen haben Skua-Gocad 3D-Oberflächen bereitgestellt. Die Skua-Gocad 3D-Oberflächen wurden zur weiteren Bearbeitung in Linien-Shapefiles umgewandelt. Um die Daten der einzelnen Bundesländer miteinander vergleichen zu können, musste den Datensätzen das gleiche Koordinatensystem zugewiesen werden und die Daten wurden in ein gleiches Datenformat überführt.

Für das Arbeitspaket "Suchtiefe" wurde ein rechtwinkliges Koordinatensystem gewählt, um eine gute Darstellung und eine Basis für die anstehenden Rasterdatenkalkulationen zu haben. Alle Geodaten wurden in das Koordinatensystem "ETRS 1989 UTM Zone 33N" mit der Projektion "Transversal Mercator" überführt, das mit der internationalen EPSG Nummer 25833 codiert ist. Die Höhendaten werden alle im Bezugssystem NHN dargestellt.

Für die Datenbearbeitung wurden SKUA-GOCAD (Paradigm; Version 19) ArcMap (ESRI; Version 10.8.1) und ArcGIS Pro (ESRI; Version 2.9.1) verwendet. Die Datenbereinigung war für jedes Bundesland unterschiedlich aufwändig, z. B. aufgrund der unterschiedlichen



Datenformate und Erstellungsjahre. So umfasst die durchgeführte Datenbereinigung sehr häufig das Schließen von Tiefenlinien, um eine weitere Arbeit mit dem Datensatz zu ermöglichen, oder das Löschen von isolierten Teilstücken von Tiefenlinien, die ohne zusätzliche Dateninterpretation nicht zuordenbar waren.

5.1.1 Schleswig-Holstein

Das Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) Schleswig-Holsteins hat die Quartärbasis als Linien-Shapefile zur Verfügung gestellt. Die Quartärbasiskarte stammt aus dem Jahr 2016 und wurde im Maßstab 1:200.000 erstellt.



Abb. 4: Die Originaldaten der Quartärbasis des Landes Schleswig-Holstein als Tiefenlinienkarte dargestellt.

Die Qualität der Datenbasis ist sehr gut. Es wurden nur kleinere Anpassungen vorgenommen wie z. B. das Schließen einzelner Tiefenlinien.



5.1.2 Hamburg

Das Geologische Landesamt hat 3D GOCAD-Flächen (TSurf-Flächen .ts) bereitgestellt:

- Ober- und Unterkante des Lauenburger Ton (Stand 2021)
- Ober- und Unterkante von Ablagerungen der Holstein-Warmzeit (Stand 2021)
- Quartärbasis und die subglaziale Rinnenstruktur (Stand 2018)



Abb. 5: Die Original-TSurf-Fläche der Quartärbasis Hamburg als Rasterdaten in ArcGIS dargestellt.

Die 3D TSurf-Flächen wurden mit Hilfe der Software SKUA-GOCAD in einen in ArcGIS lesbaren Rasterdatensatz umgerechnet und exportiert, so dass in ArcGIS aus den Rasterdaten Linien-Shapefiles erstellt werden konnten.



5.1.3 Bremen

Der Geologische Dienst für Bremen (GDfB) hat die Daten der Quartärbasis in einer 100 x 100 m Auflösung als TSurf-Flächen (SKUA-GOCAD) für Bremen und Bremerhaven zur Verfügung gestellt:

- Holozän-Basisflächen (Stand 2012-2016)
- Quartär-Basisflächen (Stand 2012-2016)



Abb. 6: Die Original-T-Surf-Fläche der Quartärbasis Bremen/Bremerhaven als Rasterdaten in ArcGIS dargestellt.

Die 3D TSurf-Flächen wurden mit Hilfe der Software SKUA-GOCAD in einen in ArcGIS lesbaren Rasterdatensatz umgerechnet und exportiert, so dass in ArcGIS aus den Rasterdaten Linien-Shapefiles erstellt werden konnten.



5.1.4 Niedersachsen

Das Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) hat die Quartärbasiskarte als Linien-Shapefile zur Verfügung gestellt. Die Daten der Quartärbasis von Niedersachsen sind, gerade in den Festgesteinsgebieten Südniedersachsens, nicht vollständig, da die Datendichte dort gering ist und die quartären Einheiten nur lokal aufgeschlossen sind. Die Tiefenlinien der Quartärbasis im Festgesteinsgebiet sind meist unterbrochen und nicht überall vorhanden (Abb. 7).



Abb. 7: Die Originaldaten als Linien-Shapefile der Quartärbasis des Landes Niedersachsen.

Da für das Arbeitspaket "Suchtiefe" nur die Bereiche Niedersachsens mit deutlichen Rinnenstrukturen im Fokus lagen, wurde beschlossen, eine Datenbereinigung vorzunehmen. Zu diesem Zweck wurden die Linien außerhalb der klar strukturierten, tiefen Rinnen aus dem Datensatz gelöscht. Bei der Bearbeitung wurden Tiefenlinien geschlossen, und fehlende Tiefenlinien wurden manuell eingefügt, indem zwischen der über- und unterlagernden Linie manuell interpoliert wurde.



Die vom LBEG gelieferten Daten beinhalteten auch die Daten zur Quartärbasis Bremens. Da aber das Land Bremen einen deutlich aktuelleren Datensatz geliefert hat, wurde im Projekt mit den neueren Daten aus Bremen gearbeitet, auch wenn die beiden Länder oft in den Kartendarstellungen zusammen abgebildet werden.

5.1.5 Nordrhein-Westfalen

Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalens hat ein Übersichts- sowie ein Detailmodell der Quartärbasis als Linien-Shapefiles und Rasterdaten zur Verfügung gestellt.



Abb. 8: Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Nordrhein-Westfalens als Linien-Shapefile stammen aus dem bereitgestellten Übersichtsmodell des Landes.

Da aus den Daten Niedersachsens die Bereiche des Festgesteinsgebietes aufgrund ihrer fehlenden Vollständigkeit in dieser Studie nicht betrachtet wurden und dadurch kein Zusammenhang mit möglichen Rinnen in Nordrhein-Westfalen hergestellt werden konnte, wurden die Daten aus Nordrhein-Westfalen ebenfalls nicht betrachtet. Zudem ist bei den Daten von Nordrhein-Westfalen zu erkennen, dass aktuell keine Rinnen tiefer als 100 m bekannt sind.



5.1.6 Mecklenburg-Vorpommern

Die Daten zur Quartärbasis Mecklenburg-Vorpommerns stammen aus dem Projekt Gorleben der BGR (Brückner-Röhling et al. 2002). Das Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommers (LUNG) ist gerade dabei, ein mitteltiefes 3D Modell des Bundeslandes zu erstellen, das auch die Quartärbasis beinhaltet. Da die neu modellierte Quartärfläche zum Zeitpunkt unserer Berechnungen noch nicht fertiggestellt war, wurde auf die Quartärbasisdaten des Projektes Gorleben (Brückner-Röhling et al. 2002) zurückgegriffen.



Abb. 9: Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Mecklenburg-Vorpommers als Linien-Shapefile.

Die Datengrundlage ist gut; es musste nur eine geringfügige Datenbearbeitung durchgeführt werden. Offene Tiefenlinien wurden geschlossen und in den Schnittbereichen mussten kurze Polylinien ohne direkten Zusammenhang manuell gelöscht werden.

5.1.7 Sachsen-Anhalt

Das Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) hat ein Linien-Shapefile der Quartärbasis des Landes bereitgestellt.





Abb. 10: Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Sachsen-Anhalts als Linien-Shapefile.

Die Quartärbasis Sachsen-Anhalts zeigt eine deutliche räumliche Zweiteilung. Südlich der Elbe scheinen keine Rinnen mehr aufzutreten, die Quartärbasis ist stark zergliedert und die Höhenlinien verlaufen nicht durchgängig (Abb. 10). Die Datenlage lässt vermuten, dass quartäre Ablagerungen in diesen Bereichen geringmächtig und nicht flächenhaft vorhanden sind. Da dieser Bereich für das Arbeitspaket "Suchtiefe" nicht von zentraler Bedeutung ist, wurden diese Daten manuell gelöscht. Der Bereich Sachsen-Anhalts nördlich der Elbe zeigt Rinnenstrukturen. Um Inhomogenitäten im Datensatz auszugleichen, wurde er umfassend überarbeitet. Bei der Bearbeitung wurden offene Tiefenlinien geschlossen. Zudem wurden die verschiedenen Tiefenlinien, die an Blatträndern aufhören oder die sich überlagern, umfassend bereinigt.



5.1.8 Brandenburg

Das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) des Landes Brandenburg hat ein Polygon-Shapefile der Quartärbasis des Bundeslandes, sowie ein Punkt-Shapefile mit den Rinnennamen bereitgestellt.



Abb. 11: Das aus dem Punktdatensatz berechnete Linien-Shapefile der Bundesländer Brandenburg und Berlin. Der Punktdatensatz stammt aus der Arbeit von Noack et al. (2010).

Die Daten zur Quartärbasis stammen aus dem "Atlas zur Geologie von Brandenburg" (Stackebrandt & Manhenke 2010). Der gelieferte Datensatz lag als Polygon-Shapefile vor, und war daher nicht mit den anderen Linien-Shapefiles kompatibel. Da die Datenkonvertierung viel Zeit beansprucht hätte, wurde beschlossen, die berechnete Quartärbasis von Noack et al. (2010) zu verwenden, da diese Autoren ebenfalls den Datensatz des



Geologischen Landesamtes Brandenburg genutzt und schon konvertiert und bereinigt haben. Die Eingangsdaten für das Land Brandenburg beinhalten auch die Daten des Bundeslandes Berlin (Abb. 11).

5.1.9 Berlin

Die Landesgeologie Berlin hat die Quartärbasiskarte des Landes Berlin als Linien-Shapefile mit einem Tiefenlinienabstand von 20 m zur Verfügung gestellt.



Abb. 12: Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Berlin als Linien-Shapefile. Da es sich um einen bisher unveröffentlichten Datensatz handelt, werden hier keine Tiefen angegeben.

Die Datenbasis ist sehr detailliert und hat eine hohe Qualität. Der Datensatz ist noch nicht veröffentlicht und für unsere Studie ist der Detaillierungsgrad zu hoch, sodass wir auf den Datensatz von Brandenburg, der auch die Daten von Berlin beinhaltet, zurückgegriffen haben. Der Vollständigkeit halber zeigen wir den Berliner Datensatz transparent und ohne Tiefenangaben.







Abb. 13: Übersichtskarte über die Verteilung der subglazialen Rinnen in der Nord- und Ostsee sowie auf dem Festland. Die Karte zeigt nur eine Auswahl an publizierten subglazialen Rinnen aus der Nordsee.



Die Datengrundlage für die Quartärbasis der deutschen Meeresgebiete ist lückenhaft, weder für die deutsche Nordsee noch für die deutsche Ostsee existiert eine flächenhafte Quartärbasis, die auch die bekannten subglazialen Rinnen abbildet. Daher stammen die für den Bericht genutzten Daten aus Publikationen, die immer nur einen kleinen Untersuchungsraum betrachten. Abbildung 13 zeigt eine Übersichtskarte der publizierten subglazialen Rinnen der Nord- und Ostsee. Für die Nordsee gibt es sehr viele unterschiedliche Publikationen zu subglazialen Rinnen, daher wurde aufgrund der Darstellbarkeit der Daten auf der Übersichtskarte auf die Kompilationen von Huuse & Lykke-Andersen (2000b) und van der Vegt et al. (2012) zurückgegriffen. Für die Ostsee zeigen die Publikationen von Huuse & Lykke-Andersen (2000b) und van der Vegt et al. (2012) subglaziale Rinnen in der polnischen und in der östlichen Ostsee (Abb. 13); für die deutsche Ostsee werden keine Rinnen dargestellt. Detaillierter werden die subglazialen Rinnen der Nord- und Ostsee in den folgenden Kapiteln beschrieben.

5.1.10.1 Nordsee

Eine flächendeckende Quartärbasis, die auch die subglazialen Rinnen beinhaltet, existiert für die deutsche Nordsee bisher noch nicht. In Abbildung 14 sind die subglazialen Rinnen der deutschen Nordsee zusammen mit den veröffentlichten Teilgebieten (BGE 2020) dargestellt.

Die von Schwarz (1996) publizierten und in der Abbildung 14 grün dargestellten subglazialen Rinnen wurden von Lutz et al. (2009) anhand neuerer seismischer 2D-Messdaten überarbeitet. Zudem zeigen Lutz et al. (2009) Ergebnisse aus der Interpretation 3D-seismischer Messungen, in denen die subglazialen Rinnen deutlicher und besser verfolgbar sind, als an reinen 2D-seismischen Linien. In der Arbeit von Lutz et al. (2009) werden die Tiefen nur als Zwei-Wege-Laufzeiten der seismischen Wellen angegeben. Aus der Diplomarbeit von Kalka (2007), auf der die Publikation von Lutz et al. (2009) basiert, konnten punktuell Tiefenangaben extrahiert werden (Abb. 14). Die Tiefenkonvertierung erfolgt nach der Formel:

$$Tiefe[m] = TWT[ms] \times v_{Sed}\left[\frac{m}{s}\right]$$
(1)

wobei für die Nordsee eine durchschnittliche Geschwindigkeit (v_{sed}) im oberflächennahen Sediment von 1600 m/s angenommen wird (Lutz et al. 2009; Lohrberg et al. 2022b).





Abb. 14: Darstellung der subglazialen Rinnen in der deutschen Nordsee nach Hepp et al. (2012), Lohrberg et al. (2022b), Lutz et al. (2009), Schwarz (1996) zusammen mit den Wirtsgesteinen der Teilgebiete (BGE 2020). Die punktuellen Tiefenangaben stammen aus der Arbeit von Kalka (2007).

Die jüngeren Arbeiten von Lohrberg et al. (2020) und Lohrberg et al. (2022b), die auf neuen 2D-seismischen Daten in der südöstlichen Nordsee (Abb. 14) basieren, zeigen einen anderen Verlauf der subglazialen Rinnen als Lutz et al. (2009) und geben die Tiefen in Meter unter NHN an (Abb. 15).





Abb. 15: Detailbetrachtung der südöstlichen Nordsee nordöstlich von Helgoland mit den Tiefenangaben und Rinnenverläufen nach Lohrberg et al. (2022b) und den Wirtsgesteinen der Teilgebiete (BGE 2020).

Der nördliche Teil der deutschen Nordsee (Abb. 14) zeigt nur wenige, isolierte subglaziale Rinnen.

5.1.10.2 Ostsee

Eine Gesamterfassung und Darstellung subglazialer Rinnen der westlichen und südlichen Ostsee ist bisher nicht erfolgt (Abb. 16). Verschiedene Autoren haben in Teilgebieten der Ostsee u.a. die oberflächennahen Sedimente auf ihre lithologische Zusammensetzung und ihre Strukturen mittels seismischer Verfahren untersucht.

In der westlichen Ostsee wurde die Kieler Bucht von Fehmarn über die Südspitze Langelands, die Marstalbucht, Årø, Alsen, die Flensburger Förde, die Eckernförder Bucht sowie der äußere Teil der Kieler Förde von Atzler & Werner (1996) untersucht, um u. a. die Tiefenlage der Basis des glazialen Pleistozäns und seine flächenmäßige Verbreitung zu erfassen.





Abb. 16: Übersichtskarte der deutschen Ostsee mit Teilgebieten nach BGE (2020). Die farbig dargestellten Rinnen stammen aus der Arbeit von Atzler (1994) und die detailliert dargestellte Kossau Rinne aus Al Hseinat & Hübscher (2014).



