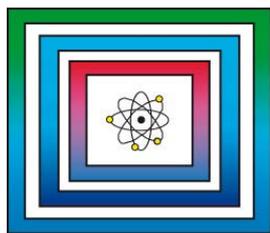


F+E Endlagerung

9Y2013040000

Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland



Abschlussbericht

Berlin, August 2017

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
HANNOVER

DIENSTBEREICH BERLIN

F+E Endlagerung

Pleistozäne übertiefte Strukturen und ihre Bedeutung für die
Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte in Süddeutschland

Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland

Abschlussbericht

| | |
|-------------------|--|
| Autoren: | Reinhardt, Silke Bebiolka, Anke Christina Weitkamp, Axel |
| Auftraggeber: | Bundesministerium für Wirtschaft und Energie |
| Auftragsnummer: | 9Y2013040000 |
| Geschäftszeichen: | B3.4/B50112-44/2016-0004/001 |
| Berichtsdatum: | 09.08.2017 |
| TK-Nummern: | diverse |

Im Auftrag:

gez. V. Bräuer

Direktor und Professor Dr. V. Bräuer (Abteilungsleiter B3), Projektleitung Endlagerung

| Inhaltsverzeichnis | Seite |
|--|-------|
| Verkürzte Zusammenfassung..... | 6 |
| Abstract..... | 7 |
| 1 Veranlassung und Zielstellung..... | 8 |
| 2 Einführung..... | 8 |
| 3 Allgemeine Informationen zur glazialen Tiefenerosion..... | 9 |
| 3.1 Einführung in glaziale Tiefenerosion..... | 9 |
| 3.2 Lokale Einflüsse auf die Lage von übertieften Strukturen..... | 13 |
| 3.2.1 Morphologische Vorformung..... | 15 |
| 3.2.1.1 Vorhandene Senken..... | 15 |
| 3.2.1.2 Stufen, Schwellen und Hängetäler..... | 15 |
| 3.2.1.3 Tektonische Vorprägung..... | 17 |
| 3.2.1.4 Änderung des Talquerschnittes..... | 18 |
| 3.2.2 Gletscherkonfluenz und -transfluenz..... | 18 |
| 3.2.3 Untergrundbeschaffenheiten..... | 20 |
| 3.2.3.1 Leicht erodierbarer Gesteinsuntergrund..... | 20 |
| 3.2.3.2 Wechselhafter Gesteinsuntergrund..... | 21 |
| 3.2.3.3 Tektonisch aufgelockerter Gesteinsuntergrund..... | 22 |
| 3.2.3.4 Undurchlässigkeit des Untergrundes..... | 22 |
| 3.2.3.5 Höherer geothermischer Wärmefluss..... | 23 |
| 3.2.4 Gletscherrand..... | 23 |
| 3.2.5 Gleichgewichtslinie von Eisakkumulation und -ablation..... | 25 |
| 3.3 Identifizierung und Kartierung von übertieften Strukturen..... | 26 |
| 3.3.1 Präquartäroberfläche und Geländemodell..... | 26 |
| 3.3.2 Geländemodelle..... | 27 |
| 3.3.3 Geophysikalische Methoden..... | 28 |
| 3.3.4 Hydrogeologische Methoden..... | 29 |
| 3.3.5 Bewertung der Identifizierungsmethoden..... | 30 |
| 3.4 Quantifizierung der glazialen Tiefenerosion..... | 31 |
| 3.4.1 Quartärmächtigkeit..... | 31 |
| 3.4.2 Überschreitung einer Quartärmächtigkeit von 100 m..... | 32 |
| 3.4.3 Gesteinsschwellen zur Bezugshöhenermittlung..... | 34 |
| 3.4.4 Einheitlich festgelegte Bezugshöhe einer rezenten fluviatilen Erosionsbasis..... | 35 |
| 3.4.5 Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis..... | 36 |
| 3.4.6 Tiefstes fluviatiles Erosionsniveau entlang Talverlauf – Lokale Erosionsbasis tiefster Paläoflusstäler..... | 38 |

| | Seite |
|--|-------|
| 3.4.7 HE-LR (high elevation-low relief) – Flächen..... | 40 |
| 3.4.8 Talsohle von Hängetälern..... | 41 |
| 3.4.9 Basis von Deckenschottern..... | 42 |
| 3.4.10 Höhenlage von Deckenschottern..... | 43 |
| 3.4.11 Bewertung..... | 45 |
| 3.5 Morphologie von übertieften Strukturen..... | 48 |
| 3.6 Orientierung von übertieften Strukturen..... | 49 |
| 3.7 Mehrphasigkeit der glazialen Tiefenerosion..... | 50 |
| 4 Projektbearbeitungsgebiet im süddeutschen Alpenvorland | 51 |
| 4.1 Regionen mit früheren Vergletscherungen..... | 52 |
| 4.1.1 Alpen und Alpenvorland..... | 52 |
| 4.1.2 Schwarzwald..... | 54 |
| 4.1.3 Bayerischer Wald..... | 56 |
| 4.2 Ableitung des Bearbeitungsgebietes..... | 56 |
| 4.3 Geologie des Bearbeitungsgebietes..... | 58 |
| 4.3.1 Alpen und Alpenvorland..... | 58 |
| 4.3.1.1 Quartär..... | 59 |
| 4.3.1.2 Präquartär..... | 65 |
| 4.3.1.3 Großräumige tektonische Prozesse und Isostasie..... | 67 |
| 4.3.2 Weitere Vergletscherungsgebiete in Süddeutschland außerhalb des Bearbeitungsgebietes..... | 68 |
| 5 Kenntnisstand zur Lage und Tiefe glazigener Erosionsstrukturen im Bearbeitungsgebiet..... | 69 |
| 5.1 Alpen und Alpenvorland..... | 69 |
| 5.1.1 Lage und Geometrie von möglichen übertieften Strukturen..... | 69 |
| 5.1.2 Tiefe von möglichen übertieften Strukturen..... | 71 |
| 5.2 Ehemals vergletscherte Bereiche in Süddeutschland außerhalb des Bearbeitungsgebietes..... | 74 |
| 5.2.1 Schwarzwald..... | 74 |
| 5.2.2 Bayerischer Wald..... | 75 |
| 5.3 Weitere Projekte mit Bezug zur glazialen Tiefenerosion im nordalpinen Raum..... | 75 |
| 5.3.1 Hubschrauber-geophysik – Befliegung AEM-Nordschweiz 176 Birrfeld (CH)..... | 75 |
| 5.3.2 DOVE – Drilling OVERdeepened Alpine valleys..... | 76 |
| 5.3.3 GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources..... | 77 |

| | Seite |
|-------|---|
| 6 | Überblick zu verwendeten Datenquellen.....78 |
| 6.1 | Baden-Württembergisches Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB).....78 |
| 6.1.1 | Geologische Karte (GeoLa).....78 |
| 6.1.2 | Informationssystem Oberflächennahe Geothermie (ISONG).....78 |
| 6.1.3 | Quartärbasis.....78 |
| 6.1.4 | Diskontinuitäten D1, D2 und D3 (Erosionsbasisflächen der Becken der Würm-, Riß- und Hoßkirch-Vergletscherung).....80 |
| 6.2 | Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU).....85 |
| 6.2.1 | Geologische Karten.....85 |
| 6.2.2 | Bohrungen.....85 |
| 6.2.3 | Daten zur Präquartäroberfläche und Eisrandlagen für Südbayern.....85 |
| 7 | Datenauswertung zur regionalen glazialen Tiefenerosion im Bearbeitungs- gebiet.....86 |
| 7.1 | Auswertung der glazialen Tiefenerosion in Baden-Württemberg.....86 |
| 7.1.1 | Gesamtbetrag der glazialen Tiefenerosion.....87 |
| 7.1.2 | Beträge der glazialen Tiefenerosion pro Vergletscherung.....91 |
| 7.2 | Erstellung der Präquartäroberfläche für einen Teil Bayerns.....100 |
| 8 | Ergebnisdiskussion.....105 |
| 8.1 | Präquartäroberfläche.....105 |
| 8.2 | Ausmaß der glazialen Tiefenerosion.....108 |
| 8.2.1 | Gesamtausmaß der glazialen Tiefenerosion.....108 |
| 8.2.2 | Ausmaß der glazialen Erosion der einzelnen Vergletscherungen.....109 |
| 8.3 | Lokale Einflüsse auf die Genese von übertieften Strukturen.....110 |
| 8.4 | Zukünftige Fragestellungen.....112 |
| 9 | Zusammenstellung von Aspekten zur Prognose zukünftiger glazialer Tiefenerosion.....114 |
| 9.1 | Auftreten von übertieften Strukturen.....115 |
| 9.2 | Zukünftige Verbreitung der Gletscher.....116 |
| 9.3 | Lage zukünftiger übertiefter Strukturen.....116 |
| 9.4 | Erosionstiefen.....119 |
| 9.5 | Erosionsraten.....119 |
| 9.6 | Numerische Berechnungen.....119 |

| | Seite |
|----------------------------|--------------|
| 10 Zusammenfassung..... | 121 |
| Literaturverzeichnis..... | 123 |
| Tabellenverzeichnis..... | 145 |
| Abbildungsverzeichnis..... | 146 |

Gesamtblattzahl: 151

Verkürzte Zusammenfassung

| | |
|---------------|---|
| Autoren: | Reinhardt, Silke Bebiolka, Anke Christina Weitkamp, Axel |
| Titel: | Pleistozäne übertiefte Strukturen in Süddeutschland |
| Schlagwörter: | Glaziale Erosion, Pleistozän, Präquartäroberfläche, Süddeutschland, übertiefte Strukturen |

In diesem Bericht werden für Süddeutschland Aspekte der glazialen Tiefenerosion, die für eine Prognose der zukünftigen Lage und Tiefe von glazial übertieften Strukturen bedeutsam sein können, beschrieben. Für das im Pleistozän vergletscherte Gebiet erfolgt eine Darstellung der allgemeinen geologischen Situation und der Datenlage. Die durchgeführten Auswertungen zum Ausmaß der glazialen Tiefenerosion für Baden-Württemberg und die Erstellung einer Präquartäroberfläche für einen Teil Südbayerns werden methodisch erläutert. Einzelne Prognoseansätze werden vorgestellt und deren Ungewissheiten aufgezeigt.