Die reflexionsseismischen Daten erreichen im Gebiet die Basis des Pleistozäns in Tiefen bis 150 m. Atzler & Werner (1996) beschreiben die Breitgrund Rinne, südwestlich vom kleinen Belt, und die südlich von Langeland einsetzende und von Nord nach Süd streichende Kossau-Rinne, die etwa Tiefen von etwa 90 m u. NHN erreichen. Al Hseinat & Hübscher (2014) bildeten die Kossau-Rinne in der südöstlichen Kieler Bucht basierend auf hochauflösender Mehrkanalseismik und Echosounddaten ab. Für die Rinnenbreite geben Al Hseinat & Hübscher (2014) 1200 m bis 8000 m an und die Rinnentiefen werden in Zwei-Wege-Laufzeiten (TWT) angegeben. Atzler (1994) gibt für das Kossau-Rinnensystem eine maximale Tiefe bis 93 m u. NHN an und vermerkt, dass anhand der Moränenfüllung im nördlichen Rinnenabschnitt mindestens zwei Vereisungsphasen unterschieden werden können.



Abb. 17: Detailansicht der Kieler Bucht mit den Rinnen nach Atzler (1994) und den korrespondierenden Tiefenangaben, sowie die Lage der Kossau Rinne nach Al Hseinat & Hübscher (2014) mit den in dieser Studie berechneten Tiefen. Zudem werden die Teilgebiete (BGE 2020) dargestellt.

Feldens & Schwarzer (2012) beschreiben basierend auf seismischen Profilen ein pleistozänes Flusssystem bzw. eine pleistozäne Rinne ("buried channel") im Fehmarn Belt, welche von Westen nach Osten bis in den Norden der Mecklenburg Bucht reicht. Die Rinne erstreckt sich auf mehreren hundert Metern Breite, erreicht eine durchschnittliche



Tiefe von ca. 40 m u. NHN und erreicht in der Mecklenburger Bucht eine maximale Tiefe von 60 m u. NHN. Es ist unsicher, ob es sich um eine subglaziale Rinne handelt.

Für die Ostsee stammen die Tiefenangaben der subglazialen Rinnen (Abb. 17) aus den Arbeiten von Atzler (1994) und Al Hseinat & Hübscher (2014). Die Rinnen wurden anhand von 2D-seismischen Linien interpretiert und die Tiefen sind als Zwei-Wege-Laufzeiten (TWT) der seismischen Wellen angegeben. Die Tiefenkonvertierung erfolgt nach der Formel:

$$Tiefe[m] = TWT[ms] \times v_{Sed}\left[\frac{m}{s}\right]$$
(2)

wobei Schnabel et al. (2021) zwei Geschwindigkeiten (v_{sed}) für den oberflächennahen Bereich von 1765 m/s und 1980 m/s für die Ostsee angeben. Diese Geschwindigkeiten wurden genutzt, um die von Al Hseinat & Hübscher (2014) angegebenen Zwei-Wege-Laufzeiten für die Kossau Rinne umzurechnen. Aus den daraus berechneten Tiefenwerten wurde die mittlere Tiefe berechnet und in Abbildung 17 dargestellt. Atzler (1994) gibt die Geschwindigkeit (v_{sed}) mit 1550 m/s an. Mit diesem Wert wurden die Tiefen der Rinnen nach Atzler (1994) umgerechnet.

5.1.11 Eisrandlagen

Für das Arbeitspaket "Suchtiefe" wurden als Kompilation verschiedener Publikationen maximale Eisrandlagen für Nord- und Süddeutschland mit ArcGIS erstellt. Die maximale Eisrandlage kann eine Kombination verschiedener Kaltzeiten darstellen, wenn diese unterschiedlich weit ins Vorland vorgedrungen sind. Die Ausdehnung der pleistozänen Eisschilde kann Hinweise auf die Ausdehnung zukünftiger Eisschilde geben.

5.1.11.1 Norddeutsche Vereisungsgebiete

Die kompilierte maximale Eisrandlage von Norddeutschland (Abb. 2) ist eine Verschneidung der maximalen Eisränder der Elster-Kaltzeit und des Drenthe Stadiums des Saale-Komplexes. Die Grundlage für die Darstellung der Eisrandlagen ist die Publikation von Ehlers et al. (2011). Detaillierte Daten für die Darstellung des maximalen Eisrandes der Elster-Kaltzeit stammen von Winsemann et al. (2011) und Roskosch et al. (2015) und für das Drenthe-Stadium (Saale-Komplex) von Lang et al. (2018) und Moreau et al. (2012).

5.1.11.2 Süddeutsche Vereisungsgebiete

Der Verlauf des maximalen Eisrandes in Süddeutschland stammt aus der Publikation von Preusser et al. (2010) und deckt das gesamte nördliche Alpenvorland ab (Abb. 3). Zusätzlich waren der Schwarzwald und der Bayrische Wald von lokalen Vereisungen



betroffen (Abb. 3). Die Darstellung der maximalen Eisrandlage für den Bayrischen Wald stammt von Liedtke (2003). Die Eisrandlage des Schwarzwaldes für die Würm-Kaltzeit ist der Publikation von Schreiner & Sawatzki (2000) entlehnt.

5.2 Bereinigte Quartärbasisdatensätze

Das Zusammenführen der Tiefenlinienkarten der einzelnen Bundesländer zu einer gemeinsamen Karte stellt eine große Herausforderung dar. Die Verwendung unterschiedlicher Datensätze, Auflösungen, Tiefenlinienabstände und Kartierungsansätze führt zu großen Diskontinuitäten entlang der Landesgrenzen. Ohne eine flächendeckende Harmonisierung und/oder Neuinterpretation der Daten in den Grenzbereichen können die Karten nicht zusammengeführt werden. Eine solche Neuinterpretation ist jedoch innerhalb des Zeitrahmens des Arbeitspaketes nicht möglich. Daher werden in einem ersten Schritt die Daten für jedes Bundesland einzeln betrachtet.

Die Daten der Bundesländer Bremen und Berlin werden in die sie umschließenden Bundesländer Niedersachsen und Brandenburg integriert. Im Falle von Berlin wurde der Datensatz des Landes Brandenburg, da er die Berliner Daten beinhaltet, für die Berechnungen genutzt.

Für alle hier betrachteten Bundesländer wird aus den bereinigten Linien-Shapefiles oder T-Surf-Flächen mit Hilfe von ArcGIS ein Rasterdatensatz der Quartärbasis erstellt. Auf die berechneten Rasterdaten sind verschiedene Oberflächenanalyse-Werkzeuge anwendbar und die Daten lassen sich genauer darstellen.

Für die bessere Sichtbarkeit der subglazialen Rinnen in den Rasterdatensätzen der Quartärbasis wurden die Rasterwerte, die flacher als 100 m u. NHN sind, ausgeblendet. In diesen ausgeblendeten Bereichen sind keine ausgeprägten Rinnen vorhanden. Diese Darstellung dient allein dazu, den Verlauf der subglazialen Rinnen deutlich hervortreten zu lassen.

5.2.1 Schleswig-Holstein

Die Datengrundlage für Schleswig-Holstein ist sehr gut und daher kann ohne größere Anpassungen aus dem Linien-Shapefile ein Rasterdatensatz berechnet werden. Die Rasterweite der Quartärbasisfläche beträgt 100 x 100 m. Für eine bessere Übersicht über den Rinnenverlauf werden die Daten kleiner 100 m u. NHN ausgeblendet.





Abb. 18: Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Schleswig-Holstein mit einer Rasterweite von 100 m.

Das LLUR erzeugt seit dem Jahr 2021 ein neues, landesweites 3D-Modell der neogenen und quartären Schichten. In den kommenden Jahren soll so ein landesweites 3D-Modell entstehen, das auch eine hochaufgelöste Quartärbasis beinhaltet. Erste Zwischenergebnisse zeigen Rinnen mit deutlich geändertem Lauf und größeren Tiefen (Hese et al. 2021).

5.2.2 Hamburg

Aus der gelieferten TSurf-Fläche des Landes Hamburg wurde ein Quartärbasisraster mit einer Auflösung von 100 x 100 m gerechnet. Die Daten wurden unbearbeitet übernommen. Für eine bessere Übersicht über den Rinnenverlauf werden die Daten kleiner 100 m u. NHN ausgeblendet.





Abb. 19: Der aus der T-Surf-Fläche berechnete Rasterdatensatz für Hamburg mit einer Rasterweite von 100 m.

5.2.3 Niedersachsen und Bremen

Die Daten des Bundeslandes Bremen wurden unbearbeitet in ein Raster mit der Zellgröße 100 x 100 m umgerechnet.

Die Daten des Landes Niedersachsens wurden stark überarbeitet. Bei der Bearbeitung der Daten wurde deutlich, dass einige der Tiefenlinien nicht geschlossen waren und oft die -25 m Linie fehlt. Die Tiefenlinien wurden geschlossen, und die fehlenden Tiefenlinien wurden manuell eingefügt, indem zwischen der über- und unterlagernden Linie manuell interpoliert wurde.



Das niedersächsische Bergland, das durch an der Oberfläche anstehendes Festgestein geprägt ist, wurde von den Betrachtungen ausgeschlossen, da sich dort keine durchgängigen und tiefen subglazialen Rinnenstrukturen befinden. Nach der Datenbereinigung wurde das Linien-Shapefile in ein 100 x 100 m Raster umgerechnet und mit den Daten von Bremen zusammengefasst. Die beiden Länder werden in einer Abbildung dargestellt, auch wenn sie aus zwei Datensätzen bestehen.



Abb. 20: Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Niedersachsen mit einer Rasterweite von 100 m kombiniert mit dem aus der T-Surf-Fläche berechnete Rasterdatensatz für Bremen. Der rote Kreis zeigt das Gebiet der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest, in dem aufgrund der Datenlage keine Aussage über das Vorkommen und die Tiefe der subglazialen Rinnen getroffen werden kann.

Die Daten des Landes Niedersachsens müssen noch zusätzlich nach der Umwandlung in einen Rasterdatensatz bearbeitet werden. Im Bereich der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest taucht nach der geostatischen Interpolation des Rasterdatensatzes ein Bereich (roter Kreis in Abb. 20) auf, der nahezu einheitliche Werte knapp über 100 m u. NHN aufweist und ein Interpolationsrelikt darstellt. Der Originaldatensatz zeigt hier eine ebene Fläche ohne tiefe Rinnenstrukturen, dies zeigt sich dann auch in dem daraus berechneten Raster.



Der rot umrandete Bereich in Abbildung 20 wurde manuell auf einen Wert kleiner 100 gesetzt, so dass dieser in den nachfolgenden Berechnungen der Talwege nicht mehr betrachtet wird. In dieser Studie wird daher die Region Ostfriesisch-Oldenburgische Geest nicht bei den Berechnungen und Interpretationen berücksichtigt. Im Bereich der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest Niedersachsens sind tiefere subglaziale Rinnen zu erwarten (Abb. 7). Die Datenlage in diesem Bereich ist zurzeit nicht ausreichend.

Das LBEG hat mit einer landesweiten Überarbeitung der Quartärbasis begonnen (Bruns et al. 2022). Nach der Überarbeitung durch das LBEG sollte die Quartärbasis in diesem Bereich neu betrachtet werden.

5.2.4 Mecklenburg-Vorpommern

Nach der geringfügigen Bearbeitung der Daten Mecklenburg-Vorpommerns, bei der offene Tiefenlinien geschlossen und in den Schnittbereichen kurze, nicht eindeutige Elemente gelöscht wurden, wurde ein 100 x 100 m Raster der Quartärbasis berechnet. Für eine bessere Übersicht über den Rinnenverlauf wurden die Daten kleiner 100 m u. NHN ausgeblendet.



Abb. 21: Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Mecklenburg-Vorpommern mit einer Rasterweite von 100 m.



5.2.5 Sachsen-Anhalt

Nach der umfassenden Datenbereinigung des Linien-Shapefiles von Sachsen-Anhalt treten nur noch im nördlichen Bereich des Bundeslandes klare subglaziale Rinnenstrukturen hervor. Nach der Überarbeitung der Quartärbasis durch das LAGB sollten diese Daten nochmals abgeglichen werden.



Abb. 22: Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Sachsen-Anhalt mit einer Rasterweite von 100 m.

Das berechnete Raster hat eine Rasterweite von 100 m und zur besseren Übersicht sind die Werte kleiner 100 m u. NHN ausgeblendet.



5.2.6 Berlin und Brandenburg

Die gelieferten Daten des Bundeslandes Berlins sind aufgrund ihres Detailierungsgrades und da sie noch nicht veröffentlicht sind nicht für die weitere Bearbeitung benutzt worden. Im Linien-Shapefile von Brandenburg waren ältere Daten des Bundesland Berlins schon enthalten und die Daten von Berlin und Brandenburg lagen harmonisiert vor. Daher wurde beschlossen, den Datensatz zu verwenden, der aus der Arbeit von Noack et al. (2010) stammt.



Abb. 23: Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Berlin und Brandenburg mit einer Rasterweite von 100 m.



Der berechnete Rasterdatensatz für die Bundesländer Berlin und Brandenburg hat eine Rasterweite von 100 m und zur besseren Übersicht sind die Werte kleiner 100 m u. NHN ausgeblendet.

6 Auswertung

Die Auswertung der Verbreitung der subglazialen Rinnen ist auf die norddeutschen Vereisungsgebiete beschränkt. Dieser Fokus ergibt sich aus der regionalen Verteilung der von der BGE ausgewiesenen Teilgebiete (BGE 2020). Eine ausführliche Zusammenfassung des Kenntnisstands zu den pleistozänen glazialen Erosionsformen in Süddeutschland wurde durch die BGR (Reinhardt et al. 2017) erstellt.



Abb. 24: Übersichtskarte Norddeutschlands mit den bereinigten Quartärbasisdaten (Rasterweite 100 m). Die Werte kleiner 100 m u. NHN sind ausgeblendet und die Daten sind nicht harmonisiert.

Als wichtigste Eingabedatensätze der Bundesländer wurden die jeweiligen Quartärbasiskarten verwendet. Da der Fokus des Projektes auf den am tiefsten eingeschnittenen



Strukturen liegt, konzentrieren sich die Untersuchungen auf die kartierten subglazialen Rinnen. Zu diesem Zweck wurden die subglazialen Rinnen aus den jeweiligen Quartärbasiskarten der Bundesländer extrahiert und in Abbildung 24 zusammen dargestellt

6.1 Metadaten

Alle berechneten und dargestellten ArcGIS Produkte des Arbeitspaketes "Suchtiefe" liegen in der gleichen Projektion vor.

- Koordinatensystem: ETRS 1989 UTM Zone 33N
- EPSG Code: 25833
- Höhensystem: NHN
- Software: ArcGIS 10.8.1.und ArcGIS Pro 2.9.1 von ESRI
- Datenformat: Feature Class oder Shapefile

6.2 Berechnung der Talwege

Die dokumentierten subglazialen Rinnen in Norddeutschland weisen häufig Breiten von mehr als 5 km auf, daher ist es schwierig, lineare Strukturen im tieferen Untergrund zweifelsfrei einer bestimmten subglazialen Rinne zuzuweisen. Um eine genauere Kontrolle über die Lage einer Rinne zu erhalten, wurde mittels einer Rasterdaten-Analyse der Talweg jeder Rinne berechnet und diesem wurden dann die Tiefenwerte aus der Quartärbasisfläche zugewiesen. ArcGIS bietet in seiner Spatial Analyst Erweiterung verschiedene Werkzeuge an, mit denen der Talweg aus Rasterdaten extrahiert werden kann, wobei bei der Interpretation der Ergebnisse der Talweg-Kalkulation zu berücksichtigen ist, dass diese Werkzeuge auf hydrologische Fragestellungen ausgerichtet sind. Ein wichtiges Charakteristikum der subglazialen Rinnen ist deren undulierende Basis, die sie unterscheidbar von normalen Entwässerungsstrukturen macht (Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Da bei den auf die Bearbeitung hydrologischer Fragestellungen ausgerichteten Werkzeugen immer davon ausgegangen wird, dass in eine tieferliegende Rasterzelle entwässert wird, erwarten wir bei dem Talweg der subglazialen Rinnen Lücken, die dort auftreten, wo die Basis der Rinne ansteigt. Daher sollte die Karte der Talweglinien nicht losgelöst von der Karte der subglazialen Rinnen betrachtet werden, da sonst die Kontinuität der Rinnen unterschätzt wird.



Im Folgenden werden die einzelnen Zwischenschritte zur Erstellung des Rinnen-Talwegs beschrieben und sie sind beispielhaft in Abb. 25 dargestellt.



Abb. 25: Ablauf der Talweg Berechnung mittels ArcGIS am Beispiel des Bundeslandes Mecklenburg-Vorpommern. Die einzelnen Zwischenschritte zeigen – A: Ausgangsdatensatz; B: das Akkumulations-Raster mit den Talwegen in rot; C: Con-Raster als Zwischenschritt, in dem alle anderen Werten ungleich null auf eins gesetzt werden; D: Verbundene Rasterzellen werden erkannt und in eine neue Datei geschrieben; E: Verbundene Rasterzellen werden in Linien umgewandelt; F: Talwege mit Tiefen für Mecklenburg-Vorpommern.

Als wichtigste Eingabedatensätze der Bundesländer wurden die jeweiligen Quartärbasiskarten verwendet. Da der Fokus des Projektes auf den am tiefsten eingeschnittenen Strukturen liegt, konzentrieren sich die Untersuchungen auf die kartierten subglazialen Rinnen. Zu diesem Zweck wurden die subglazialen Rinnen aus den jeweiligen Quartärbasiskarten der Bundesländer extrahiert und in Abbildung 24 zusammen dargestellt.



Da im Projekt die Tiefen der Rinnen in den Rasterdaten entlang der z-Achse als positive Werte definiert sind, entsprechen hier die Talwege der subglazialen Rinnen den aus dem Werkzeug berechneten topographischen Höhen mit der Akkumulation gleich null.

Ein weiteres Ziel der Extraktion topographischer Strukturen aus digitalen Höhendaten ist, Talwege als Linien-Shapefiles zu generieren, die zusätzlich die Tiefenlage als z-Wert haben. Die z-Werte stammen aus den Eingangsdaten der Quartärbasiskarten. Diese Extraktion der Werte verlangt den Einsatz verschiedener Werkzeuge aus ArcMap und aus den ArcGIS Erweiterungen. Im Folgenden wird dieser Prozess beschrieben. Die Beschreibung kann als Anleitung für andere Nutzer dienen.

Das Ergebnisraster aus der "Flow Accumulation" Berechnung wird für die weiteren Berechnungen als Eingangsdaten benötigt. Als Erstes soll daraus ein Raster berechnet werden, das nur aus den Werten null und eins besteht; null entspricht den Rinnen bzw. den Talwegen der Rinnen und eins allen anderen Bereichen (Abb. 25C). Dazu wird die "Conditional" (Con) -Funktion des "Raster Calculators" (Spatial Analyst Erweiterung) genutzt. Der nächste Schritt umfasst die Bearbeitung der Daten mit der ArcScan Erweiterung und der ArcScan Toolbar. Dafür wird das Con-Raster benötigt, welches nur aus null und eins besteht und ein am Anfang leeres Linien-Shapefile. Durch diese beiden Eingangsdaten wird die ArcScan Toolbar aktiv und die Bereinigung des Rasters kann beginnen. Mit der ArcScan Erweiterung ist es möglich, verbundene Zellen zu erfassen und in einer neuen Auswahl abzuspeichern. Dadurch werden isolierte Rasterzellen, die nicht in den Bereichen der Rinnen liegen, ausgeschlossen. Durch Veränderung der Eingangsparameter des "Selection Tools" ist es möglich, die automatisierte Auswahl der Zellen zu verbessern, um die Vereinfachung und Bereinigung des Rasters zu konkretisieren. Die Prozedur der Auswahl der verbundenen Zellen kann mehrfach ausgeführt werden. Zudem können auch Zellen manuell ausgewählt werden, die bei der automatisierten Erfassung nicht berücksichtigt wurden. Zum Abschluss wird das Tool "Raster Cleanup" aus der Raster Painting Toolbar eingesetzt, das die nicht ausgewählten Zellen eliminiert und die neue Auswahl in einem neuen Raster speichert (Abb. 25D).

Mit dem Tool "Vectorization" werden die verbundenen Rasterzellen in Linien umgewandelt, die in dem vorher angelegten Shapefile gespeichert wurden. Hier kann man den räumlichen Verlauf der Talwege kontrollieren und notfalls die Selektion neu durchführen. Als "Setting Style" bei der Prozedur wurde "Polygons" gewählt mit einer "Gap Closure Tolerance" von fünf (Abb. 25E).

Das jetzt vorliegende "Selection-Raster" zeigt den räumlichen Verlauf der Talwege, aber es liegen noch keinerlei Informationen zur Tiefenlage vor. Diese Tiefenwerte müssen aus dem Quartärbasis-Raster abgegriffen und dem "Selection-Raster" zugewiesen



werden. Dies geschieht in zwei Schritten: Zuerst muss definiert werden, welchen Zellen Tiefenwerte zugewiesen werden sollen. Dafür eignet sich das "Reclass Toolset" (Spatial Analyst Erweiterung). In diesem Schritt werden die Werte "null" (Talwege) gleich "eins" gesetzt und alle Bereiche des Rasters werden auf "NoData" umklassifiziert. Im zweiten Schritt wird das Tool "Extract By Mask" genutzt. Dabei dient das Quartärbasis-Raster als Eingangsraster und das "Reclass-Raster" als "Mask-Raster". Bei diesem Vorgang wird jetzt allen Rasterzellen, die einen Wert ungleich "NoData" enthalten, der Wert aus dem Quartärbasis-Raster zugewiesen.

Am Ende soll ein Shapefile vorliegen und kein Rasterdatensatz, daher muss das Tool "Raster to Polyline" angewendet werden. Dafür muss in einem vorangegangenen Schritt das vorliegende "Float Raster" in ein "Integer Raster" umgewandelt werden. Die aus dem Raster umgewandelten Linien müssen mit dem "Advanced Editing" Werkzeug "Planarize Lines" bearbeitet werden und im Anschluss Fehlstellen manuell korrigiert werden. Das Ergebnis ist das Talweg Linien-Shapefile, das die Tiefenwerte der Quartärbasiskarte enthält (Abb. 25F).

Durch Berechnung der Talweg Linien wird das Bild der Rinnenverläufe deutlich klarer und die Tiefenlage der Rinnen ist besser zu erfassen (Abb. 26).





Abb. 26: Zusammenstellung der Talwege subglazialer Rinnen mit Tiefen für alle norddeutschen Bundesländer.



6.3 Ableitung einer Tiefenzonenkarte anhand der berechneten Talwege

Eine weitere Frage, die durch die Berechnung der Talwege beantwortet werden konnte, ist, ob die Tiefen der subglazialen Rinnen zufällig verteilt sind oder ob eine Einteilung in Tiefenzonen oder Tiefencluster erfolgen kann. Nach einer visuellen Datenanalyse wurden die subglazialen Rinnen in fünf Tiefenzonen eingeteilt (Abb. 27). Es ist zu beachten, dass die Tiefenzonen in Natura fließend ineinander übergehen, obwohl in der Karte abrupte Grenzen dargestellt sind. Die Grenzen zwischen den Tiefenzonen sollten als fließend betrachtet werden, da die Rinnen durch eine undulierende Morphologie charakterisiert sind und für die Einteilung die maximale Tiefe entscheidend war.

Die Einteilung erfolgte in fünf Tiefenzonen ausgehend vom maximalen Eisrand im Süden nach Norden: Keine subglaziale Rinne tiefer als 100 m, bis zu 200 m, bis zu 300 m, bis zu 400 m und bis zu 600 m (Abb. 27).



Abb. 27: Die erstellte Tiefenzonenkarte mit dem maximalen Eisrand und den fünf Tiefenzonen: Keine subglaziale Rinne tiefer als 100 m, bis zu 200 m, bis zu 300 m, bis zu 400 m und bis zu 600 m. Zusätzlich werden die Talwege mit ihrem Tiefenwerte gezeigt.



Um die visuelle Auswertung der Talwege zu validieren und um zu gewährleisten, dass keine Clusterbildung übersehen wurde, wurde eine räumliche geostatistische Analyse ("Anselin Local Morans I") durchgeführt, die Cluster und Ausreißer eines Datensatzes identifiziert. Dabei werden Cluster von Features mit hohen oder niedrigen Werten und räumliche Ausreißer ermittelt (https://pro.arcgis.com/de/pro-app/latest/tool-reference/spatial-statistics/h-how-cluster-and-outlier-analysis-anselin-local-m.htm).

Als Ergebnisse werden (Abb. 28) signifikante Cluster mit hohen Werten (High-High Cluster, HH), signifikante Cluster mit niedrigen Werten (Low-Low-Cluster, LL), Ausreißer, bei denen ein niedriger Wert von hohen Werten umgeben ist (High-Low-Outlier, HL) und Ausreißer, bei denen ein hoher Wert von niedrigen Werten umgeben ist, (Low-High-Outlier, LH) identifiziert.



Abb. 28: Die Ergebnisse der räumlichen Clusteranalyse zeigen in der Karte die Verteilung der Cluster und der Ausreißer der Talwege; das Histogramm zeigt die Verteilung der Tiefenwerte der Talwege; das Moran's Punktdiagramm die Ergebnisse der Clusteranalyse als Diagramm.

Die durchgeführte räumliche Clusteranalyse zeigt, dass sich die Tiefenverteilung der subglazialen Rinnen eher zonal erstreckt als in einzelnen Clustern. Im zentralen Bereich liegt die Zone (HH), in der hohe Werte, also große Tiefen, vorherrschen. In den Randbereichen



der subglazialen Rinnen, im Süden am Rande der Mittelgebirge und im Nordosten in Mecklenburg-Vorpommern, clustern die niedrigen Werte, also die flacheren subglazialen Rinnen (Abb. 28). Es gibt nur wenige Ausreißer, wenn diese auftreten, dann handelt es sich um Ausreißer der LH-Gruppe. Die Gruppe der HL-Ausreißer ist nicht vertreten (Abb. 28). Die räumliche Clusteranalyse bestätigt die visuelle Auswertung der Talwege.



Abb. 29: Detailansicht Norddeutschlands mit den Gebieten der Nord- und Ostsee in denen subglaziale Rinnen mit Tiefenangaben vorkommen. Die berechneten Tiefenzonen sind zusammen mit den Talwegtiefen und den Tiefenangaben der Rinnen in den deutschen Meeresgebieten dargestellt.

Für die Gebiete der deutschen Nord- und Ostsee konnten die Talwege nicht berechnet werden, da bislang keine Quartärbasiskarte der deutschen Meeresgebiete vorliegt. Punktuelle Angaben über die Tiefe der subglazialen Rinnen gibt es für die deutsche Nordsee (vgl. Kapitel 5.1.10.1) und für die Kieler Bucht in der deutschen Ostsee (vgl. Kapitel 5.1.10.2).

In Abb. 29 sind die küstennahen subglazialen Rinnen mit bekannten Tiefen in der Nord- und Ostsee zusammen mit den Tiefenzonen auf dem Festland dargestellt. In der Nordsee ist zu erkennen, dass auch die offshore gelegenen subglazialen Rinnen in die Tiefenzonen der onshore Rinnen passen. Auch die im Entenschnabel (Abb. 14) erreichten Tiefen der subglazialen Rinnen von bis zu 400 m liegen innerhalb der entsprechenden Zone (bis



zu 400 m). Für die Ostsee (Abb. 29) passt auch die von Al Hseinat & Hübscher (2014) neu interpretierte Kossau Rinne mit ihrer maximalen Tiefe von 320 m gut in die Zone (bis 300 m). Es ist anzunehmen, dass die subglazialen Rinnen hier ähnliche Tiefen wie auf dem Festland erreichen.

7 Diskussion

Der Fokus der durchgeführten Untersuchungen liegt auf den subglazialen Rinnen in den norddeutschen Vereisungsgebieten. Dies ergibt sich aus der regionalen Verteilung der von der BGE ausgewiesenen Teilgebiete, die günstige geologische Voraussetzungen für die sichere Endlagerung radioaktiver Abfälle erwarten lassen (BGE 2020).

Die Grundlage des hier vorgestellten Konzepts zur Abschätzung der potenziellen zukünftigen Verbreitung und Tiefe subglazialer Rinnen ist, dass

- die regionale Verbreitung und Tiefe pleistozäner subglazialer Rinnen in den Vereisungsgebieten Norddeutschlands insgesamt gut bekannt sind. Die vorhandenen Karten und Publikationen sind Produkte einer langen Untersuchungsgeschichte und einer hohen Datendichte.
- die Prozesse während der pleistozänen Vereisungen als Analog für zukünftige Entwicklungen im Betrachtungszeitraum von 1 Millionen Jahre dienen können. Die Kontrolle der Erosionsprozesse unter zukünftigen Eisschilden wird durch die gleichen Faktoren erfolgen wie in der Vergangenheit. Somit können die pleistozänen subglazialen Erosionsstrukturen Hinweise auf eine potenzielle zukünftige Erosion liefern.

Die Prognose zukünftiger geologischer Entwicklungen ist naturgemäß mit Ungewissheiten verbunden. In diesem Fall liegen die Ungewissheiten einerseits in der verwendeten Datengrundlage, andererseits in der Betrachtung der pleistozänen Prozesse und Entwicklungen als Analog für zukünftige Entwicklungen. Die auskartierten Tiefenzonen der pleistozänen subglazialen Rinnen können als Grundlage zur Ausweisung einer regionalen Mindesttiefe für einen einschlusswirksamen Gebirgsbereich dienen.

7.1 Eingangsdaten und Ausweisung der Tiefenzonen

Die Grundlage der durchgeführten Analyse der regionalen Verteilung pleistozäner subglazialer Rinnen sind die von den Staatlichen Geologischen Diensten veröffentlichten Quartärbasiskarten. Ungewissheiten in der Datenbasis können durch die den verwendeten


Karten zugrundeliegenden Daten bestehen. Generell ist die Datendichte in Norddeutschland sehr hoch und die veröffentlichten Karten haben eine hohe Qualität. Allerdings können die Eingangsdaten regional heterogen verteilt und von unterschiedlicher Qualität sein. Die regionale Verteilung und Qualität der Eingangsdaten sind aus den Karten nicht immer zu erkennen. Eine höhere Datendichte erlaubt eine besser aufgelöste Darstellung des Untergrundes, beispielsweise der Verläufe und Geometrien subglazialer Rinnen (vgl. Kuster & Meyer 1979; Hese et al. 2021; Bruns et al. 2022). In den verschiedenen Bundesländern wurden zur Kartierung der Quartärbasis unterschiedliche Datensätze verwendet. In Nordwestdeutschland basieren die Quartärbasiskarten überwiegend auf den Auswertungen von Bohrdaten, während in Nordostdeutschland verstärkt seismische Profile verwendet wurden (Kuster & Meyer 1979; Hönemann et al. 1995; Stackebrandt 2009). Da die Quartärbasiskarten über die Grenzen der Bundesländer hinweg nur begrenzt harmonisiert sind, wurden die Datensätze im ersten Schritt jeweils für die einzelnen Bundesländer ausgewertet (vgl. Kapitel 6). Durch die in diesem Arbeitspaket durchgeführte Zusammenfassung und Vereinfachung der Quartärbasisfläche sollten einzelne Regionen mit unzureichender Datendichte weniger ins Gewicht fallen.