Nach durchgeführten Kalkulationen und Recherchen im baden-württembergischen Bearbeitungsgebiet liegen, bezogen auf eine präglaziale Bezugsfläche, Erosionsbeträge von mindestens 830 m für drei Vergletscherungen und 435 m für eine Vergletscherung vor. Höhere Beträge sind nicht auszuschließen. Erosionsprozesse mit diesem Ausmaß können die Langzeitsicherheit eines möglichen Endlagers in Süddeutschland beeinflussen. Aufgrund der in der Literatur noch nicht abschließend geklärten Einflüsse auf die Tiefenerosion, der in einigen Gebieten unzureichenden Datenlage und der allgemeinen Leistungsbeschränkungen bei Modellrechnungen sind derzeit für Gebiete, die von einer zukünftigen Vergletscherung betroffen sein können, Prognosen für zukünftige subglaziale Erosionsstrukturen nur mit großen Ungewissheiten möglich.

Abstract

Authors: Reinhardt, Silke
Bebiolka, Anke Christina
Weitkamp, Axel

Title: Pleistocene overdeepened structures in southern Germany

Keywords: glacial induced erosion, Pleistocene, pre-Quaternary surface, southern Germany, overdeepened structures

This report points out different aspects of glacial induced deep erosion in southern Germany, which are important for the prediction of the future position and depth of glacially overdeepened valleys. The report describes the general geological situation and data availability concerning the Pleistocene glaciated area. The analyzes carried out for an evaluation of the extent of glacially induced deep erosion in Baden-Wuerttemberg and the compilation of a pre-Quaternary surface in parts of southern Bavaria are explained in methodological terms. Individual approaches for prognoses are presented and their uncertainties are shown.

The calculated erosion in the glaciated area of Baden-Wuerttemberg amounts to at least 830 m for three glaciations and 435 m for one glaciation referring to a proglacial reference surface. Higher erosion rates cannot be excluded. However, erosional processes on that scale can affect the long-term safety of a possible radioactive waste underground disposal site in southern Germany. Due to the ongoing discussion about the influencing factors on glacial deep erosional processes, the insufficient data available in some areas and the general performance constraints on model calculations, predictions for future subglacial erosional structures, are currently only possible with great uncertainty.

1 Veranlassung und Zielstellung

Veranlassung dieser Bearbeitung ist eine Beauftragung der BGR durch das BMWi vom 16.09.2013. In Anlehnung an die Veröffentlichung von KELLER, S. (2009) „Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland“ soll eine geowissenschaftliche Bearbeitung der Thematik für Süddeutschland nach Stand von Wissenschaft und Technik vorgenommen werden.

Im Rahmen des Projektes wird der aktuelle Kenntnisstand zur glazialen Tiefenerosion in Süddeutschland recherchiert und in Form dieses Berichtes, eines GIS-Projektes sowie einer Literaturdatenbank dokumentiert. Aufbauend auf den Rechercheergebnissen und Datenauswertungen werden Prognosemöglichkeiten zur Lage und Tiefe glazigener Erosionsstrukturen diskutiert.

Aus morphogenetischen Gründen wird es als sinnvoll erachtet, in diesem Bericht auch ausgewählte Rechercheergebnisse aus den an den Betrachtungsraum angrenzenden Ländern Schweiz und Österreich zu behandeln und darzustellen.

2 Einführung

In Deutschland ist die Endlagerung hochradioaktiver, wärmeentwickelnder Abfälle in tiefen geologischen Formationen vorgesehen. Als Wirtsgesteine kommen Steinsalz, Tongestein und Kristallingestein in Betracht. Der einschlusswirksame Gebirgsbereich des Wirtsgesteins muss zusammen mit den technischen und geotechnischen Verschlüssen den sicheren Einschluss der radioaktiven Abfälle über einen Zeitraum von einer Million Jahre sicherstellen. Dementsprechend muss im Rahmen einer Langzeitsicherheitsuntersuchung die geologische Entwicklung des jeweiligen Wirtsgesteins und der Geosphäre im Umfeld des Endlagerbereiches betrachtet werden.

Die Gesteine an einem möglichen Endlagerstandort können durch endogene oder exogene Prozesse verändert werden. Die sich aus den klimatischen Veränderungen ergebenden Erosionsprozesse haben dabei eine große Bedeutung. Eine Erläuterung der Zusammenhänge zwischen der Klimaentwicklung und kaltzeitlichen Erosionsprozessen für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland findet sich z. B. bei KELLER, S. (2009) und KELLER, S. (2010). Auf der Grundlage des derzeitigen wissenschaftlichen Kenntnisstandes und unter Anwendung des Aktualitätsprinzips werden entsprechend der klimatischen Entwicklung seit dem Mittelpleistozän für die nächsten eine Million Jahre zehn weitere Kaltzeiten unterstellt. Davon ist auch in Süddeutschland auszugehen (STARK 2014). Die dabei entstehende

räumliche Ausdehnung von Vergletscherungen in Süddeutschland könnte mehrmals die aus dem Pleistozän bekannte maximale nordalpine Eisausbreitung erreichen. Somit besteht die Möglichkeit, dass in zukünftigen Kaltzeiten in dann vergletscherten Gebieten erneut Tiefenerosion stattfinden kann.

In Langzeitsicherheitsbetrachtungen müssen in Süddeutschland glaziale Erosionsprozesse mit möglichen Erosionstiefen von mehreren 100 Metern pro Kaltzeit und einer möglichen Kumulation von Erosionsbeträgen im Zeitverlauf berücksichtigt werden. Die Erosionsstrukturen können wie in Norddeutschland die Form langgestreckter Rinnen aber auch andere, z. B. breitere und kürzere, Formen aufweisen. Aus diesem Grund werden in diesem Bericht statt des Begriffs „Rinne“, wie in Kapitel 3.1 ausgeführt, allgemeinere Begriffe verwendet.

Es wurden mehr als 450 Publikationen zum erweiterten Thema „Glaziale Tiefenerosion in Süddeutschland“ recherchiert und in einer Literaturlatenbank archiviert. Recherchierte und erarbeitete Daten wurden in zwei GIS-Projekten zusammengestellt. Ein GIS-Projekt beinhaltet geowissenschaftliche Daten des LGRB und geostatistisch berechnete Verteilungen von Beträgen der Tiefenerosion in Baden-Württemberg für den gesamten Zeitraum der drei Hauptvergletscherungen und einzelner Hauptvergletscherungen. Das andere GIS-Projekt umfasst, neben den verwendeten Geobasisdaten, die Fachdaten für die Berechnung der Präquartäroberfläche: die verfügbaren georeferenzierten Karten, eine Datei mit den zusammengestellten Isolinien, das Interpolationsergebnis sowie weitere Dateien mit Zusatzinformationen.

3 Allgemeine Informationen zur glazialen Tiefenerosion

3.1 Einführung in glaziale Tiefenerosion

In der Literatur existieren viele unterschiedliche Bezeichnungen für übertiefte glazigene Strukturen und auch unterschiedliche Definitionen, so z. B. in O'COFAIGH (1996), SJÖGREN et al. (2002), JØRGENSEN & SANDERSEN (2006), DR. VON MOOS AG (2009), LLOYD (2011) und JANSZEN (2012). Eine umfassend treffende Definition, die auch den Sachverhalt der „Übertiefung“ und die Abgrenzung zu nicht glazial erzeugten Erosionsstrukturen einschließt, liegt derzeit nicht vor (s. auch LLOYD 2015). „Übertiefung“ entspricht der in englischsprachigen Publikationen häufig genutzten Bezeichnung „overdeepening“. Mit dem Ziel einer umfassenden Bearbeitung des Themas wurde das Spektrum der zu betrachtenden Objekte auf alle glazigenen rinnen- und beckenartigen Strukturen sowie deren Übergangsformen in Vergletscherungsgebieten ausgelegt.