Die dargestellten Tiefenzonen geben eine Zusammenfassung der pleistozänen Erosion durch subglaziale Rinnen (Abb. 27). Die Karte ist in Detail und Komplexität eine deutliche Vereinfachung gegenüber den bestehenden Quartärbasiskarten. Der Fokus der Karte liegt nicht auf einzelnen subglazialen Rinnen und ihren Geometrien, sondern auf der regionalen Variation der erreichten maximalen Erosionstiefe. Bei der Betrachtung spezifischer Regionen oder Teilgebiete sollten daher immer auch detailliertere, regionale Daten herangezogen werden. Dies gilt insbesondere an den Übergängen zwischen den Tiefenzonen, die sich an der Tiefe der jeweiligen Rinnenabschnitte orientieren und daher immer abrupt erfolgen. Die Ausweisung der Tiefenzonen basiert auch auf der Annahme, dass die großen Erosionsstrukturen bekannt sind. Allerdings können neue Daten und Interpretationen dazu führen, dass weitere Details zu den subglazialen Rinnen im Untergrund bekannt werden (Hese et al. 2021; Bruns et al. 2022). Die Einteilung der Tiefenzonen sollte daher bei Bedarf an neue Erkenntnisse angepasst werden.

7.2 Prognose zukünftiger subglazialer Erosion

Die ausgewiesenen Tiefenzonen spiegeln die regionale Verteilung der pleistozänen subglazialen Erosion wider. Die Lage der Tiefenzonen folgt dem Verlauf des maximalen Eisrandes und der übergeordneten Geometrie des Norddeutschen Beckens. Tiefe Rinnen (>100 m) treten nicht in der Nähe des maximalen Eisrandes auf (Abb. 27). Flachere Rinnen (<100 m) sind in dieser Tiefenzone allerdings bekannt. Die größten Tiefen (300 – 400 m bzw. 400 – 600 m) treten in Nordwest-Südost streichenden Zonen



auf und verlaufen entlang der känozoischen Subsidenzachse des Norddeutschen Beckens (Stackebrandt 2009; Doornenbal & Stevenson 2010). Die hohe Mächtigkeit der leicht erodierbaren känozoischen Ablagerungen hat die Bildung tiefer subglazialer Rinnen in dieser Region begünstig (Stackebrandt 2009). Nach Nordosten nimmt die maximale Tiefe der subglazialen Rinnen insgesamt ab (Abb. 27). Auch die Mächtigkeit der erodierbaren känozoischen beziehungsweise mesozoischen Ablagerungen wird hier geringer (Stackebrandt 2009; Doornenbal & Stevenson 2010).

Die pleistozänen subglazialen Rinnen in Norddeutschland gehören mit Tiefen von über 500 m zu den tiefsten bekannten subglazialen Rinnen (Müller & Obst 2008; Stackebrandt 2009). Ähnlich große Tiefen subglazialer Rinnen sind noch aus dem Untergrund der Niederlande (ten Veen 2015) und dem Kontinentalschelf der nordamerikanischen Ostküste (MacRae & Christians 2013) bekannt. Der Großteil aller subglazialen Rinnen (Abb. 28) ist flacher als 400 m (Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012; Ottesen et al. 2020).

Die regionale Verteilung der pleistozänen subglazialen Erosion, insbesondere der tiefen subglazialen Rinnen, kann Hinweise auf eine potenzielle zukünftige subglaziale Erosion liefern. Die Bildung und Ausprägung subglazialer Rinnen werden durch klimatische, glaziologische und geologische Faktoren kontrolliert (Ó Cofaigh 1996; Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Boulton et al. 2009; Kehew et al. 2012; van der Vegt et al. 2012). Für diese Studie wurden keine Modelle des zukünftigen Klimas oder zukünftiger Eisschilde erstellt. Es wird angenommen, dass die Prozesse während der pleistozänen Vereisungen als Analog für zukünftige Entwicklungen im Betrachtungszeitraum von 1 Millionen Jahre dienen können. Vorliegende Modelle zur zukünftigen Klimaentwicklung legen nahe, dass die Temperaturen, Schwankungen des globalen Meeresspiegels und die Volumina der Eisschilde ähnliche Entwicklungen durchlaufen werden wie im Pleistozän (Lord et al. 2019; Fischer et al. 2021). Aufgrund der anthropogenen Kohlenstoffdioxidfreisetzung und der damit verbundenen Klimaerwärmung könnte es in der näheren Zukunft (bis zu 600.000 Jahre) tendenziell wärmer sein als in der Vergangenheit (Talento & Ganopolski 2021). Die globale Entwicklung des Klimas und der Eisvolumina ermöglicht nur begrenzte Aussagen zur regionalen Bildung von Eisschilden und Gletschern. In den pleistozänen Glazialen war die globale Verbreitung der Eisschilde zeitlich und räumlich sehr variabel, so dass es beispielsweise nicht während aller Glaziale zu Vorstößen des fennoskandischen Eischildes bis nach Mitteleuropa und Deutschland kam (Batchelor et al. 2019). Die Annahme, dass zukünftige Eisvorstöße die maximale Ausdehnung der pleistozänen Eisvorstöße nicht wesentlich übertreffen werden, erscheint vor dem Hintergrund der Berechnungen vorhandener Klimamodelle (Lord et al. 2019; Fischer et al. 2021; Talento & Ganopolski 2021) plausibel. Die größten pleistozänen Eisschilde haben in Norddeutschland trotz unterschiedlicher Bedingungen während der verschiedenen Glaziale sehr ähnliche maximale Ausdehnungen erreicht (Abb. 2). Ein Grund hierfür ist, dass die maximale Eisausdehnung auch von Faktoren wie



Seite 73 von 106

dem Substrat, der Topographie und den Abflussmöglichkeiten für Eis und Schmelzwasser kontrolliert wird (Passchier et al. 2010; Roskosch et al. 2015; Lang et al. 2018).

Der Aufbau des geologischen Untergrundes ist ein wichtiger Kontrollfaktor für subglaziale Erosion (Boulton et al. 2009; Stackebrandt 2009; Kehew et al. 2012; Sandersen & Jørgensen 2012) und wird daher auch die zukünftige räumliche Verteilung und Tiefe subglazialer Rinnen beeinflussen. Die geologische Gesamtsituation in Norddeutschland wird sich innerhalb des Betrachtungszeitraums von 1 Millionen Jahren nicht grundlegend verändern. Einige Bereiche Norddeutschlands bieten günstige Bedingungen für die Bildung tiefer subglazialer Rinnen, insbesondere durch die Verbreitung mächtiger, leicht erodierbarer Gesteine. In diesen Bereichen erfolgte während des Pleistozäns die tiefste Erosion. Es ist zu erwarten, dass auch die Verteilung zukünftiger subglazialer Rinnen und ihrer Tiefen den hier ausgewiesenen, im Pleistozän geprägten Tiefenzonen ähneln wird.

Für spezifische beziehungsweise kleinräumigere geologische Strukturen (z. B. Störungen, Salzstrukturen) ist der Zusammenhang mit der Rinnenbildung nicht eindeutig (Huuse & Lykke-Andersen 2000b; Kristensen et al. 2007; Wenau & Alves 2020). Weiterführende Untersuchungen sollten die Beziehung zwischen subglazialen Rinnen und dem Aufbau des geologischen Untergrundes genauer betrachten. Zusätzlich kann die Analyse pleistozäner Erosionsstrukturen mit prozessbasierten numerischen Modellen kombiniert werden. Sowohl das großräumige Verhalten von Eisschilden als auch die Bildungsprozesse subglazialer Erosionsstrukturen können in solchen Modellen nachvollzogen werden (Cohen et al. 2018; Kirkham et al. 2022; Patton et al. 2022). Sollte es in der Zukunft zu wiederholten Eisvorstößen kommen, würden die späteren Eisvorstöße eine erheblich veränderte Geländeoberfläche und Sedimentverteilung vorfinden. Vorhandene glazigene Erosionsstrukturen und Sedimente können Erosionsprozesse während nachfolgenden Eisvorstößen stark beeinflussen (Passchier et al. 2010). Ältere subglaziale Rinnen können reaktiviert werden und es kann zur Erosion eines Teils der Rinnenfüllung kommen. Vorrausetzung hierfür ist, dass der Eisvorstoß etwa parallel zum Verlauf der älteren subglazialen Rinne erfolgt, und die Rinnenfüllung den Schmelzwasserabfluss begünstigt (Sandersen & Jørgensen 2012; Sandersen & Jørgensen 2022). Eine Reaktivierung muss nicht zwangsläufig dazu führen, dass während einer jüngeren Erosionsphase größere Tiefen erreicht werden. Die mittelpleistozänen subglazialen Rinnen waren zu Beginn der nachfolgenden Eisvorstöße überwiegend verfüllt (Piotrowski 1994; van der Vegt et al. 2012). Zum Erreichen ähnlicher oder größerer Erosionstiefen an der gleichen Stelle müsste ein nachfolgender Eisvorstoß zuerst die komplette Rinnenfüllung erodieren. Daraus folgt, dass die Erosion in bereits existierenden subglazialen Rinnen während wiederholter Eisvorstöße kein kumulativer Prozess ist. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand gibt es kein Beispiel einer subglazialen Rinne, bei der während einer jüngeren Erosionsphase



die Rinnenfüllung komplett ausgeräumt und die Rinnenbasis weiter vertieft wurde. Ein möglicher Grund hierfür ist, dass die Füllungen subglazialer Rinnen häufig eine hohe Durchlässigkeit haben und so einen Schmelzwasserabfluss auch ohne starkes Einschneiden ermöglichen (vgl. Passchier et al. 2010).

7.3 Ableitung einer regionalen Mindesttiefe

Laut dem Standortauswahlgesetz muss sichergestellt werden, dass die Auswirkungen "eiszeitlich bedingter intensiver Erosion", etwa in Form subglazialer Rinnen, den ewG nicht beeinträchtigen können (vgl. § 23 Abs. 5 Nr. 3 StandAG). In Gebieten, in denen mit zukünftiger, tiefreichender subglazialer Erosion zu rechnen ist, sollte die obere Begrenzung des ewG daher tiefer als die gesetzlich geforderte Mindesttiefe von 300 m liegen. Die in diesem Bericht ausgewiesenen Tiefenzonen der pleistozänen subglazialen Rinnen liefern eine Grundlage zur Festlegung einer größeren, regional variablen Mindesttiefe (Abb. 27 & Abb. 30). Diese Mindesttiefe sollte nach Möglichkeit die lokalen geologischen Bedingungen berücksichtigen.



Abb. 30: Das Blockbild verdeutlicht die Ausweisung der Tiefenzonen im Hinblick auf die räumliche Verteilung der subglazialen Rinnen und die gesetzlich vorgeschriebene Mindesttiefe (StandAG 2017). Rote gestrichelte Linie entspricht der Umhüllende der maximalen Erosionstiefen; blaue durchgezogene Linie entspricht den Tiefenzonen in Äquidistanzen von 100 m; blaue gestrichelte Linie entspricht der interpolierten Tiefe zwischen den Tiefenzonen.

Die Analyse der pleistozänen subglazialen Erosionsstrukturen ist ein wichtiger Baustein für die Prognose einer zukünftigen subglazialen Erosion und zur Ableitung einer regional variablen Mindesttiefe. Die ausgewiesenen Tiefenzonen stellen eine vereinfachte Karte



der Verteilung der maximalen pleistozänen Erosionstiefe dar. Die Ausweisung der Tiefenzonen und ihre Anwendung zur Ableitung einer regionalen Mindesttiefe werden in Abb. 30 noch einmal zusammengefasst. Die maximale Erosionstiefe der pleistozänen subglazialen Rinnen wird durch eine Umhüllende (gestrichelte rote Linie) markiert. Da allerdings auch in den Regionen, in denen sich die tiefsten subglazialen Rinnen befinden, immer wieder flacherer Rinnen auftreten (Abb. 26), ergäbe die Umhüllende eine sehr unregelmäßige Fläche. Bei der Ausweisung der Tiefenzonen wurden die Übergänge zu größeren Erosionstiefen (in 100 m Schritten) auf der Tiefenkarte der Talwege verbunden.

Die Grenzen der Tiefenzonen können daher als Tiefenlinien auf einer geglätteten Fläche der maximalen Erosionstiefe betrachtet werden (Abb. 31). Die Grenzen der Tiefenzonen sind reproduzierbar, da sie direkt aus den Daten abgeleitet werden.

Zur Ableitung einer regionalen Mindesttiefe aus den Tiefenzonen der pleistozänen subglazialen Rinnen ergeben sich zwei Möglichkeiten (Abb. 31): Die Tiefenzonen können als feste Zonen mit einheitlicher Tiefe betrachtet werden (durchgezogene blaue Linie in Abb. 30). Alternativ können die Grenzen der Tiefenzonen als Tiefenlinien einer Fläche betrachtet werden und eine regionale Mindesttiefe ergäbe sich aus der Interpolation zwischen den Tiefenlinien (gestrichelte blaue Linie in Abb. 30). Beide Ansätze bieten Vorund Nachteile. Die Anwendung der festen Tiefenzonen ist deutlich einfacher und verursacht weniger regionale Variationen (Abb. 31A). An den Grenzen der Tiefenzonen ist eine nähere Betrachtung erforderlich, insbesondere wenn die Grenzen der Tiefenzonen nahe beieinanderliegen, die Erosionstiefe also einen hohen Gradienten aufweist (Abb. 31A). Es empfiehlt sich, an den Grenzen der Tiefenzonen jeweils die größere Tiefe zu berücksichtigen. Bei der Anwendung einer interpolierten Fläche ergibt sich eine stärkere regionale Variation der Mindesttiefen. Innerhalb der Tiefenzonen ergäbe sich eine zusätzliche Tiefe, die als Sicherheitsaufschlag betrachtet werden kann (Abstand zwischen den gestrichelten roten und blauen Linien in Abb. 30). Die interpolierte Fläche kann allerdings eine falsche Genauigkeit bei der Ausweisung einer potenziellen Erosionstiefe vorspiegeln. Da die interpolierten Tiefenlinien nur auf den Grenzen der Tiefenzonen basieren, ergibt sich ein verzerrtes Bild der maximalen Erosionstiefe (Abb. 31B). In Regionen, die innerhalb nur einer Tiefenzone liegen, liefern die interpolierten Tiefenlinien keine zusätzlichen Informationen. Für die Meeresgebiete und die Nachbarländer wurden keine Daten für die pleistozäne Erosionstiefe ausgewertet. Daher sind die interpolierten Tiefenlinien in den hier angrenzenden Regionen, wie etwa im nördlichen Niedersachen oder im östlichen Brandenburg, als eher unzuverlässig zu betrachten (Abb. 31B).



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)



Abb. 31: Tiefenverteilung der pleistozänen subglazialen Rinnen in Norddeutschland. A) Unterteilung der maximalen Erosionstiefe in feste Tiefenzonen. B) Interpolation der Tiefenzonen zu einer Fläche. Unterhalb von 300 m NHN sind die Tiefenlinien in 25 m Intervallen dargestellt.



Insgesamt scheinen die Tiefenzonen zur Ableitung einer regionalen Mindesttiefe besser geeignet zu sein als eine interpolierte Fläche. Ergänzend sollte dabei immer auch die tatsächliche Tiefe pleistozäner subglazialer Erosionsstrukturen in den betrachteten Regionen berücksichtigt werden.

Alle hier dargestellten pleistozänen Erosionsstrukturen und die abgeleiteten Tiefenzonen beziehen sich auf die Tiefenlage unter dem Meeresspiegel (m u. NHN). Dies entspricht den von den Staatlichen Geologischen Diensten zur Verfügung gestellten Daten und erscheint als zweckmäßige und übersichtliche Darstellungsweise. Im Stanortauswahlgesetz wird hingegen die Tiefenlage der oberen Begrenzung eines ewG nicht als Tiefenlage unter dem Meeresspiegel, sondern unter der Geländeoberfläche vorgeschrieben (§ 23 Abs. 5 Nr. 3 StandAG). Daher muss bei der Festlegung einer regional variablen Mindesttiefe die Höhenlage der jeweiligen Lokation auf die Tiefenangabe der Zonen in Abb. 31 aufgeschlagen werden.