In diesem Bericht werden nur die weiter gespannten Begriffe „glaziale Tiefenerosion“, „glazigene Erosionsstruktur“ und „übertiefte Erosionsstruktur“ verwendet. „Glaziale Tiefenerosion“ wird im Sinne von „in die Tiefe gerichtete glaziale Erosion“ gebraucht und enthält keine Vorgaben für die Erosionstiefe. Weitere der in einer Vielzahl vorhandenen Begriffe (zum Beispiel deutsch: Tunneltal oder Rinnensee und englisch: tunnel valley, buried valley oder tunnel channel) bezeichnen meist spezielle Ausprägungen oder Bildungsbedingungen und werden nur in Zitaten wiedergegeben.

Im Vergleich mit fluviatiler Erosion zeigen zwei Merkmale, dass übertiefte Erosionsstrukturen in Vergletscherungsgebieten glazialer Herkunft sind. Dies sind undulierende Längsprofile mit ansteigenden Strecken und Erosionstiefen, die unterhalb der regionalen fluviatilen Erosionsbasis liegen. Abbildung 1 aus dem ICDP-Antrag „Drilling Overdeepened Alpine Valleys“ der ANSELMETTI et al. (2016) macht den Unterschied zwischen einem glazigenen und fluvigen Tallängsprofil deutlich.

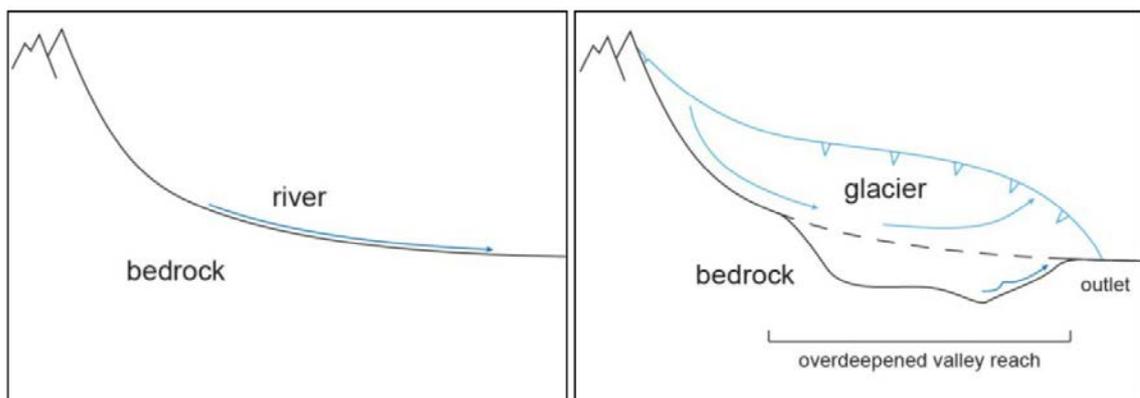


Abb. 1: Schematischer Vergleich eines typischen fluviatilen Tallängsprofils mit stetig abwärts gerichtetem Verlauf (links) mit einem undulierenden Tallängsprofil mit ansteigenden Strecken (rechts), das durch einen Gletscher geformt wurde. Quelle: ANSELMETTI et al. (2016), verändert

Glazigene Erosionsstrukturen können folgende Merkmale aufweisen:

- Vorkommen im Bereich vergletscherter oder ehemals vergletschter Gebiete (z. B. VAN HUSEN 1979),
- Undulierende Längsprofile mit ansteigenden Abschnitten (z. B. HABBE 1996, ANDERSON et al. 2006, BRENNAND et al. 2006, JØRGENSEN & SANDERSEN 2006, KEHEW et al. 2007, SUTINEN et al. 2007, DÜRST STUCKI et al. 2010, GAO 2011, LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Basis unter der regionalen fluviatilen Erosionsbasis (z. B. BRENNAND et al. 2006, COOK & SWIFT 2012),
- Basis unter dem Meeresspiegel (z. B. ELLWANGER et al. 2011, COOK & SWIFT 2012),

- Abruptes Ein- und/oder Aussetzen (z. B. HUUSE & LYKKE-ANDERSEN 2000, GAO 2011),
- Asymmetrische Talquerschnitte (z. B. FRANK 1979, DÜRST STUCKI et al. 2010, PREUSSER et al. 2010),
- Hohe lokale Quartärmächtigkeiten (z. B. PREUSSER et al. 2010),
- Linienartige Erosionsformen (z. B. SJOGREN et al. 2002),
- Beckenähnliche Erosionsformen (z. B. PREUSSER et al. 2010),
- Größenordnung der Tiefe: 10-102 m, der Länge: 102-103 m (z. B. COOK & SWIFT 2012),
- Glazigene Füllungen (z. B. MENZIES & SHILTS 1996, JANSZEN 2012), die eine hohe fazielle Variabilität aufweisen (z. B. DÜRST STUCKI et al. 2010, KORUS et al. 2017),
- Glazigene Füllungen, die indikativ für eine schnelle Sedimentation sind (z. B. RUSSELL et al. 2003, BRENNAND et al. 2006),
- Verlauf im Streichen der Gletscherfließrichtung (z. B. PREUSSER et al. 2010, LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Lage im Bereich tektonischer Strukturen (z. B. SEILER 1979, PREUSSER et al. 2010, COOK & SWIFT 2012, LLOYD 2015),
- Vorkommen im Zehrgebiet von Gletschern (z. B. VAN HUSEN 1979, PREUSSER et al. 2010),
- Überlagerung mit glazigenen Sedimenten als „buried valleys“ (z. B. MENZIES & SHILTS 1996, BRENNAND et al. 2006),
- Annähernd reguläre Abstände zwischen den Erosionsstrukturen (z. B. HOOKE & JENNINGS 2006, LIVINGSTONE & CLARK 2016).

Einen Hinweis auf glazigene Erosionsstrukturen können folgende örtlich assoziierte Landschaftselemente geben:

- Proglaziale Schwemmfächer (z. B. HOOKE & JENNINGS 2006, JØRGENSEN & SANDERSEN 2006, KEHEW et al. 2007, LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Esker (z. B. MENZIES & SHILTS 1996, SJOGREN et al. 2002, BRENNAND et al. 2006, JØRGENSEN & SANDERSEN 2006, KEHEW et al. 2007, SUTINEN et al. 2007, LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Drumlinfelder (z. B. MENZIES & SHILTS 1996, BRENNAND et al. 2006, KEHEW et al. 2007, ELLWANGER 2015),
- Hängetäler (z. B. MACGREGOR et al. 2000),

- Schwellen und Felsbarrieren (z. B. BADER 1979) – örtlich „hill-hole“-Paare (z. B. LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Moränen als seitliche (z. B. BADER 1979, SEILER 1979) und stirnseitige Begrenzung (z. B. KORUS et al. 2017, LIVINGSTONE & CLARK 2016),
- Eisrandlagen (z. B. HOOKE & JENNINGS 2006, JØRGENSEN & SANDERSEN 2006).

Die Genese von glazigenen Erosionsstrukturen ist bis heute nicht umfassend geklärt (COOK & SWIFT 2012, HERMAN et al. 2011, PATTON et al. 2015). Bei ihrer Bildung und ihrer lokalen geometrischen Ausprägung können verschiedene Standortparameter in unterschiedlichen Kombinationen zum Tragen kommen, die in der Literatur vielfältig diskutiert werden. Nach COOK & SWIFT (2012) gibt es wahrscheinlich mehr als einen „Typ“ von glazigenen Erosionsstrukturen. Zusammenfassungen von Thesen und Modellen zur glazialen Erosion sind in den Publikationen von HAEFELI (1968), HABBE (1996), Ó COFAIGH (1996), BURKI (2009), PREUSSER et al. (2010), COOK & SWIFT (2012), JANSZEN (2012), KEHEW et al. (2012), VAN DER VEGT et al. (2012), FISCHER (2015) und LLOYD (2015) dargelegt. Viele Autoren favorisieren als Grundvoraussetzung für die Bildung übertiefer Strukturen subglazial abfließende Schmelzwässer.

LIVINGSTONE & CLARK (2016) nennen zwei Hauptmodelle der „tunnel valley“-Bildung (Abb. 2). Ein Modell basiert auf der Vorstellung der katastrophalen Entleerung von Schmelzwasserreservoirien auf und unter dem Gletscher. Die Erosion ist zum Gletscherrand hin gerichtet. Das andere Modell geht von einer allmählichen, rückschreitenden, glaziofluvatilen Erosion aus, die am Gletscherrand beginnt und sich an der Gletscherbasis in Richtung Liefergebiet fortsetzt. Die Richtung des Gefälles der subglazialen Topographie wird in den Modellen nicht berücksichtigt. Auch der Aspekt von Stamm- und sich in Fließrichtung anschließenden, in der Regel radial angeordneten, Zweigbecken ist nicht integriert.