8 Zusammenfassung

Subglaziale Erosion, insbesondere durch die Bildung subglazialer Rinnen, während möglicher zukünftiger Kaltzeiten hat das Potenzial, die Integrität der geologischen Barriere eines Endlagers zu beeinträchtigen. Daher ist ein Konzept nötig, um zukünftige subglaziale Erosionsprozesse bei der Auswahl eines Standortes für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle zu berücksichtigen. Die Analyse der regionalen Verbreitung und maximalen Tiefe der subglazialen Erosionsstrukturen in den pleistozänen Vereisungsgebieten kann eine Grundlage für die Abschätzung der zukünftigen Erosion sein.

Subglaziale Rinnen gehören zu den tiefsten Erosionsstrukturen überhaupt und sind in ehemals vergletscherten Sedimentbecken weit verbreitet. Subglaziale Rinnen sind durch undulierende Längsprofile mit lokalen Übertiefungen und steilen Flanken geprägt. Die Bildung subglazialer Rinnen erfolgt durch Schmelzwasser unter hohem Druck an der Basis eines Eisschildes oder Gletschers. Gängige Modelle zur Rinnengenese gehen davon aus, dass subglaziale Rinnen entweder durch stetigen Schmelzwasserabfluss, episodische Ausbruchsfluten von aufgestautem Schmelzwasser oder einer Kombination dieser beiden Prozesse eingeschnitten werden. Außerdem spielen Wechselwirkungen zwischen dem kanalisierten subglazialen Abfluss und dem Grundwasserabfluss eine wichtige Rolle bei der Rinnengenese. Das Einschneiden subglazialer Rinnen erfolgt bevorzugt in wenig verfestigten, leicht erodierbaren Gesteinen.

Die pleistozänen subglazialen Rinnen in Norddeutschland erreichen Tiefen von über 500 Metern. Sie sind mehrere 100er Meter bis einige Kilometer, im Extremfall 8 – 12 km,



breit und können über 100 km lang sein. Die tiefen subglazialen Rinnen bilden in der Regel die Quartärbasis und werden der mittelpleistozänen Elster-Kaltzeit zugeordnet.

Die Auswertung der Verbreitung der subglazialen Rinnen ist auf die norddeutschen Vereisungsgebiete beschränkt. Dieser Fokus ergibt sich aus der regionalen Verteilung der von der BGE ausgewiesenen Teilgebiete (BGE 2020). Eine ausführliche Zusammenfassung des Kenntnisstands zu den pleistozänen glazialen Erosionsformen in Süddeutschland wurde durch die BGR (Reinhardt et al. 2017) erstellt.

Die Grundlage dieser Studie sind die von den Staatlichen Geologischen Diensten zur Verfügung gestellten Daten und Karten zur Quartärbasis. Aus den kompilierten Daten wurde eine Übersichtskarte der pleistozänen subglazialen Rinnen Norddeutschlands, die tiefer als 100 m u. NHN sind, erstellt. Mittels der Rasterdaten-Analysen wurden die Talwege der subglazialen Rinnen extrahiert und diesen dann die jeweiligen Tiefenwerte aus der Quartärbasisfläche zugewiesen. Daraus ergibt sich eine Karte, die auf die Verläufe und maximalen Tiefen der subglazialen Rinnen reduziert ist.

Die Auswertung der umfangreich vorhandenen Literatur zu subglazialer Erosion und der neu erstellten Karten ermöglicht es, die Kernfragen dieses Arbeitspakets zu beantworten:

- Wie ist der Einflussbereich subglazialer Erosion, insbesondere subglazialer Rinnen, konturiert? Die maximalen Tiefen der pleistozänen subglazialen Rinnen in Norddeutschland zeigen eine deutliche regionale Zonierung. Die größten Tiefen (300 – 400 m bzw. 400 – 600 m) treten in Nordwest-Südost streichenden Zonen auf. Diese Tiefenzonen verlaufen in etwa parallel zur känozoischen Subsidenzachse des Norddeutschen Beckens. In den südwestlich beziehungsweise nordöstlich anschließenden Tiefenzonen erreichen die subglazialen Rinnen geringere maximale Tiefen (100 – 200 m bzw. 200 – 300 m). In der nach Süden durch die maximale mittelpleistozäne Eisausdehnung begrenzten Tiefenzone (0 – 100 m) treten keine subglazialen Rinnen auf, die tiefer als 100 m sind.
- Welche Gebiete werden voraussichtlich von zukünftiger subglazialer Erosion betroffen sein? Die heutige regionale Verteilung der pleistozänen subglazialen Rinnen liefert eine Grundlage zur Abschätzung der potenziellen zukünftigen subglazialen Erosion. Der geologische Aufbau des Untergrundes ist ein wichtiger Kontrollfaktor der Bildung subglazialer Rinnen. Der rezente Untergrund unterscheidet sich im Norddeutschen Becken nicht grundlegend von demjenigen während der pleistozänen Rinnenbildungen. Daher ist zu erwarten, dass die Verteilung zukünftiger subglazialer Rinnen und ihrer maximalen Tiefen den hier vorgestellten pleistozänen Tiefenzonen ähneln wird.



- Ist die obere Begrenzung eines günstigen Tiefenbereichs für einen ewG im Einflussbereich subglazialer Rinnen generell tiefer oder flacher als 600 m? Ist ein gradueller Übergang für die obere Begrenzung eines günstigen Tiefenbereichs sinnvoller als ein fester Tiefenwert? Die pleistozänen subglazialen Rinnen zeigen eine deutliche Zonierung der maximalen Erosionstiefe, die stark durch den Aufbau des geologischen Untergrundes geprägt ist. Sehr große Erosionstiefen von mehr als 400 m treten nur in begrenzten Teilen des Untersuchungsgebietes auf. Anhand der Tiefenzonen der pleistozänen subglazialen Rinnen kann eine regional variable Mindesttiefe für den einschlusswirksamen Gebirgsbereiche eines Endlagers festgelegt werden. Wegen der einfacheren Anwendung und der Vermeidung ungerechtfertigter örtlicher Auflösung sollten die Tiefenzonen als feste Werte betrachtet werden. An den Grenzen der Tiefenzonen sollte jeweils die größere Tiefe berücksichtigt werden.
- Welche Ungewissheiten bestehen? Die Prognose zukünftiger geologischer Entwicklungen ist naturgemäß mit Ungewissheiten verbunden. Die dargestellten Tiefenzonen der pleistozänen subglazialen Rinnen stellen eine Vereinfachung der vorliegenden Quartärbasiskarten dar. Ungewissheiten können dabei aus der Quantität und Qualität der zugrundeliegenden Daten und aus dem Prozess der Zusammenfassung der Daten in Tiefenzonen resultieren. Die pleistozänen Erosionsprozesse dienen als Analog für die zukünftige Entwicklung. Es ist wahrscheinlich, dass während zukünftiger Vereisungsphasen ähnliche Prozesse ablaufen werden wie in der Vergangenheit. Die räumliche Verteilung der Tiefenerosion wird stark durch den Aufbau des Untergrundes kontrolliert. Allerdings sind auch abweichende Entwicklungen, die zu stärkerer Erosion oder einer anderen räumlichen Verteilung der Erosionsstrukturen führen können, nicht gänzlich auszuschließen.



Literaturverzeichnis

- Aber, J.S. & Ber, A. (2007): Glaciotectonism. Bd. 6. Developments in Quaternary Sciences: 256 S.; (Elsevier).
- Al Hseinat, M. & Hübscher, C. (2014): Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea. Quaternary Science Reviews, 97: 121 – 135. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.011
- Al Hseinat, M., Hübscher, C., Lang, J., Lüdmann, T., Ott, I. & Polom, U. (2016): Triassic to recent tectonic evolution of a crestal collapse graben above a salt-cored anticline in the Glückstadt Graben/North German Basin. Tectonophysics, 680: 50 – 66. DOI:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.008
- Alley, R.B., Cuffey, K.M., Evenson, E.B., Strasser, J.C., Lawson, D.E. & Larson, G.J. (1997): How glaciers entrain and transport basal sediment: Physical constraints. Quaternary Science Reviews, 16, 9: 1017 – 1038. DOI:https://doi.org/10.1016/ S0277-3791(97)00034-6
- Alley, R.B., Cuffey, K.M. & Zoet, L.K. (2019): Glacial erosion: status and outlook. Annals of Glaciology, 60, 80: 1 13. DOI:10.1017/aog.2019.38
- Alley, R.B., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B. & Baker, G.S. (2003): Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. Nature, 424, 6950: 758 760. DOI:10.1038/ nature01839
- Andersen, L.T., Hansen, D.L. & Huuse, M. (2005): Numerical modelling of thrust structures in unconsolidated sediments: implications for glaciotectonic deformation. Journal of Structural Geology, 27, 4: 587 – 596. DOI:https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.01.005
- Anselmetti, F.S., Bavec, M., Crouzet, C., Fiebig, M., Gabriel, G., Preusser, F. & Ravazzi, C. (2022): Drilling Overdeepened Alpine Valleys (ICDP-DOVE): quantifying the age, extent, and environmental impact of Alpine glaciations. Sci. Dril., 31: 51 – 70. DOI:10.5194/sd-31-51-2022
- Atzler, R. (1994): Der pleistozäne Untergrund der Kieler Bucht und angrenzender Gebiete nach reflexionsseismischen Messungen. Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universität, Kiel;, Bd. 70. Berichte - Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universität, Kiel: 1 – 116; Kiel, Germany. DOI:10.2312/reports-gpi.1995.70



- Atzler, R. & Werner, F. (1996): Neue Ergebnisse zur glazialen Entwicklung der Kieler Bucht aufgrund hochauflösender Reflexionsseismik. Meyniana, 48: 69 – 99.
- Bader, K. (1981): Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee. E&G Quaternary Sci. J., 31, 1: 37 – 52. DOI:10.3285/eg.31.1.04
- Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B. & Manica, A. (2019): The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. Nature Communications, 10, 1: 3713. DOI:10.1038/s41467-019-11601-2
- Benvenuti, A. & Moscariello, A. (2016): High-resolution seismic geomorphology and stratigraphy of a tunnel valley confined ice-margin fan (Elsterian glaciation, Southern North Sea). Interpretation, 4, 4: T461 T483. DOI:10.1190/INT-2016-0026.1
- Betz, D., Führer, F., Greiner, G. & Plein, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. Tectonophysics, 137, 1: 127 – 170. DOI:https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90319-2
- BGE (2020): Zwischenbericht Teilgebiete gemäß § 13 StandAG. Stand 28.09.2020. BGE, Geschäftszeichen: SG01101/16-1/2-2019#3: 444; Peine.
- (2021). https://www.bge.de/fileadmin/user_upload/Standortsuche/Forschung/2021-12-20_ BGE_Steckbrief_Forschungsvorhaben_Quantifizierung_und_Prognose_von_ Erosionsprozessen_barrierefrei.pdf
- Bini, A., Buoncristiani, J.-F., Couterrand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H., Keller, O., Kelly, M.A., Schlüchter, C. & Schoeneich, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). 1:500.000, Publisher; webgis@swisstopo.ch.
- Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J.R. & Rose, J. (2012): Quaternary glaciations of northern Europe. Quaternary Science Reviews, 44: 1 – 25. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2012.04.017
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B. & Zatsepin, S. (2009): Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. Quaternary Science Reviews, 28, 7: 621 – 638. DOI:https:// doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.009



- Boulton, G.S. & Hindmarsh, R.C.A. (1987): Sediment deformation beneath glaciers: Rheology and geological consequences. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92, B9: 9059 – 9082. DOI:https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09059
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P. & Zatsepin, S. (2007a): Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part 1 – Glaciological Observations. Quaternary Science Reviews, 26, 7: 1067 – 1090. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.007
- (2007b): Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part 2 – Theory and Simulation of a Modern System. Quaternary Science Reviews, 26, 7: 1091 – 1105. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.006
- Brandes, C., Polom, U., Winsemann, J. & Sandersen, P.B.E. (2022): The near-surface structure in the area of the Børglum fault, Sorgenfrei-Tornquist Zone, northern Denmark: Implications for fault kinematics, timing of fault activity and fault control on tunnel valley formation. Quaternary Science Reviews, 289: 107619. DOI:https:// doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107619
- Brennand, T.A. & Shaw, J. (1994): Tunnel channels and associated landforms, southcentral Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. Canadian Journal of Earth Sciences, 31, 3: 505 – 522. DOI:10.1139/e94-045
- Breuer, S., Kilian, R., Schörner, D., Weinrebe, W., Behrmann, J. & Baeza, O. (2013): Glacial and tectonic control on fjord morphology and sediment deposition in the Magellan region (53°S), Chile. Marine Geology, 346: 31 – 46. DOI:https://doi. org/10.1016/j.margeo.2013.07.015
- Brose, F. (2005): Zur geomorphologischen Entwicklung Brandenburgs. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 12, 1/2: 153 163.
- Brückner-Röhling, S., Espig, M., Fischer, M., Fleig, S., Forsbach, H., Kockel, F., Krull, P., Stiewe, H. & Wirth, H. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung - Teil 1: Strukturgeologie. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), BGR-Bericht: 253; Hannover.
- Bruns, I., Fischer, K., Meinsen, J. & Wangenheim, C. (2022): Eine aktualisierte Quartärbasis für Niedersachsen – Erste Einblicke in die Modellierung. (In: Brauer, A. & Schwab, M.J. (Hrsg.)). DEUQUA "Connecting Geoarchives, Potsdam. (GFZ German Research Centre for Geosciences). DOI:https://doi.org/10.48440/GFZ.b103-22024



- Burschil, T., Buness, H., Tanner, D.C., Wielandt-Schuster, U., Ellwanger, D. & Gabriel, G. (2018): High-resolution reflection seismics reveal the structure and the evolution of the Quaternary glacial Tannwald Basin. Near Surface Geophysics, 16, 6: 593 610. DOI:https://doi.org/10.1002/nsg.12011
- Carling, P.A., Herget, J., Lanz, J.K., Richardson, K. & Pacifici, A. (2009): Channel-scale erosional bedforms in bedrock and in loose granular material: character, processes and implications. (In: Burr, D.M., Carling, P.A. & Baker, V.R. (Hrsg.): Megaflooding on Earth and Mars). 13 32; Cambridge (Cambridge University Press). DOI:10.1017/CBO9780511635632.002
- Catania, G. & Paola, C. (2001): Braiding under glass. Geology, 29, 3: 259 262. DOI:https:// doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0259:BUG%3E2.0.CO;2
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S. & Marshall, S.J. (2005): Fresh arguments against the Shaw megaflood hypothesis. A reply to comments by David Sharpe on "Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event". Quaternary Science Reviews, 24, 12: 1533 – 1541. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.003
- Clayton, L., Attig, J.W. & Mickelson, D.M. (1999): Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. (In: Mickelson, D.M. & Attig, J.W. (Hrsg.): Glacial Processes Past and Present). Bd. 337; (Geological Society of America). DOI:10.1130/0-8137-2337-x.69
- Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G. & Portier, E. (2013): Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 370: 127 – 144. DOI:10.1016/j.palaeo.2012.12.002
- Cohen, D., Gillet-Chaulet, F., Haeberli, W., Machguth, H. & Fischer, U.H. (2018): Numerical reconstructions of the flow and basal conditions of the Rhine glacier, European Central Alps, at the Last Glacial Maximum. The Cryosphere, 12, 8: 2515 – 2544. DOI:10.5194/tc-12-2515-2018
- Cook, S.J. & Swift, D.A. (2012): Subglacial basins: Their origin and importance in glacial systems and landscapes. Earth-Science Reviews, 115, 4: 332 372. DOI:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.009