In Abbildung 2 sind die beiden Modelle gegenübergestellt:

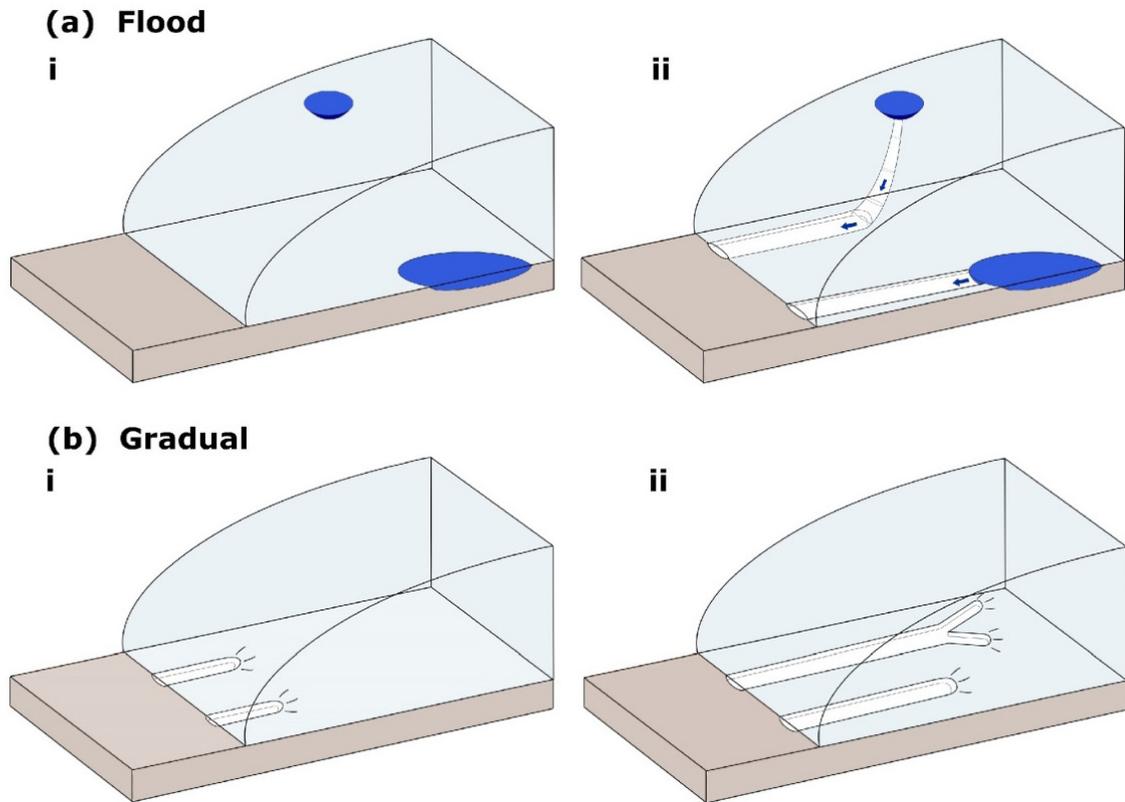


Abb. 2: Modelle zur Genese von „tunnel valleys“: (a) Katastrophale Entleerung von Schmelzwasserreservoirs entlang von Abflussbahnen und (b) Allmählich rückschreitende, rinnenartige Erosion. Quelle: LIVINGSTONE & CLARK (2016), verändert

Die meisten glazialen Erosionsmodelle basieren auf der Grundannahme, dass die Erosionsrate proportional zur Gletschergeschwindigkeit ist (HERMAN et al. 2011). Nach HENDL & LIEDTKE (1997) ist die Gletschergeschwindigkeit abhängig von der Akkumulation des Gletschers. Genährt wird er nicht nur durch Niederschläge im Nährgebiet sondern auch durch Schnee- und Eislawinen und durch einmündende Nebengletscher. Fließt das Eis mit stark unterschiedlicher Geschwindigkeit kommt es zur Bildung von Gletscherspalten. In diesen können Schmelzwässer bis an die Gletscherbasis abfließen. Diese beeinflussen wiederum die Dynamik des Gletschers.

3.2 Lokale Einflüsse auf die Lage von übertieften Strukturen

Neben der Gletscherfließgeschwindigkeit werden lokale morphologische und geologische Gegebenheiten mit der glazialen Tiefenerosion in Zusammenhang gebracht. Sie können Einfluss auf die Bildung der glazigenen Erosionsstrukturen nehmen. Die Identifizierung dieser

Einflüsse basiert auf Beobachtungen an rezenten Gletschern sowie Analysen von Mess- und Bohrergebnissen und geologischen Geländebefunden in ehemaligen Gletschergebieten.

Identifizierte lokale Einflüsse sind:

- Morphologische Vorformung (z. B. FRANK 1979, JØRGENSEN & SANDERSEN 2006),
 - Vorhandene Senken (z. B. SEILER 1979, GLASSER 1991, FISCHER 2002, WINSBORROW et al. 2010, ELLWANGER et al. 2015),
 - Stufen, Schwellen und Hängetäler (z. B. SEILER 1979, MACGREGOR et al. 2000, LLOYD 2015),
 - Tektonische Vorprägung (z. B. TAYLOR & WILSON 1997, SZENKLER et al. 1999, SCHREINER 2000, PREUSSER et al. 2010, COOK & SWIFT 2012),
 - Kare (z. B. HOOKE 1991, MACGREGOR et al. 2009, COOK & SWIFT 2012, LLOYD 2015, HAEBERLI et al. 2016b),
 - Änderungen im Talquerschnitt,
 - Verengungen (z. B. FRANK 1979, COOK & SWIFT 2012, LLOYD 2015)
 - Weitungen (z. B. FISCHER 2002, COOK & SWIFT 2012)
- Gletscherkonfluenz und Transfluenz (z. B. PENCK 1905, HAEFELI 1968, BADER & JERZ 1978, SEILER 1979, FISCHER 1988, FISCHER 2002, TAYLOR & WILSON 1997, MACGREGOR et al. 2000, PREUSSER et al. 2010, COOK & SWIFT 2012, EBERT et al. 2015, LLOYD 2015, HAEBERLI et al. 2016a),
- Bestimmte Untergrundbeschaffenheit,
 - leicht erodierbarer Gesteinsuntergrund (z. B. FISCHER 2002, PREUSSER et al. 2010, COOK & SWIFT 2012, LLOYD 2015),
 - wechselhafter Untergrund (z. B. COOK & SWIFT 2012),
 - tektonisch aufgelockerter Gesteinsuntergrund (z. B. SEILER 1979),
 - undurchlässiger Untergrund (z. B. SEILER 1979, JANSZEN 2012),
 - höherer geothermaler Wärmefluss (z. B. BOURGEOIS et al. 2000, VALLA et al. 2015),
- Gletscherrand (z. B. OERLEMANS 1984, COOK & SWIFT 2012, LLOYD 2015, HAEBERLI et al. 2016b),
- Gewässerflächen (z. B. SEILER 1979, BENN 2007, COOK & SWIFT 2012),

- Übergangsbereich von Akkumulation und Ablation von Eis (ELA) (z. B. MACGREGOR et al. 2000, STEWART et al. 2000, BERGER & SPOTILA 2008, VAN DER BEEK & BOURBON 2008, HERMAN et al. 2011, LLOYD 2015).

Für einige der lokalen Einflussfaktoren wird angenommen, dass sie eine Erhöhung der Gletschergeschwindigkeit bedingen, was wiederum als eine mögliche Ursache glazialer Tiefenerosion angesehen wird (z. B. BRINER 2007, COOK & SWIFT 2012, LLOYD et al. 2012, PELLETIER 2008, PREUSSER et al. 2010, WINSBORROW et al. 2010). Einige lokale Einflussfaktoren werden im Folgenden detaillierter erläutert.

3.2.1 Morphologische Vorformung

3.2.1.1 Vorhandene Senken

Die „initiale Topographie“ hat eine große Bedeutung für die Landschaftsentwicklung unter Gletschern und die zeitlichen und räumlichen Muster der glazialen Erosion. PEDERSEN et al. (2014) zeigten dies an numerischen Simulationen. Ältere Modellrechnungen von GLASSER (1991) stützen diese Annahme. Er stellt die großen Täler als Strukturen heraus, die Eisströme aufnehmen und weiterleiten (s. auch JERZ (1979)) und erläutert, dass sich durch die höheren Eismächtigkeiten und geänderten Eisbewegungen in den Senken höhere Erosionswirkungen ergeben. Ausgeräumte Becken steuern nach ELLWANGER et al. (2015) in einer nachfolgenden Vergletscherung die Richtung der Eisvorstöße und die Lage der Schmelzwasserabflüsse. JERZ (1979) stellt fest, dass dort, wo glazigene und fluviatile Eintiefungen vorhanden waren, auch der Gletscherschurf in verstärktem Maße ansetzte.

Eine spezielle Form der Senke ist das Kar. Ein Kar ist eine kesselförmige Eintiefung unterhalb einer Gipfel- oder Kammlage, die von einem kurzen Gletscher ausgeschürft wurde. Im Zusammenhang mit der Erosion im Karbereich steht der „Bergschlund“, eine Spalte im Eis in der Nähe des Gletscherursprungs, die sich zwischen dem abwärts fließenden Eis und dem darüber am Fels festgefrorenen Eis bildet. Über die Spalte können Schmelzwässer an die Basis des Kargletschers abfließen.

3.2.1.2 Stufen, Schwellen und Hängetäler

LOUIS (1952) kombiniert die Vorstellung eines sich talabwärts bewegenden Eisstromes starrer Einzelblöcke mit Gefälleänderungen des Untergrundes zur Kaskaden-Theorie. Der Untergrund wird durch die Reibung unmittelbar am Fuße eines steilen Geländeabschnittes stärker beansprucht. Sein „Kaskaden“-Modell kann Übertiefungsstrukturen am Fuße von Talstufen erklären, jedoch nicht die Übertiefungen im Gebirgsvorland (HABBE 1996). HOOKE (1991) sieht ein positives Feedback der glazialen Erosion bei einem unruhigen Talprofil (s. auch BURKI (2009)).

Bewegt sich der Gletscher über Schwellen, Geländestufen und Hängetalkanten, kommt es über diesen zur Bildung von Spalten im Eiskörper und darüber zum Abfluss von Schmelzwässern von der Gletscheroberfläche zur Gletscherbasis (COOK & SWIFT 2012, HOOKE 1991). Dieser Vorgang ist in Abbildung 3 veranschaulicht.

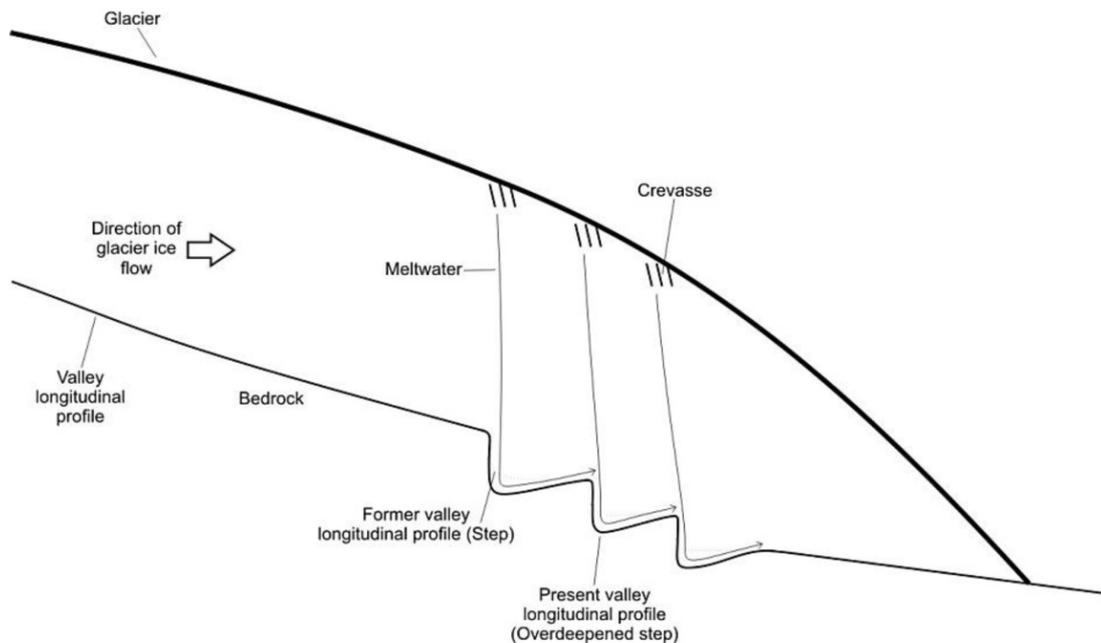


Abb. 3: Glaziale Erosion durch morphologische Vorformung. Stufen und Schwellen im Talprofil begünstigen die Bildung von Spalten im Eiskörper. In diesen kann Schmelzwasser bis an die Gletschersohle abfließen und erosiv wirksam werden. Quelle: LLOYD (2015)

Bei ansteigenden Reliefabschnitten des Gletscheruntergrundes, wie z. B. Schwellen, kann sich ein „Supercooling“-Effekt einstellen (z. B. COOK & SWIFT 2012). Im Bereich vor der Schwelle können sich Schmelzwässer sammeln, die unter dem Druck der Eisauflast stehen. Bewegen sich diese Schmelzwässer über die Schwelle hinweg bzw. durchbrechen sie die Schwelle, beispielsweise wenn die Front einbricht, kommt es zu einer plötzlichen Druckentlastung. Dann ist im Bereich des Schmelzwasserdurchbruchs eine schnelle Bildung von Eis an der Basis des Gletschers möglich. Dieses Eis kann Abflussrinnen verstopfen oder verengen (ALLEY et al. 1998).

KORUS et al. (2017) fanden heraus, dass „tunnel valleys“ in Nebraska in vielen Fällen an Wasserscheiden, die in der Regel topographisch höher liegen, plötzlich enden. Nach COOK & SWIFT (2012) können sich an solchen ansteigenden Strecken stabile Gletscherpositionen etablieren. OERLEMANS (1984) postuliert, dass bei stabilen Gletscherrandlagen Tiefenerosion stattfinden kann. COOK & SWIFT (2012) zeigen zudem, dass Gletscher, die auf ansteigenden Strecken lagern, bei Klimaerwärmung anfällig sind für ein schnelles Abschmelzen und die katastrophale Entleerung von subglazialen Seen.

COOK & SWIFT (2012) sehen bei der Bildung von glazigenen Erosionsstrukturen Faktoren der Selbstlimitierung. Im Wesentlichen bezieht sich dies auf den Rückkopplungseffekt beim Höhen-Massen-Gleichgewicht des Eises, das die Geometrie der glazigenen Erosionsstrukturen beeinflussen soll. Dies ist wichtig hinsichtlich der Effizienz, mit der Wasser und Sediment aus dem Gletschersystem z. B. über ein ansteigendes Relief an der Gletscherstirn entfernt werden können. Die Vertiefung des Gletscherbettes kann nur so lange anhalten, wie der Sedimentnachschieb mit dem Schmelzwasser abgeleitet werden kann. Diese Zusammenhänge könnten einen Ansatz zur Ableitung von maximalen Erosionstiefen für eine Vergletscherung darstellen.

Auftragungen im präglazialen Relief können als Eisstromteiler fungieren und so Einfluss auf die Eisströme und die Lage von glazigenen tiefen Strukturen nehmen. WASMUND (1929) nennt ein Beispiel am Tischberg, südöstlich des Starnberger Sees, wo sich das Stammbecken in Zweigbecken auffächert. ZIEGLER (1981) beschreibt ein Beispiel aus dem Gebiet des würmzeitlichen Salzachgletschers im Bereich von steil aufgerichtetem Helvetikum.

3.2.1.3 Tektonische Vorprägung

Einen Einfluss von tektonisch bedingten fluviatilen Vorformen auf die Lage von übertieften Strukturen sehen COOK & SWIFT (2012), FRANK (1979), PREUSSER et al. (2010) und REITNER et al. (2010). Auch bei der Entstehung des Bodenseebeckens geht SCHREINER (2000) von einer tektonischen Komponente aus. Die herzynische Bruchtektonik bewirkte in der Bodenseeregion eine Orientierung der Gewässer in nordwest-südöstlicher Richtung. Nachfolgende Gletschervorstöße erweiterten und vertieften die Täler. SZENKLER et al. (1999) merken an, dass tiefe Becken des Singener Beckenkomplexes im Bereich großer Verwerfungen liegen und nehmen eine Anlage in tektonisch vorgegebenen Schwächezonen an. Der übertiefte Walchensee, der tiefste See Bayerns, liegt an einer tektonischen Schwächezone (GLASER et al. 2008). BRANDECKER (1974) sieht mehrere tektonische Voraussetzungen bei der Bildung des übertieften Salzburger Beckens als erfüllt an. In den Ostalpen folgt die Orientierung der Täler mit glazigenen Übertiefungsstrukturen (Inn, Salzach, Drau) den Haupt-Strike-Slip-Bewegungen (PREUSSER et al. 2010). Für die alpinen Täler der Loisach, des Lechs und der Iller mit glazigenen Erosionsstrukturen sind Störungen bekannt. Für das Tannwaldbecken in Baden-Württemberg wird für einen Teil der Füllung der Einfluss synsedimentärer tektonischer Prozesse vermutet (ELLWANGER et al. 2015). Arbeiten von SEILER (1977) zeigen, dass zwischen den Richtungen der Eisstromtäler und der Klüftigkeit ein enger Zusammenhang besteht.

3.2.1.4 Änderung des Talquerschnittes

Ein bedeutender topographischer Kontrollfaktor für die Lage von Übertiefungen ist nach LLOYD (2015) die Änderung des Talquerschnitts. Eine Verringerung des Querschnittes im Verlauf eines Tales bewirkt eine lokale Beschleunigung des Eisflusses und damit einhergehend eine Zunahme der erosiven Wirkung. Die Lagebeziehung zwischen Talquerschnittsverringering und tiefer glazigener Struktur ist in Abbildung 4 dargestellt.