- Cuffey, K. & Alley, R.B. (1996): Is erosion by deforming subglacial sediments significant? (Toward till continuity). Annals of Glaciology, 22: 17 24. DOI:10.3189/1996AoG22-1-17-24
- Diedrich, C. (2013): Impact of the German Harz Mountain Weichselian ice-shield and valley glacier development onto Palaeolithic and megafauna disappearances. Quaternary Science Reviews, 82: 167 – 198. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2013.08.013
- Doornenbal, H. & Stevenson, A. (2010): Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. (EAGE Publications b.v. (Houten)).
- Doppler, G., Kroemer, E., Roegner, K., Wallner, J., Jerz, H. & Grottenthaler, W. (2011): Quaternary stratigraphy of southern Bavaria. Eiszeitalter und Gegenwart, 60, 2 – 3: 329 – 365. DOI:10.3285/eg.60.2-3.08
- Dühnforth, M., Anderson, R.S., Ward, D. & Stock, G.M. (2010): Bedrock fracture control of glacial erosion processes and rates. Geology, 38, 5: 423 – 426. DOI:10.1130/ g30576.1
- Duphorn, K. (1968): Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 164 174. DOI:10.3285/eg.19.1.10
- Dürst Stucki, M. & Schlunegger, F. (2013): Identification of erosional mechanisms during past glaciations based on a bedrock surface model of the central European Alps. Earth and Planetary Science Letters, 384: 57 – 70. DOI:https://doi.org/10.1016/j. epsl.2013.10.009
- Egholm, D.L., Pedersen, V.K., Knudsen, M.F. & Larsen, N.K. (2012): Coupling the flow of ice, water, and sediment in a glacial landscape evolution model. Geomorphology, 141 142: 47 66. DOI:https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.019
- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. (In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (Hrsg.): Developments in Quaternary Sciences). Bd. 15: 149 – 162; (Elsevier). DOI:https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00013-1
- Ehlers, J. & Linke, G. (1989): The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. Journal of Quaternary Science, 4, 3: 255 – 265. DOI:https:// doi.org/10.1002/jqs.3390040306



- Ehlers, J., Meyer, K.-D. & Stephan, H.-J. (1984): The pre-weichselian glaciations of North-West Europe. Quaternary Science Reviews, 3, 1: 1 – 40. DOI:https://doi. org/10.1016/0277-3791(84)90003-9
- Eissmann, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. Bd. 2. Schriftenreihe für geologische Wissenschaften; Berlin (Akad.-Verl.).
- Eissmann, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. (In: Lauterbach, R. (Hrsg.): Band 3, Heft 4). 7 – 78; Berlin, Boston (De Gruyter). DOI:doi:10.1515/9783112525586-002
- Eissmann, L. (2002): Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews, 21, 11: 1275 – 1346. DOI:https://doi. org/10.1016/S0277-3791(01)00075-0
- Ellwanger, D. (2015): Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebietes: Übertiefte Becken- und Moränen-Landschaft. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB). LGRB-Fachbericht: 86+16S.; Freiburg i. Br.
- Ellwanger, D., Franz, M. & Wielandt-Schuster, U. (2012): Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein. (In: Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg). Bd. 26. LGRB-Informationen: 7 – 24; Freiburg i. Br. (LGRB).
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Wuerttemberg, Southwest Germany). Eiszeitalter und Gegenwart - Quarternary Science Journal, 60, 2 – 3: 306 – 328. DOI:I 10.3285/eg.60.2-3.07
- Ergenzinger, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. Eiszeitalter und Gegenwart 18, 1: 152 168. DOI:10.3285/eg.18.1.10
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. & Auton, C.A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. Earth-Science Reviews, 78, 1: 115 176. DOI:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.04.001



- Eyles, N. & McCabe, A.M. (1989): Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarping in the Irish Sea Basin. Sedimentology, 36, 3: 431 – 448. DOI:https://doi.org/10.1111/j.1365 – 3091.1989. tb00618.x
- Feldens, P. & Schwarzer, K. (2012): The Ancylus Lake stage of the Baltic Sea in Fehmarn Belt: Indications of a new threshold? Continental Shelf Research, 35: 43 – 52. DOI:https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.12.007
- Fiebig, M., Herbst, P., Drescher-Schneider, R., Lüthgens, C., Lomax, J. & Doppler, G. (2014): Some remarks about a new Last Glacial record from the western Salzach foreland glacier basin (Southern Germany). Quaternary International, 328 – 329: 107-119. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.048
- Fischer, U.H., Bebiolka, A., Brandefelt, J., Cohen, D., Harper, J., Hirschorn, S., Jensen, M., Kennell, L., Liakka, J., Näslund, J.-O., Normani, S., Stück, H. & Weitkamp, A. (2021): Radioactive waste under conditions of future ice ages. (In: Haeberli, W. & Whiteman, C. (Hrsg.): Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters (Second Edition)). 323 375; (Elsevier). DOI:https://doi.org/10.1016/B978-0-12-817129-5.00005-6
- Frank, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers: Neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den Alpinen Tälern, im Gebiet des ,Murnauer Schotters' und im ,Tölzer Lobus' (erste Mitteilung). Eiszeitalter und Gegenwart, 29, 1: 77 – 100. DOI:10.3285/eg.29.1.08
- Freudenberger, W. & Schwerd, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500.000. 4 Aufl. Geologische Übersichtskarte; München, Germany (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Gegg, L., Deplazes, G., Keller, L., Madritsch, H., Spillmann, T., Anselmetti, F.S. & Buechi, M.W. (2021): 3D morphology of a glacially overdeepened trough controlled by underlying bedrock geology. Geomorphology, 394: 107950. DOI:https://doi. org/10.1016/j.geomorph.2021.107950
- Gegg, L. & Preusser, F. (2023): Comparison of overdeepened structures in formerly glaciated areas of the northern Alpine foreland and northern central Europe. E&G Quaternary Sci. J., 72, 1: 23 – 36. DOI:https://doi.org/10.5194/egqsj-72-23-2023



- Gehrmann, A., Meschede, M., Hüneke, H. & Pedersen, S.A.S. (2019): Sea cliff at Kieler Ufer (Pleistocene stripes 11-16) – large-scale architecture and kinematics of the Jasmund Glacitectonic Complex. DEUQUA Spec. Pub., 2: 19 – 27. DOI:10.5194/ deuquasp-2-19-2019
- Gehrmann, A., Pedersen, S.A.S. & Meschede, M. (2022): New insights into the structural development and shortening of the southern Jasmund Glacitectonic Complex (Rügen, Germany) based on balanced cross sections. International Journal of Earth Sciences. DOI:10.1007/s00531-022-02216-y
- Geyer, O.F., Gwinner, M.P., Geyer, M., Nitsch, E., Simon, T., Ellwanger, D., Franz, M.,Gebhardt, U., Hagdorn, H. & Kull, U. (2011): Geologie von Baden-Württemberg.5. Aufl. Aufl.: 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D.P., Moreau, J., Denis, M. & Deynoux, M. (2007): The Late Ordovician Glacial Sedimentary System of the North Gondwana Platform. (In: Glacial Sedimentary Processes and Products). 295 – 319. DOI:https://doi. org/10.1002/9781444304435.ch17
- Glaser, S., Lagally, U., Loth, G., Schmid, H. & Schwerd, K. (2008): Geotope in Oberbayern Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz. Bd. 6: 192 S.; Augsburg, Germany (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Grube, F. (1983): Tunnel Valleys. (In: Ehlers, J. (Hrsg.): Glacial Deposits in North-West Europe). Bd. 121: 257 258; Rotterdam (A. A. Balkema).
- Hepp, D.A., Hebbeln, D., Kreiter, S., Keil, H., Bathmann, C., Ehlers, J. & Mörz, T. (2012): An east-west-trending Quaternary tunnel valley in the south-eastern North Sea and its seismic-sedimentological interpretation. Journal of Quaternary Science, 27, 8: 844 – 853. DOI:https://doi.org/10.1002/jqs.2599
- Hese, F., Ahlers, P., Krienke, K. & Neumann, T. (2021): Neubearbeitung der Quartärbasis in Schleswig-Holstein. Subglaziale Rinnen Workshop 2021, Poster. (Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein, Geologischer Dienst SH).
- Hinsch, W. (1979): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. E&G Quaternary Sci. J., 29, 1: 173 – 178. DOI:10.3285/eg.29.1.14



- Hönemann, G., Küstermann, W. & Meyer, W. (1995): Reflexionsseismische Kartierung von Tiefenlagen der Pleistozänbasis in Nordostdeutschland. Z. geol. Wiss., 23: 261 275.
- Hooke, R.L. (2020): Principles of Glacier Mechanics. 3rd Aufl.; Cambridge (Cambridge University Press). DOI:10.1017/CBO9780511614231
- Hooke, R.L. & Jennings, C.E. (2006): On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. Quaternary Science Reviews, 25, 11: 1364 – 1372. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.018
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (2016): The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas, 45, 1: 1 – 45. DOI:https://doi.org/10.1111/bor.12142
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000a): Large-scale glaciotectonic thrust structures in the eastern Danish North Sea. Geological Society, London, Special Publications, 176, 1: 293-305. DOI:10.1144/GSL.SP.2000.176.01.22
- (2000b): Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. Quaternary Science Reviews, 19, 12: 1233 – 1253. DOI:https://doi. org/10.1016/S0277-3791(99)00103-1
- Janszen, A., Moreau, J., Moscariello, A., Ehlers, J. & Kröger, J. (2013): Time-transgressive tunnel-valley infill revealed by a three-dimensional sedimentary model, Hamburg, north-west Germany. Sedimentology, 60, 3: 693 – 719. DOI:https://doi.org/10.1111/ j.1365-3091.2012.01357.x
- Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. Geologisches Jahrbuch Heft 10, Reihe A 77.
- Jørgensen, F. & Sandersen, P.B.E. (2006): Buried and open tunnel valleys in Denmark erosion beneath multiple ice sheets. Quaternary Science Reviews, 25, 11: 1339 – 1363. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.11.006
- Kalka, S. (2007): Quartäre Rinnen in der deutschen Nordsee eine 2D-/3D-seismische Untersuchung. Leibniz Universität Hannover, Geologie: 90 S.; Hannover.
- Kehew, A., Piotrowski, J. & Jørgensen, F. (2012): Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. Earth-Science Reviews, 113: 33 – 58. DOI:10.1016/j. earscirev.2012.02.002



- Kehew, A.E. & Lord, M.L. (1986): Origin and large-scale erosional features of glacial-lake spillways in the northern Great Plains. GSA Bulletin, 97, 2: 162 – 177. DOI:10.1130/0016-7606(1986)97&It;162:OALEFO& gt; 2.0.CO; 2
- Keller, S. (2009): Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland.
 Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). BGR Report; Hannover. DOI:ISBN 978-3-9813373-3-4
- Kenzler, M., Tsukamoto, S., Meng, S., Frechen, M. & Hüneke, H. (2017): New age constraints from the SW Baltic Sea area – implications for Scandinavian Ice Sheet dynamics and palaeo-environmental conditions during MIS 3 and early MIS 2. Boreas, 46, 1: 34 – 52. DOI:https://doi.org/10.1111/bor.12206
- Kirkham, J.D., Hogan, K.A., Larter, R.D., Arnold, N.S., Ely, J.C., Clark, C.D., Self, E., Games, K., Huuse, M., Stewart, M.A., Ottesen, D. & Dowdeswell, J.A. (2022): Tunnel valley formation beneath deglaciating mid-latitude ice sheets: Observations and modelling. Quaternary Science Reviews: 107680. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2022.107680
- Kirkham, J.D., Hogan, K.A., Larter, R.D., Self, E., Games, K., Huuse, M., Stewart, M.A., Ottesen, D., Arnold, N.S. & Dowdeswell, J.A. (2021): Tunnel valley infill and genesis revealed by high-resolution 3-D seismic data. Geology, 49, 12: 1516 – 1520. DOI:10.1130/g49048.1
- Kley, J., Franzke, H.J., Jähne, F., Krawczyk, C., Lohr, T., Reicherter, K., Scheck-Wenderoth, M., Sippel, J., Tanner, D. & van Gent, H. (2008): Strain and stress. (In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins – The Central European Basin System). 97 – 124; Berlin (Springer).
- Klimke, J., Wiederhold, H., Winsemann, J., Ertl, G. & Elbracht, J. (2013): Three-dimensional mapping of Quaternary sediments improved by airborne electromagnetics in the case of the Quakenbrück Basin, Northern Germany. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 164, 2: 369 – 384. DOI:10.1127/1860 – 1804/2013/0023
- Klostermann, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht: Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein. 200 S.; (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- Knauer, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. Geologica Bavarica, 11.



- Krabbendam, M. & Glasser, N.F. (2011): Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: Abrasion and plucking, hardness and joint spacing. Geomorphology, 130, 3: 374 – 383. DOI:https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.022
- Krause, K.-H. (2001): Die geologisch-hydrogeologische Situation im Jung-und Altmoränengebiet des Andechser Höhenrückens zwischen Ammer-und Würmsee und in der nördlich angrenzenden Wurzelzone der westlichen Münchener Schotterebene (Oberbayern). PhD, Technische Universität München, Fakultät für Chemie: 226 S.
- Krbetschek, M.R., Degering, D. & Alexowsky, W. (2008): Infrared radiofluorescence ages (IR-RF) of Lower Saalian sediments from Central and Eastern Germany. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 159, 1: 133 – 140. DOI:10.1127/1860-1804/2008/0159-0133
- Kristensen, T.B. & Huuse, M. (2012): Multistage erosion and infill of buried Pleistocene tunnel valleys and associated seismic velocity effects. Geological Society, London, Special Publications, 368, 1: 159 – 172. DOI:10.1144/SP368.15
- Kristensen, T.B., Huuse, M., Piotrowski, J.A. & Clausen, O.R. (2007): A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. Journal of Quaternary Science, 22, 8: 801 – 815. DOI:https://doi.org/10.1002/ jqs.1123
- Kristensen, T.B., Piotrowski, J.A., Huuse, M., Clausen, O.R. & Hamberg, L. (2008): Timetransgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea – the role of glaciohydraulic supercooling. Earth Surface Processes and Landforms, 33, 4: 546 – 559. DOI:https://doi.org/10.1002/esp.1668
- Kupetz, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 4, 2: 1 – 20.
- Kupetz, M. (2015): Glazialtektonik. (In: Stackebrandt, W. & Franke, D. (Hrsg.): Geologie von Brandenburg). 490 500; Stuttgart (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung).
- Kuster, H. & Meyer, K.D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nördlichen Niedersachsen. E&G Quaternary Sci. J., 29, 1: 135 – 156. DOI:10.3285/eg.29.1.12



- Lang, J., Alho, P., Kasvi, E., Goseberg, N. & Winsemann, J. (2019): Impact of Middle Pleistocene (Saalian) glacial lake-outburst floods on the meltwater-drainage pathways in northern central Europe: Insights from 2D numerical flood simulation. Quaternary Science Reviews, 209: 82 – 99. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2019.02.018
- Lang, J., Böhner, U., Polom, U., Serangeli, J. & Winsemann, J. (2015): The Middle Pleistocene tunnel valley at Schöningen as a Paleolithic archive. Journal of Human Evolution, 89: 18 – 26. DOI:https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.02.004
- Lang, J., Hampel, A., Brandes, C. & Winsemann, J. (2014): Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes. Quaternary Science Reviews, 101: 217 – 233. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2014.07.022
- Lang, J., Lauer, T. & Winsemann, J. (2018): New age constraints for the Saalian glaciation in northern central Europe: Implications for the extent of ice sheets and related proglacial lake systems. Quaternary Science Reviews, 180: 240 – 259. DOI:https:// doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.029
- Lang, J., Winsemann, J., Steinmetz, D., Polom, U., Pollok, L., Böhner, U., Serangeli, J., Brandes, C., Hampel, A. & Winghart, S. (2012): The Pleistocene of Schöningen, Germany: a complex tunnel valley fill revealed from 3D subsurface modelling and shear wave seismics. Quaternary Science Reviews, 39: 86 – 105. DOI:https:// doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.02.009
- Lelandais, T., Ravier, É., Pochat, S., Bourgeois, O., Clark, C., Mourgues, R. & Strzerzynski, P. (2018): Modelled subglacial floods and tunnel valleys control the life cycle of transitory ice streams. The Cryosphere, 12, 8: 2759 – 2772. DOI:10.5194/tc-12-2759-2018
- Lemcke, K. (1988): Geologie von Bayern Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit Erdgeschichte Bau Bodenschätze – Geologie von Bayern I. 175 S.; Stuttgart, Germany (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- Leser, H. & Metz, B. (1988): Vergletscherungen im Hochschwarzwald. Berliner Geogr. Abh., 47: 155 – 175.
- Liedtke, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Bd. 204. Forschungen zur deutschen Landeskunde; (Zentralausschuß für Dt. Landeskunde).