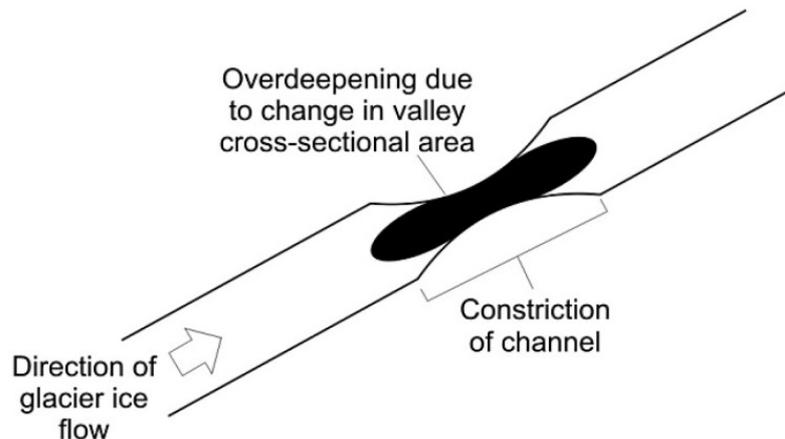


Abb. 4: Skizze zur Lage einer Übertiefung im Bereich einer Verengung des Talquerschnitts. Als Ursache der Tiefenerosion wird ein Anstieg der Fließgeschwindigkeit des Eises diskutiert. Quelle: LLOYD (2015)

Auch Weitungen des Talquerschnittes nehmen Einfluss auf die Bildung von glazigenen Erosionsstrukturen. Wenn keine Barriere vorhanden ist, nimmt PENCK (1905) ein „Auffingern“ der Gletscher (Diffluenz) und die Bildung von „Fingerseen und -tälern“ an. PENCK & BRÜCKNER (1909b) nennen Beispiele für Übertiefungen im Bereich von Ausgangstrichtern nordalpiner Täler, zum Beispiel im Loisachtal und im Inntal. Nach HABBE (1995) ist in Bayern eine glaziale Übertiefung der vor dem Ausgang der großen Alpentäler gelegenen Becken erstmals für die Mindel-Kaltzeit nachweisbar.

3.2.2 Gletscherkonfluenz und -transfluenz

Gletscherkonfluenzen und -transfluenzen können bei Gebirgsgletschern auftreten. Das Zusammentreffen zweier Gletscher im Bereich aufeinandertreffender Täler wird als Konfluenz bezeichnet. Eine Transfluenz tritt auf, wenn ein Gletscher so stark anwächst, dass er über seine seitliche Talbegrenzung tritt und einem anderen Gletscher zufließt.

Im Fall einer Konfluenz kommt es an der Stelle, an der die Gletscher aufeinander treffen, zu einer Zunahme der Eismasse. Der Talquerschnitt wird von größeren Eismassen durchflossen als zuvor. Der eintretende Effekt gleicht daher dem zuvor beschriebenen Effekt an Engstellen im Talverlauf. Der effektive Talquerschnitt wird kleiner und dies hat

eine lokale Beschleunigung des Eisflusses zur Folge. Diese Verringerung des effektiven Talquerschnittes im Bereich von Gletscherkonfluenzen wird als Kontrollfaktor 1. Ordnung für eine Zunahme der Gletschergeschwindigkeit angesehen, als Kontrollfaktor 2. Ordnung die Abnahme der Reibung durch die Reduktion der Kontaktfläche zwischen Gletscher und Talfassung (LLOYD 2015). Die Lagebeziehung von Konfluenzbereich und Übertiefung ist in Abbildung 5 dargestellt.

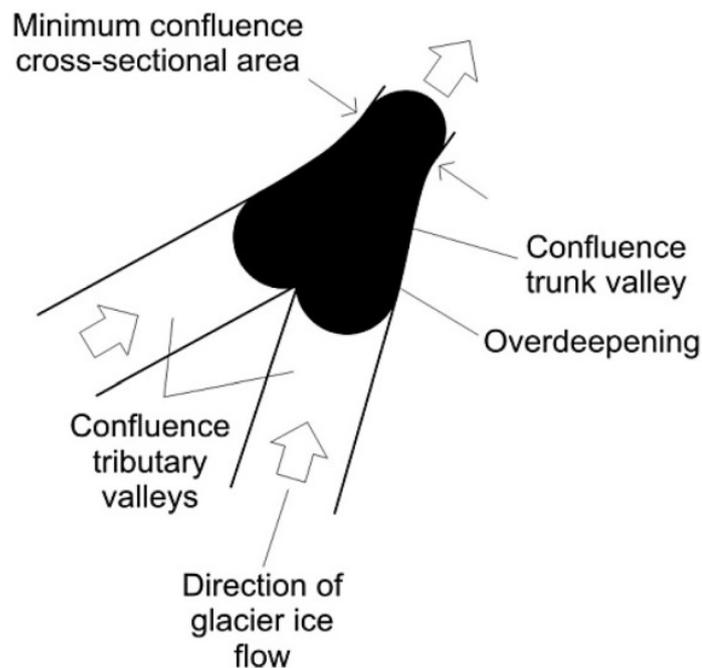


Abb. 5: Skizze zur Lage einer Übertiefung im Bereich einer Gletscherkonfluenz. Als Ursache der Tiefenerosion wird ein Anstieg der Fließgeschwindigkeit des Eises diskutiert. Quelle: LLOYD (2015)

Ein Spezialfall der Konfluenz ist die Transfluenz. Durch Abrasion kann ein Transfluenzpass ausgeräumt werden. In diesem Fall können sich größere Eismengen in über den Transfluenzpass in eine neue Richtung bewegen. Im Pleistozän drang zentralalpines Eis über Transfluenzpässe (zum Beispiel die Alpenpässe) von Süden nach Norden vor und wechselte bei niedrigen Wasserscheiden die Flusseinzugsgebiete der Nordalpen (FISCHER 2002).

Glazigene Erosionsstrukturen liegen örtlich im Umfeld von Transfluenzpassen. Sie sind zum Beispiel vom Isartal in das Loisach-Tal (FRANK 1979), vom Inntal in das Loisach-Gletschergebiet (PREUSSER et al. 2010) und vom Salzachtal in nördliche Täler (REITNER et al. 2010) bekannt. ELLWANGER et al. (2015) beschreiben Transfluenzen zwischen Becken in Oberschwaben. Auswirkungen für die Kombination von bruchtektonisch geschwächtem Untergrund und Eis-Konfluenz im Umfeld von glazigenen Erosionsstrukturen diskutieren LLOYD (2015) und PREUSSER et al. (2010). Erhöhte Erosionsraten resultieren laut LLOYD (2015) bei strukturell aufgelockerten Gesteinen aus der steigenden Fließgeschwindigkeit des Eises in Konfluenzzonen und einem geringen Abstand von Trennflächen (Klüfte und Störungen).

In Abbildung 6 stellt SEILER (1979) basierend auf Literaturangaben übertiefte Talabschnitte mit dem rekonstruierten Eisstromnetz zur Zeit der maximalen Eishöhe (Riß-Kaltzeit) dar. Lokal sind Übertiefungen vorhanden, in denen sich Einströme in andere Täler bewegt haben.

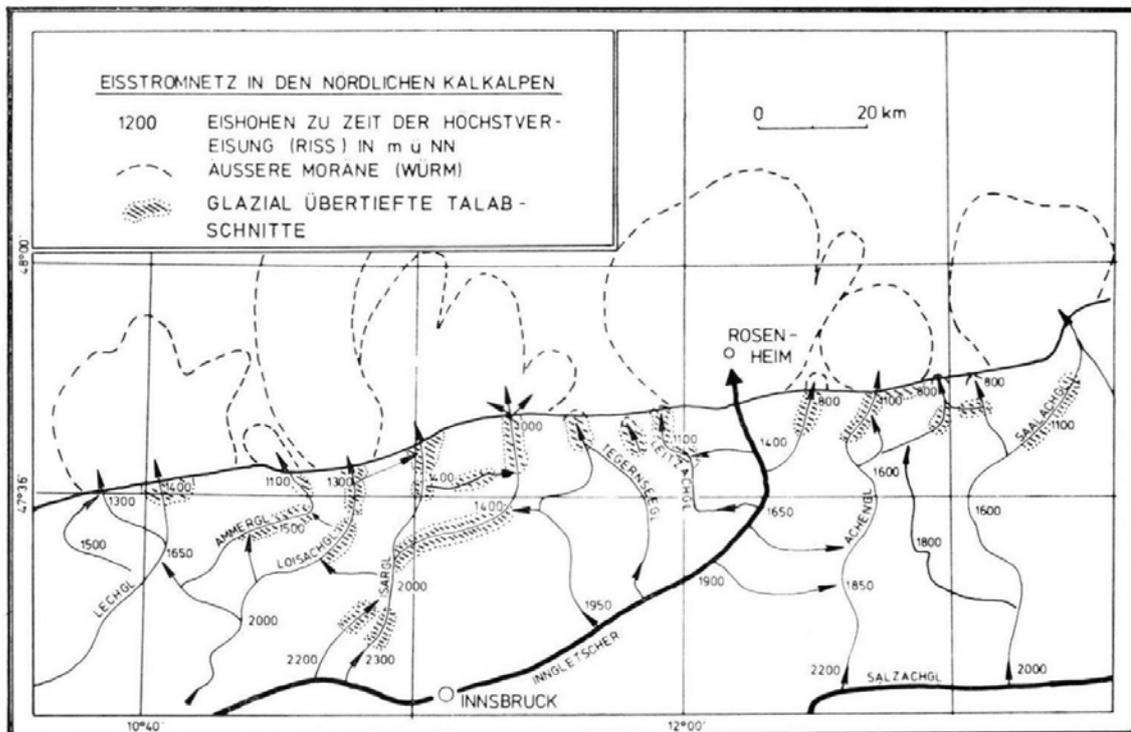


Abb. 6: Glazial übertiefte Talabschnitte und das Eisstromnetz in den nördlichen Kalkalpen mit Angaben zur Höhe der Eisoberfläche (in m ü. NN) bei Eishöchststand (Riß-Kaltzeit). Die Eisströme sind bis zum Alpennordrand dargestellt. Eisströme bewegen sich von einem Tal in andere Täler (Transfluenz). Quelle: SEILER (1979)

3.2.3 Untergrundbeschaffenheiten

3.2.3.1 Leicht erodierbarer Gesteinsuntergrund

Die Erodierbarkeit des Untergrundes kann bei gleicher Schurfarbeit eines Gletschers zu unterschiedlichen Abtragungen führen (BADER 1981). Nach SEILER (1979) treten übertiefte Strukturen verbreitet in leicht erodierbaren Gesteinen auf, aber auch in schwer erodierbaren, wenn sie intensiv zerklüftet sind. Im Fall einer glazialen Be- und Entlastung werden schwer erodierbare Gesteine zunächst einmal überflossen und aufgelockert und ein anderes Mal ausgeräumt. Auch COOK & SWIFT (2012) vermuten eine geologische Kontrolle der Lage von Übertiefungen nach dem Gesteinstyp. DÜRST STUCKI & SCHLUNEGGER (2013) fanden für alpine Täler einen Zusammenhang zwischen ihrer Lage und leicht erodierbaren Zonen. Untersuchungen von KRABBENDAM & BRADWELL (2014) in Schottland in oberflächlich anstehenden Gneisen zeigten, dass durch glaziale Erosion die Verwitterungszone der Gneise vollständig erodiert wird. Der dann freigelegte unverwitterte Gneis ist jedoch sehr widerstandsfähig gegen weitere glaziale Einwirkung.

Zur Bemessung der Erodierbarkeit verwenden BROOK et al. (2004) den Parameter „rock mass strength“ von SELBY (1982). KÜHNI & PFIFFNER (2001) liefern eine Klassifizierung der Erodierbarkeit für geologische Einheiten des Alpengebietes. Verfestigte Tertiärsedimente, wie Nagelfluh, fehlen allerdings. Eine Aufstellung von Gesteinstypen mit typischen Werten für die Gesteinshärte nach (WHEELER et al. 1997) findet sich bei (HILDES 2001), der diese für eine Modellierung der subglazialen Erosion in Nordamerika verwendete.

3.2.3.2 Wechselhafter Gesteinsuntergrund

JANSZEN (2012) stellt im südlichen Nordseebecken einen Zusammenhang zwischen dem Abstand von „tunnel valleys“ und Variationen der Substrateigenschaften fest. RUSSELL et al. (2003) postulieren einen möglichen Einfluss von Fazieswechseln mehr oder weniger kohäsiver Substrate auf die Lage und Geometrie von glazigenen Erosionsstrukturen. COOK & SWIFT (2012) unterscheiden zwischen einem Wechsel der Lithologie oder der Festigkeit. LLOYD (2015) zieht einen Wechsel von kompetenten und weniger kompetenten Gesteinsschichten in Betracht. Seine Vorstellung, wie entlang eines geneigten Talabschnittes der Wechsel von kompetenten und weniger kompetenten Gesteinsschichten die Lage von glazigenen Erosionsstrukturen beeinflusst, ist in Abbildung 7 schematisch verdeutlicht.

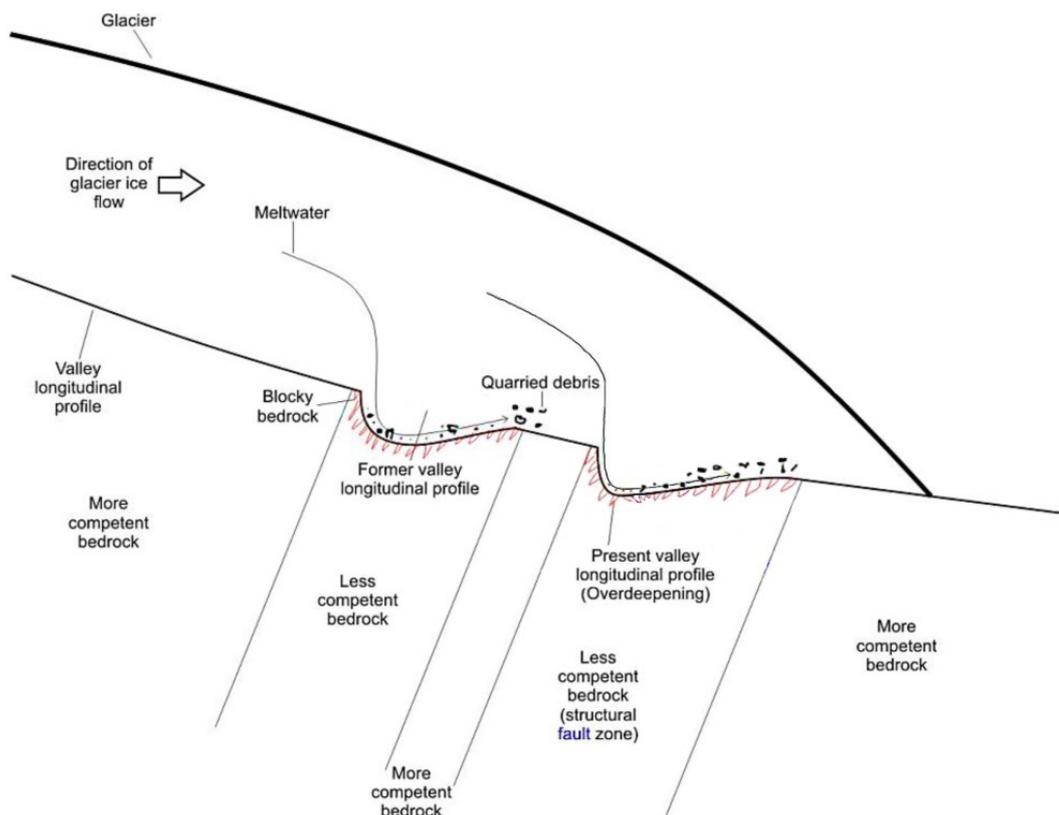


Abb. 7: Glaziale Erosion bei unterschiedlicher Beschaffenheit des Untergrundes. Gleitet ein Gletscher über einen Untergrund aus wechselnd kompetenten Gesteinsschichten, kommt es im Bereich der weniger kompetenten Schichten zu einer tieferen Ausschürfung. Quelle: LLOYD (2015), verändert

Durch eine bevorzugte Ausräumung der weniger kompetenten Gesteinsschichten entstehen Reliefunterschiede und es können ergänzend die in Kapitel 3.2.1.2 beschriebenen Einflüsse der morphologischen Vorformung wirken.

3.2.3.3 Tektonisch aufgelockerter Gesteinsuntergrund

Die tektonische Beanspruchung des Untergrundes hat einen verstärkenden Einfluss auf die glaziale Tiefenerosion (SEILER 1979, HERMAN & BRAUN 2008, LLOYD et al. 2012, LLOYDg 2015). Verstärkt wird die Gefügeauflockerung durch die wiederholte Be- und Entlastung des Gesteins durch das dynamische Eis, wobei die Auflockerung an der Talsohle höher ist als an den Talflanken (SEILER 1979). FRANK (1979) sieht Anhaltspunkte, dass Härteunterschiede im Bereich tektonischer Strukturen den örtlich unterschiedlichen glazialen Tiefenschurf beeinflussen. LLOYD (2015) fand durch eine Analyse von mehreren hundert Übertiefungen in der Labrador-Provinz (Kanada) eine Korrelation zwischen erhöhten Bewegungsgeschwindigkeiten des Eises im Bereich von Konfluenzen und dem Ausmaß der Übertiefung, wenn die Konfluenzen im Bereich von bedeutenden Störungszonen liegen.

DÜHNFORTH et al. (2010) sehen im Abstand der Gesteinsklüfte einen Einfluss auf den Grad der Erosion. Dabei ist die Klüftung in Regionen, in denen die glaziale Erosion stärker wirkte, engständiger als in Regionen mit geringerer glazialer Erosionsleistung

3.2.3.4 Undurchlässigkeit des Untergrundes

KJAER et al. (2006) und HUUSE & LYKKE-ANDERSEN (2000) nehmen an, dass glaziale Erosionsmuster abhängig von der Fähigkeit des Untergrundes zur Drainage sind. Diese wird von der Lithologie kontrolliert. Die mangelnde Fähigkeit des Untergrundes zur Drainage kann zur Tiefenerosion und zur Bildung von „tunnel valleys“ führen (PIOTROWSKI et al. 2009).