- Liedtke, H. (2003): Deutschland zur letzten Eiszeit (In: Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland – Relief, Boden und Wasser). Bd. 2: 66 – 67; Leipzig (Institut für Länderkunde).
- Liedtke, H., Mäusbacher, R. & Schmidt, K.-H. (2003): Relief, Boden und Wasser Eine Einführung. (In: Liedtke, H. & Mayr, A. (Hrsg.): Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland). 12 – 25; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- Link, A. (2004): Zur Entstehung rhythmisch geschichteter Beckensedimente des Illergletschergebietes (Südwest Bayern). Dissertation, Universität zu Köln: 128 S.; Köln.
- Litt, T., Behre, K.-E., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. E&G – Quaternary Science Journal, 56, 1 – 2. DOI:10.23689/fidgeo-1278
- Lohr, T., Krawczyk, C., Tanner, D., Samiee, R., Endres, H., Oncken, O., Trappe, H. & Kukla, P. (2007): Strain partitioning due to salt: Insights from interpretation of a 3D seismic data set in the NW German Basin. Basin Research, 19, 4: 579 – 597. DOI:10.1111/j.1365-2117.2007.00338.x
- Lohrberg, A., Krastel, S., Unverricht, D. & Schwarzer, K. (2022a): The Heligoland Glacitectonic Complex in the southeastern North Sea: indicators of a pre- or early-Elsterian ice margin. Boreas, 51, 1: 100 – 117. DOI:https://doi.org/10.1111/ bor.12551
- Lohrberg, A., Schneider von Deimling, J., Grob, H., Lenz, K.F. & Krastel, S. (2022b): Tunnel valleys in the southeastern North Sea: more data, more complexity. E&G Quaternary Sci. J., 71, 2: 267 – 274. DOI:10.5194/egqsj-71-267-2022
- Lohrberg, A., Schwarzer, K., Unverricht, D., Omlin, A. & Krastel, S. (2020): Architecture of tunnel valleys in the southeastern North Sea: new insights from high-resolution seismic imaging. Journal of Quaternary Science, 35, 7: 892 – 906. DOI:https:// doi.org/10.1002/jqs.3244
- Lord, N.S., Lunt, D. & Thorne, M. (2019): Modelling Changes in Climate Over the Next 1 Million Years. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, SKB TR-19-09; Stockholm, Sweden.



- Lüthgens, C., Böse, M. & Krbetschek, M. (2010): On the age of the young morainic morphology in the area ascribed to the maximum extent of the Weichselian glaciation in north-eastern Germany. Quaternary International, 222, 1: 72 – 79. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.028
- Lüthgens, C., Hardt, J. & Böse, M. (2020): Proposing a new conceptual model for the reconstruction of ice dynamics in the SW sector of the Scandinavian Ice Sheet (SIS) based on the reinterpretation of published data and new evidence from optically stimulated luminescence (OSL) dating. E&G Quaternary Sci. J., 69, 2: 201 – 223. DOI:10.5194/egqsj-69-201-2020
- Lutz, R., Kalka, S., Gaedicke, C., Reinhardt, L. & Winsemann, J. (2009): Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: spatial distribution and morphology. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 160, 3: 225 – 235. DOI:10.1127/1860-1804/2009/0160-0225
- MacRae, R.A. & Christians, A.R. (2013): A reexamination of Pleistocene tunnel valley distribution on the central Scotian Shelf. Canadian Journal of Earth Sciences, 50, 5: 535 544. DOI:10.1139/cjes-2012-0057
- Magrani, F., Valla, P.G., Gribenski, N. & Serra, E. (2020): Glacial overdeepenings in the Swiss Alps and foreland: Spatial distribution and morphometrics. Quaternary Science Reviews, 243: 106483. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106483
- Marks, L. (2011): Quaternary Glaciations in Poland. (In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (Hrsg.): Developments in Quaternary Sciences). Bd. 15: 299 – 303; (Elsevier). DOI:https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00023-4
- Maystrenko, Y.P., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2013): Salt as a 3D element in structural modeling – Example from the Central European Basin System. Tectonophysics, 591: 62 – 82. DOI:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.030
- Metz, B. (1992): Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. (In: Mäckel, R. & Metz, B. (Hrsg.): Freiburger Geographische Hefte. Schwarzwald und Oberrheintiefland: Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau). Bd. 36: 57 – 77; Freiburg i. Br., Germany (Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg).
- Meyer, K.D. (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony. (In: van der Meer, J.J.M. (Hrsg.): Tills and Glaciotectonics). 197 204; Rotterdam (Balkema).



- Mohr, K. (1993): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes. 2. Auflage Aufl.: 496 S.; (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- Moreau, J., Huuse, M., Janszen, A., van der Vegt, P., Gibbard, P.L. & Moscariello, A. (2012): The glaciogenic unconformity of the southern North Sea. Geological Society, London, Special Publications, 368, 1:99 110. DOI:doi:10.1144/SP368.5
- Mrugalla, S. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland -Ohne Endlagereinfluss. Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits-und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (AnSichT). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). Ergebnisbericht: 189; Hannover.
- (2020): Geologische und klimatische Langzeitentwicklung mit Relevanz f
 ür die Endlagerung w
 ärmeentwickelnder Abf
 älle in Deutschland. Bundesanstalt f
 ür Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). Ergebnisbericht: 92; Hannover.
- Müller, U. (2004): Das Relief der Quartärbasis in Mecklenburg-Vorpommern. Neubrandenburger Geologische Beiträge, 4: 67 – 76.
- Müller, U. & Obst, K. (2008): Junge halokinetische Bewegungen im Bereich der Salzkissen Schlieven und Marnitz in Südwest-Mecklenburg. Brandenburg. geowiss. Beitr., 15, 1/2: 147 – 145.
- Murawski, H. & Meyer, W. (2010): Geologisches Wörterbuch. 12 Aufl.; (Springer Spektrum Berlin, Heidelberg). DOI:https://doi.org/10.1007/978-3-662-54050-3
- Noack, V., Cherubini, Y., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B., Höding, T., Simon, A. & Moeck, I.S. (2010): Assessment of the present-day thermal field (NE German Basin) – Inferences from 3D modelling. Geochemistry, 70: 47 – 62. DOI:https:// doi.org/10.1016/j.chemer.2010.05.008
- Ó Cofaigh, C. (1996): Tunnel valley genesis. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 20, 1: 1 – 19. DOI:10.1177/030913339602000101
- Ottesen, D., Stewart, M., Brönner, M. & Batchelor, C.L. (2020): Tunnel valleys of the central and northern North Sea (56°N to 62°N): Distribution and characteristics. Marine Geology, 425: 106199. DOI:https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106199



- Panin, A.V., Astakhov, V.I., Lotsari, E., Komatsu, G., Lang, J. & Winsemann, J. (2020): Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. Earth-Science Reviews, 201: 103069. DOI:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069
- Passchier, S., Laban, C., Mesdag, C.S. & Rijsdijk, K.F. (2010): Subglacial bed conditions during Late Pleistocene glaciations and their impact on ice dynamics in the southern North Sea. Boreas, 39, 3: 633 – 647. DOI:https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00138.x
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Winsborrow, M. & Stroeven, A.P. (2016a): The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing. Quaternary Science Reviews, 153: 97 – 121. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009
- Patton, H., Hubbard, A., Heyman, J., Alexandropoulou, N., Lasabuda, A.P.E., Stroeven, A.P., Hall, A.M., Winsborrow, M., Sugden, D.E., Kleman, J. & Andreassen, K. (2022): The extreme yet transient nature of glacial erosion. Nature Communications, 13, 1: 7377. DOI:10.1038/s41467-022-35072-0
- Patton, H., Swift, D.A., Clark, C.D., Livingstone, S.J. & Cook, S.J. (2016b): Distribution and characteristics of overdeepenings beneath the Greenland and Antarctic ice sheets: Implications for overdeepening origin and evolution. Quaternary Science Reviews, 148: 128 – 145. DOI:10.1016/j.quascirev.2016.07.012
- Patton, H., Swift, D.A., Clark, C.D., Livingstone, S.J., Cook, S.J. & Hubbard, A. (2015): Automated mapping of glacial overdeepenings beneath contemporary ice sheets: Approaches and potential applications. Geomorphology, 232: 209 – 223. DOI:https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.003
- Penck, A. & Brückner, E. (1909a): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Bd. 1. Die Alpen im Eiszeitalter: 1 393 S.; Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).
- (1909b): Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen. Bd. 2. Die Alpen im Eiszeitalter; Leipzig, Germany (C. H. Tauchnitz).
- Piotrowski, J.A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. Sedimentary Geology, 89, 1: 107 – 141. DOI:https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90086-8



- (1997): Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. Quaternary Science Reviews, 16, 2: 169 – 185. DOI:10.1016/S0277-3791(96)00046-7
- Piotrowski, J.A., Geletneky, J. & Vater, R. (1999): Soft-bedded sub-glacial meltwater channel from Welzow-Süd open-cast lignite mine, Lower Lusatia, eastern Germany. Boreas, 28, 3: 363 – 374. DOI:10.1111/j.1502-3885.1999.tb00226.x
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K. & Junge, F.W. (2004): Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. Quaternary Science Reviews, 23, 9: 993 – 1000. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.006
- Pisarska-Jamroży, M. (2015): Factors controlling sedimentation in the Toruń-Eberswalde ice-marginal valley during the Pomeranian phase of the Weichselian glaciation: an overview. Geologos, 21, 1: 1 – 29. DOI:10.1515/logos-2015-0001
- Praeg, D. (2003): Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin – high resolution from low frequencies. Journal of Applied Geophysics, 53, 4: 273 – 298. DOI:https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.001
- Preusser, F., Reitner, J.M. & Schlüchter, C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. Swiss Journal of Geosciences, 103, 3: 407 426. DOI:10.1007/s00015-010-0044-y
- Prins, L.T., Andresen, K.J., Clausen, O.R. & Piotrowski, J.A. (2020): Formation and widening of a North Sea tunnel valley – The impact of slope processes on valley morphology. Geomorphology, 368: 107347. DOI:https://doi.org/10.1016/j. geomorph.2020.107347
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Menzies, J., Clerc, S., Goupy, B. & Portier, E. (2014): Porewater pressure control on subglacial soft sediment remobilization and tunnel valley formation: A case study from the Alnif tunnel valley (Morocco). Sedimentary Geology, 304: 71 – 95. DOI:https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.005
- Ravier, E., Buoncristiani, J.-F., Menzies, J., Guiraud, M., Clerc, S. & Portier, E. (2015): Does porewater or meltwater control tunnel valley genesis? Case studies from the Hirnantian of Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 418: 359 – 376. DOI:https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.003



- Reichelt, G. (1964): Zur Frage pleistozäner Vergletscherung im Harz und Thüringer Wald (The Problem of Pleistocene Glaciation of the Harz Mountains and Thuringian Forest). Erdkunde, 18, 1: 62 – 65.
- Reinhardt, S., Bebiolka, A.C. & Weitkamp, A. (2017): Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Abschlussbericht: 151; Hannover.
- Roskosch, J., Winsemann, J., Polom, U., Brandes, C., Tsukamoto, S., Weitkamp, A., Bartholomäus, W.A., Henningsen, D. & Frechen, M. (2015): Luminescence dating of ice-marginal deposits in northern Germany: evidence for repeated glaciations during the Middle Pleistocene (MIS 12 to MIS 6). Boreas, 44, 1: 103 – 126. DOI:https://doi.org/10.1111/bor.12083
- Rother, K. (1995): Die eiszeitliche Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge im Spiegel neuerer Forschungen. Petermanns Geographische Mitteilungen, 139, 1:45 52.
- Sandersen, P.B.E. & Jørgensen, F. (2012): Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. (In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D.P., Dixon, R.J., Moscariello, A. & Craig, A. (Hrsg.): Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems). Bd. 368.
 Geological Society Special Publications, 1: 145 – 157; London/UK (Geological Society of London). DOI:10.1144/SP368.12
- Sandersen, P.B.E. & Jørgensen, F. (2022): Tectonic impact on Pleistocene and Holocene erosional patterns in a formerly glaciated intra-plate area. Quaternary Science Reviews, 293: 107681. DOI:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107681
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H. & Auken, E. (2009): Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. Boreas, 38, 4: 834 – 851. DOI:https://doi.org/10.1111/ j.1502-3885.2009.00105.x
- Scheck-Wenderoth, M. & Lamarche, J. (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System – new insights from a 3D structural model. Tectonophysics, 397, 1: 143 – 165. DOI:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.007
- Schnabel, M., Noack, V., Ahlrichs, N. & Hübscher, C. (2021): A comprehensive model of seismic velocities for the Bay of Mecklenburg (Baltic Sea) at the North German Basin margin: implications for basin development. Geo-Marine Letters, 41, 2: 20. DOI:10.1007/s00367-021-00692-w



- Scholz, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. 3. vollst. überarb. und erw. Aufl.: 354 S.; Stuttgart, Germany (Schweizerbart).
- Scholz, H. & Zacher, W. (1983): Geologische Übersichtskarte GÜK200 CC 8726 Kempten (Allgäu). Publisher; Hannover.
- Schreiner, A. (2000): Über die Entstehung des Bodenseebeckens (SW-Deutschland). Zentralblatt f
 ür Geologie und Pal
 äontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, 1999, 3 – 4: 459 – 466.
- Schreiner, A. & Sawatzki, G. (2000): Der Wiesetalgletscher im Südschwarzwald. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 82: 377 – 410. DOI:10.1127/jmogv/82/2000/377
- Schwab, G. & Ludwig, A.O. (1996): Zum Relief der Quartärbasis in Norddeutschland Bemerkungen zu einer neuen Karte. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 24, 3 – 4: 343 – 350.
- Schwarz, C. (1996): Neue Befunde zur Verbreitung und Dimension pleistozaener Rinnensysteme auf dem deutschen Nordseeschelf. (In: Streif, H.J., Faber, E., Hahn, J., Hinsch, W., Juergens, U., Menke, B., Meyer, K.J., Schwarz, C. & Zoellmer, V. (Hrsg.): Deutsche Beiträge zur Quartärforschung in der südlichen Nordsee). Bd. 146, Geologisches Jahrbuch A: 233 – 244; Stuttgart (Schweizerbart Science Publishers).
- Seiler, K.P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen: Ergebnisse glazialgeologischer, hydrologischer und geophysikalischer Untersuchungen. E&G Quaternary Sci. J., 29, 1: 35 – 48. DOI:10.3285/eg.29.1.04
- Semmel, A. (1995): Das Süddeutsche Stufenland mit seinen Grundgebirgsrändern. (In: Liedtke, H.M.J. & Marcinek, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands). 389 – 437; Gotha, Germany (Perthes).
- Shaw, J. (2002): The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. Quaternary International, 90, 1: 5 22. DOI:https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00089-1
- (2010): In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields. Journal of Quaternary Science, 25, 3: 249 – 260. DOI:https://doi. org/10.1002/jqs.1264



- Shreve, R.L. (1972): Movement of Water in Glaciers. Journal of Glaciology, 11, 62: 205 214. DOI:10.3189/S002214300002219X
- Smed, P. (1998): Die Entstehung der d\u00e4nischen und norddeutschen Rinnent\u00e4ler (Tunnelt\u00e4ler) – Glaziologische Gesichtspunkte. E&G Quaternary Sci. J., 48, 1: 1 – 18. DOI:https://doi.org/10.3285/eg.48.1.01
- Sonntag, A. & Lippstreu, L. (2010): Tiefenlage der Quartärbasisfläche. (In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg). 4. aktualisierte Aufl.: 54 55; Cottbus (Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR)).
- Stackebrandt, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany a brief review. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 160, 3: 203 – 210.
- Stackebrandt, W., Ludwig, A.O. & Ostaficzuk, S. (2001): Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (Map 2). Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8: 13 – 19.
- Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (2010): Atlas zur Geologie von Brandenburg. 4. aktualisierte Auflage Aufl.: 157 S.; Cottbus (Landesamt f
 ür Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR)).
- StandAG (2017): Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle (Standortauswahlgesetz – StandAG) vom 5. Mai 2017 (BGBI. I 2017, Nr. 26, S. 1074) zuletzt geändert durch Artikel 3 des Gesetzes vom 12. Dezember 2019 (BGBI. I 2019, Nr. 48, S. 2510), Stand 01/20. Deutscher Bundestag.
- Stark, L. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose f
 ür S
 üddeutschland ohne Endlagereinfluss (AnSichT). Bundesanstalt f
 ür Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Ergebnisbericht: 152; Hannover.
- Stewart, M. & Lonergan, L. (2011): Seven glacial cycles in the Middle-Late Pleistocene of northwest Europe: geomorphic evidence from buried tunnel valleys. Geology, 39: 283 – 286. DOI:10.1130/G31631.1
- Stewart, M.A., Lonergan, L. & Hampson, G. (2013): 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. Quaternary Science Reviews, 72: 1 – 17. DOI:10.1016/j. quascirev.2013.03.016



- Stollhofen, H., Bachmann, G.H., Barnasch, J., Bayer, U., Beutler, G., Franz, M., Kästner,
 M., Legler, B. & Radies, D. (2008): Upper Rotliegend to Early Cretaceous basin
 development. Dynamics of Complex Intracontinental Basins The Central
 European Basin System: 181 210.
- Szenkler, C., Bock, H. & Asprion, U. (1999): Quartärgeologie und Rohstoffgeologie im Singener Beckenkomplex – Westliches Rheingletschergebiet (Hegau, Landkreis Konstanz) (Exkursion K am 9. April 1999). Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 81: 183 – 216. DOI:10.1127/ jmogv/81/1999/183
- Talento, S. & Ganopolski, A. (2021): Reduced-complexity model for the impact of anthropogenic CO₂ emissions on future glacial cycles. Earth Syst. Dynam., 12, 4: 1275 – 1293. DOI:10.5194/esd-12-1275-2021
- ten Veen, J. (2015): Future evolution of the geological and geohydrological properties of the geosphere. TNO, OPERA-PU-TNO412. OPERA: 121; Utrecht.
- van der Vegt, P., Janszen, A. & Moscariello, A. (2012): Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. Geological Society, London, Special Publications, 368, 1: 75 – 97. DOI:10.1144/sp368.13
- van der Wateren, D.M. (2002): Processes of glaciotectonism. (In: Menzies, J. (Hrsg.): Modern and Past Glacial Environments). 417 – 443; Oxford (Butterworth-Heinemann). DOI:https://doi.org/10.1016/B978-075064226-2/50017-9
- van der Wateren, F.M. (1995): Structural geology and sedimentology of push moraines: processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectonic styles. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 54.
- Vinx, R., Grube, A. & Grube, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. Leipziger Geowissenschaften, 5: 83 – 103.
- Voigt, T., Reicherter, K., Eynatten, H., Littke, R., Voigt, S. & Kley, J. (2008): Sedimentation during basin inversion. (In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins The Central European Basin System). 211 232; Berlin (Springer).



- Waller, R.I., Murton, J.B. & Kristensen, L. (2012): Glacier-permafrost interactions: Processes, products and glaciological implications. Sedimentary Geology, 255 256: 1 28. DOI:https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.02.005
- Warsitzka, M., Jähne-Klingberg, F., Kley, J. & Kukowski, N. (2019): The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. Basin Research, 31, 2: 337 – 360. DOI:10.1111/bre.12323
- Wenau, S. & Alves, T.M. (2020): Salt-induced crestal faults control the formation of Quaternary tunnel valleys in the southern North Sea. Boreas, 49, 4: 799 – 812. DOI:10.1111/bor.12461
- Wingfield, R. (1990): The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. Marine Geology, 91, 1: 31 52. DOI:https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90131-3
- Winsemann, J., Brandes, C., Polom, U. & Weber, C. (2011): Depositional architecture and palaeogeographic significance of Middle Pleistocene glaciolacustrine ice marginal deposits in northwestern Germany: a synoptic overview. E&G Quaternary Sci. J., 60, 2/3: 16. DOI:10.3285/eg.60.2-3.01
- Winsemann, J., Koopmann, H., Tanner, D.C., Lutz, R., Lang, J., Brandes, C. & Gaedicke, C. (2020): Seismic interpretation and structural restoration of the Heligoland glaciotectonic thrust-fault complex: Implications for multiple deformation during (pre-)Elsterian to Warthian ice advances into the southern North Sea Basin. Quaternary Science Reviews, 227: 106068. DOI:https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2019.106068
- Ziegler, P.A. (1990): Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. Journal of Geodynamics, 11, 4: 357 – 388. DOI:https://doi. org/10.1016/0264-3707(90)90017-O



Seite 102 von 106

Abkürzungsverzeichnis

| Abkürzung | Erklärung |
|-----------|---|
| AWZ | ausschließliche Wirtschaftszone |
| BGE | Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH |
| BGR | Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe |
| BKG | Bundesamt für Kartographie und Geodäsie |
| BUKEA | Behörde für Umwelt, Klima, Energie und Agrarwirtschaft (Hamburg) |
| DEM | Digital Elevation Model (digitales Höhenmodel) |
| DGM | digitales Geländemodell |
| ewG | einschlusswirksamer Gebirgsbereich |
| GDfB | Geologischer Dienst für Bremen |
| GOK | Geländeoberkante |
| LAGB | Landesamt für Geologie und Bergwesen (Sachsen-Anhalt) |
| LBEG | Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (Niedersachsen) |
| LBGR | Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (Brandenburg) |
| LLUR | Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Schleswig-Holstein) |
| LUNG | Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (Mecklenburg- Vorpommern) |
| MIS | Marine Isotopic Stage (Marines Isotopenstadium) |
| NHN | Normalhöhennull |
| OSM | Obere Süßwassermolasse |
| TWT | Two-Way-Traveltime (Zwei-Wege-Laufzeit) |
| u. | unter |
| ü. | über |



Abbildungsverzeichnis

Seite 103 von 106

Seite

| Abb. 1: | Darstellung der Teilgebiete (BGE 2020) und der maximalen Ausdehnung der pleistozänen Eisvorstöße in Deutschland (zusammengestellt nach: Ehlers et al. (2011), Winsemann et al. (2011); Winsemann et al. (2020), Roskosch et al. (2015) und Lang et al. (2018)). Der maximale Eisrand in Süddeutschland stammt von Preusser et al. (2010). | 9 |
|---------|--|----|
| Abb. 2: | Übersichtskarte der pleistozänen Eisvorstöße in Norddeutschland. Das DGM ist auf die Bundesländer beschränkt, die in der Auswertung der Quartärbasis betrachtet wurden. Die maximale Eisaudehnung basiert auf Ehlers et al. (2011), Winsemann et al. (2011), Roskosch et al. (2015) und Lang et al. (2018). Subglaziale Rinnen sind dargestellt, wenn die maximalen Tiefen mehr als 100 m erreichen. Viele der kartierten Endmoränenzüge umfassen glazitektonische Stauchungsstrukturen (ergänzt nach Ehlers et al. 2011). Als Beispiele für besonders tiefreichende glazitektonische Deformation sind das Quakenbrücker Becken (Tiefe bis etwa 125 m u. NHN; Meyer 1987; Klimke et al. 2013), der Muskauer Faltenbogen (Tiefe bis etwa 90 m u. NHN; Kupetz 1997), der glazitektonische Komplex von Helgoland (Tiefe bis etwa 240 m u. NHN; Winsemann et al. 2020) und der glazitektonische Komplex von Jasmund (Tiefe bis etwa 120 m u. NHN; Gehrmann et al. 2022) dargestellt. | 27 |
| Abb. 3: | Übersicht zu möglichen glazigenen übertieften Strukturen in Süddeutschland (Reinhardt et al. 2017) und den im Rahmen der Standortauswahl ausgewiesenen Teilgebiete (BGE 2020). Hintergrund: World Hillshade aus ArcGIS Pro von ESRI, CGIAR, Geoland, USGS (ESRI). Die digitalisierten geometrischen Informationen aus Publikationen können aufgrund ihres unsicheren und unvollständigen Charakters nur als grobe Orientierung zur Lage von glazigenen Erosionsstrukturen angesehen werden. | 33 |
| Abb. 4: | Die Originaldaten der Quartärbasis des Landes Schleswig-Holstein als Tiefenlinienkarte dargestellt. | 38 |
| Abb. 5: | Die Original-TSurf-Fläche der Quartärbasis Hamburg als Rasterdaten in ArcGIS dargestellt. | 39 |
| Abb. 6: | Die Original-T-Surf-Fläche der Quartärbasis Bremen/Bremerhaven als Rasterdaten in ArcGIS dargestellt. | 40 |
| Abb. 7: | Die Originaldaten als Linien-Shapefile der Quartärbasis des Landes Niedersachsen. | 41 |
| Abb. 8: | Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Nordrhein- Westfalens als Linien-Shapefile stammen aus dem bereitgestellten Übersichtsmodell des Landes. | 42 |
| Abb. 9: | Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Mecklenburg- Vorpommers als Linien-Shapefile. | 43 |
| | | |



Seite

| Abb. 10: | Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Sachsen-Anhalts als Linien-Shapefile. | 44 |
|----------|--|----|
| Abb. 11: | Das aus dem Punktdatensatz berechnete Linien-Shapefile der Bundesländer Brandenburg und Berlin. Der Punktdatensatz stammt aus der Arbeit von Noack et al. (2010). | 45 |
| Abb. 12: | Die Originaldaten der Quartärbasiskarte des Landes Berlin als Linien- Shapefile. Da es sich um einen bisher unveröffentlichten Datensatz handelt, werden hier keine Tiefen angegeben. | 46 |
| Abb. 13: | Übersichtskarte über die Verteilung der subglazialen Rinnen in der Nord- und Ostsee sowie auf dem Festland. Die Karte zeigt nur eine Auswahl an publizierten subglazialen Rinnen aus der Nordsee. | 47 |
| Abb. 14: | Darstellung der subglazialen Rinnen in der deutschen Nordsee nach Hepp et al. (2012), Lohrberg et al. (2022b), Lutz et al. (2009), Schwarz (1996) zusammen mit den Wirtsgesteinen der Teilgebiete (BGE 2020). Die punktuellen Tiefenangaben stammen aus der Arbeit von Kalka (2007). | 49 |
| Abb. 15: | Detailbetrachtung der südöstlichen Nordsee nordöstlich von Helgoland mit den Tiefenangaben und Rinnenverläufen nach Lohrberg et al. (2022b) und den Wirtsgesteinen der Teilgebiete (BGE 2020). | 50 |
| Abb. 16: | Übersichtskarte der deutschen Ostsee mit Teilgebieten nach BGE (2020). Die farbig dargestellten Rinnen stammen aus der Arbeit von Atzler (1994) und die detailliert dargestellte Kossau Rinne aus Al Hseinat & Hübscher (2014). | 51 |
| Abb. 17: | Detailansicht der Kieler Bucht mit den Rinnen nach Atzler (1994) und den korrespondierenden Tiefenangaben, sowie die Lage der Kossau Rinne nach Al Hseinat & Hübscher (2014) mit den in dieser Studie berechneten Tiefen. Zudem werden die Teilgebiete (BGE 2020) dargestellt. | 52 |
| Abb. 18: | Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Schleswig-Holstein mit einer Rasterweite von 100 m. | 55 |
| Abb. 19: | Der aus der T-Surf-Fläche berechnete Rasterdatensatz für Hamburg mit einer Rasterweite von 100 m. | 56 |
| Abb. 20: | Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Niedersachsen mit einer Rasterweite von 100 m kombiniert mit dem aus der T-Surf-Fläche berechnete Rasterdatensatz für Bremen. Der rote Kreis zeigt das Gebiet der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest, in dem aufgrund der Datenlage keine Aussage über das Vorkommen und die Tiefe der subglazialen Rinnen getroffen werden kann. | 57 |
| Abb. 21: | Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Mecklenburg-Vorpommern mit einer Rasterweite von 100 m. | 58 |



Seite

| Abb. 22: | Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Sachsen-Anhalt mit einer Rasterweite von 100 m. | 59 |
|----------|--|----|
| Abb. 23: | Der aus der bereinigten Quartärbasis berechnete Rasterdatensatz für Berlin und Brandenburg mit einer Rasterweite von 100 m. | 60 |
| Abb. 24: | Übersichtskarte Norddeutschlands mit den bereinigten Quartärbasisdaten (Rasterweite 100 m). Die Werte kleiner 100 m u. NHN sind ausgeblendet und die Daten sind nicht harmonisiert | 61 |
| Abb. 25: | Ablauf der Talweg Berechnung mittels ArcGIS am Beispiel des Bundeslandes Mecklenburg-Vorpommern. Die einzelnen Zwischenschritte zeigen – A: Ausgangsdatensatz; B: das Akkumulations-Raster mit den Talwegen in rot; C: Con-Raster als Zwischenschritt, in dem alle anderen Werten ungleich null auf eins gesetzt werden; D: Verbundene Rasterzellen werden erkannt und in eine neue Datei geschrieben; E: Verbundene Rasterzellen werden in Linien umgewandelt; F: Talwege mit Tiefen für Mecklenburg- Vorpommern. | 63 |
| Abb. 26: | Zusammenstellung der Talwege subglazialer Rinnen mit Tiefen für alle norddeutschen Bundesländer. | 66 |
| Abb. 27: | Die erstellte Tiefenzonenkarte mit dem maximalen Eisrand und den fünf Tiefenzonen: Keine subglaziale Rinne tiefer als 100 m, bis zu 200 m, bis zu 300 m, bis zu 400 m und bis zu 600 m. Zusätzlich werden die Talwege mit ihrem Tiefenwerte gezeigt. | 67 |
| Abb. 28: | Die Ergebnisse der räumlichen Clusteranalyse zeigen in der Karte die Verteilung der Cluster und der Ausreißer der Talwege; das Histogramm zeigt die Verteilung der Tiefenwerte der Talwege; das Moran's Punktdiagramm die Ergebnisse der Clusteranalyse als Diagramm. | 68 |
| Abb. 29: | Detailansicht Norddeutschlands mit den Gebieten der Nord- und Ostsee in denen subglaziale Rinnen mit Tiefenangaben vorkommen. Die berechneten Tiefenzonen sind zusammen mit den Talwegtiefen und den Tiefenangaben der Rinnen in den deutschen Meeresgebieten dargestellt. | 69 |
| Abb. 30: | Das Blockbild verdeutlicht die Ausweisung der Tiefenzonen im Hinblick auf die räumliche Verteilung der subglazialen Rinnen und die gesetzlich vorgeschriebene Mindesttiefe (StandAG 2017). Rote gestrichelte Linie entspricht der Umhüllende der maximalen Erosionstiefen; blaue durchgezogene Linie entspricht den Tiefenzonen in Äquidistanzen von 100 m; blaue gestrichelte Linie entspricht der interpolierten Tiefe zwischen den Tiefenzonen. | 74 |
| Abb. 31: | Tiefenverteilung der pleistozänen subglazialen Rinnen in Norddeutschland. A) Unterteilung der maximalen Erosionstiefe in feste Tiefenzonen. B) Interpolation der Tiefenzonen zu einer Fläche. Unterhalb von 300 m NHN sind die Tiefenlinien in 25 m Intervallen dargestellt. | 76 |



Standortauswahl Breuer, S. et al. (2023): Pleistozäne subglaziale Rinnen: Tiefe, Verbreitung und Bedeutung für die Mindesttiefe eines Endlagers – Abschlussbericht – Revision 1; Hannover und Berlin (BGR)

Seite 106 von 106

Anlageverzeichnis

Anlage 1:

GIS-Daten