In der Literatur werden im Zusammenhang mit glazialer Erosion und mangelnder Drainage Beispiele für feinkörniges Lockergestein (JANSZEN 2012) oder schwer erodierbaren Fels (RUSSELL et al. 2003, BROOK et al. 2004) beschrieben. Liegen Gletscher auf feinkörnigen Sedimenten sind nach BOULTON (1979) Anfälligkeiten für Instabilität und „surge“-Verhalten (periodisch auftretendes schnelles Fließverhalten) bei den Gletschern gegeben.

Eine eingeschränkte Drainage besteht zudem über gefrorenem Untergrund (PIOTROWSKI 1997, CUTLER et al. 1999, HOOKE & JENNINGS 2006, WALLER et al. 2012). ELLWANGER et al. (2015) bringen die Vorstellung des „deformable bed“ über Permafrost nach Stagnation und Niederschmelzen eines Gletschers mit der Bildung glazigener Erosionsstrukturen in Verbindung. Es wird davon ausgegangen, dass ein an der Basis des „deformable bed“ noch vorhandener Permafrostspiegel bei einem erneuten Gletschervorstoß eine flächenhafte Drainage verhindert.

LIVINGSTONE & CLARK (2016) begründen eine initiale Bildung von „hill-hole“-Paaren („Schwelle-Senke“-Paaren) mit der lokalen Lithologie und der Existenz von Permafrost. Diese scheinen örtlich das Wachsen von „tunnel valleys“ einzuleiten.

3.2.3.5 Höherer geothermischer Wärmefluss

Forschungsarbeiten von FAHNESTOCK et al. (2001) stellen einen Zusammenhang zwischen der Untergrundtemperatur, basalem Gletscherschmelzen und der Erhöhung der Gletscherfließgeschwindigkeit her. Studien zu einer geothermischen Kontrolle der Tiefenerosion, die sich theoretisch aus diesem Zusammenhang ableitet, sind jedoch selten:

WINSBORROW et al. (2010) haben untersucht, welche Faktoren auf die Basis eines Eisschildes und damit auf die Fließgeschwindigkeit von Eisströmen innerhalb des Eisschildes Einfluss nehmen. Sie kommen zu dem Schluss, dass ein Einflussfaktor ein lokal erhöhter geothermischer Wärmestrom unter einem Eisschild sein kann und führen Beispiele vom grönländischen und antarktischen Eisschild an. VAN DER VEEN et al. (2007) sehen einen Zusammenhang zwischen der subglazialen Topographie und einem lokal erhöhten Wärmefluss. VALLA et al. (2015) gehen davon aus, dass im übertieften Rhône-Tal ein hydrothermaler Einfluss vorhanden ist und während der pleistozänen Vergletscherungen vorhanden war. KEHEW et al. (2012) beschreiben subglaziale Seen über geothermale Anomalien in Island. In diesen bis dahin abflusslosen Strukturen kann durch das basale, geothermische Schmelzen des Eises und der darüber einsinkenden Eisbedeckung der Fluiddruck soweit erhöht werden, dass es zu Schaffung von Wegsamkeiten kommt. Ab einem kritischen Fluiddruck tritt Wasser in einer Drainage aus und bedingt die Erosion des Gletscheruntergrundes.

3.2.4 Gletscherrand

Besonders verbreitet sind Übertiefungen im Bereich ehemaliger Eisrandlagen, wo Gletscher ein diffluentes Fließverhalten zeigen (COOK & SWIFT 2012). Diese Zone liegt im Ablationsbereich der Gletscher, in dem Schmelzwasser reichlich vorhanden ist (VAN HUSEN 2000, HERMAN et al. 2011, LLOYD 2015). LIVINGSTONE & CLARK (2016) ordnen „tunnel valleys“ im Bundesstaat Wisconsin Rückzugsstadien des Chippewa-Lobus zu und zeigen, dass glazigene Erosionsstrukturen in Abhängigkeit der variablen Randlage des Gletschers sukzessive gebildet werden (s. auch KEHEW et al. (2012)).

Das an Gewässerrändern stattfindende Gletscherkalben hat einen Einfluss auf die Gletscherdynamik (CUTLER et al. 2000, CUTLER et al. 2001). Wenn Gletscher in proglazialen Seen enden, kann die Eisdynamik rückwärtig bis zur Gleichgewichtszone von Akkumulation und Ablation des Gletschers beeinflusst werden (CARRIVICK & TWEED 2013).

VAN HUSEN (1979) geht in seinem Arbeitsgebiet in den Ostalpen von einem längeren Bestand des „Zungenbereiches“ der Gletscher und von einer starken Anreicherung der Gletscher mit Moränenschutt aus. Er nennt mehrere Beispiele glazialer Tiefenerosion im Zehrgebiet des würmzeitlichen Gletschers in den Ostalpen (Abb. 8).

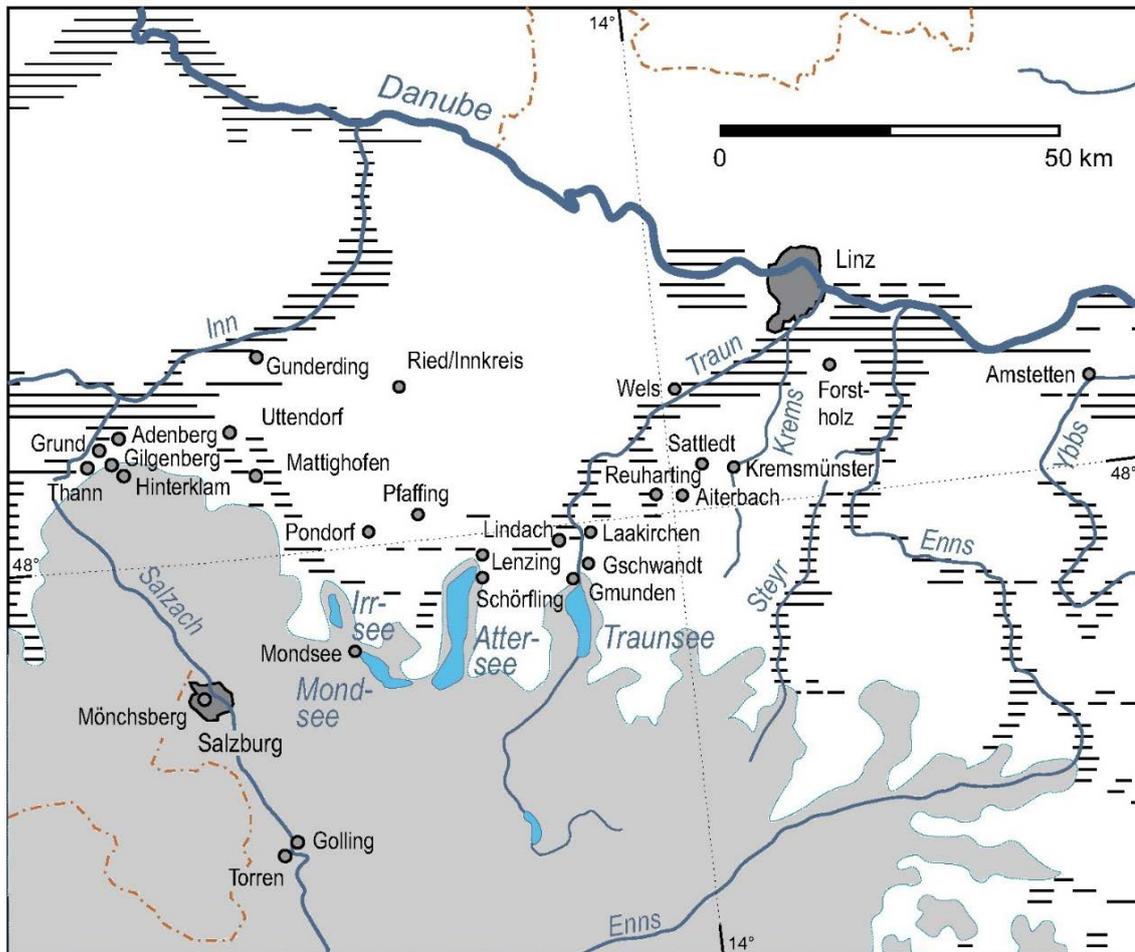


Abb. 8: Übertiefe Strukturen am Gletscherrand. Die rezenten Seen Irrsee, Mondsee, Attersee und Traunsee (Österreich) sind durch glaziale Tiefenerosion in der Würm-Kaltzeit am Gletscherrand entstanden. Graue Fläche: Verbreitung des Würm-Gletschers, gestreifte Flächen: Verbreitung von Niederterrassen. Quelle: VAN HUSEN & REITNER (2011)

HOOKE & JENNINGS (2006) postulieren zur Erklärung dieser Lagebeobachtung ein Anfrieren des Gletscherrandes und ein rückwärtiges Anstauen von Schmelzwässern durch die so entstandene Abflussbarriere. Es bauen sich hohe Schmelzwasserdrücke auf und es kommt episodisch zu katastrophalen Abflussereignissen mit erosiver Wirkung. Solche Schmelzwasserausbrüche werden auch von ELLWANGER et al. (2011) im Zusammenhang mit glazigener Beckenerosion in Baden-Württemberg angenommen. Die entstehenden Abflussrinnen sind zum Gletscherrand hin ausgerichtet. Der Zusammenhang ist in dem folgenden Schema (Abb. 9) dargestellt.

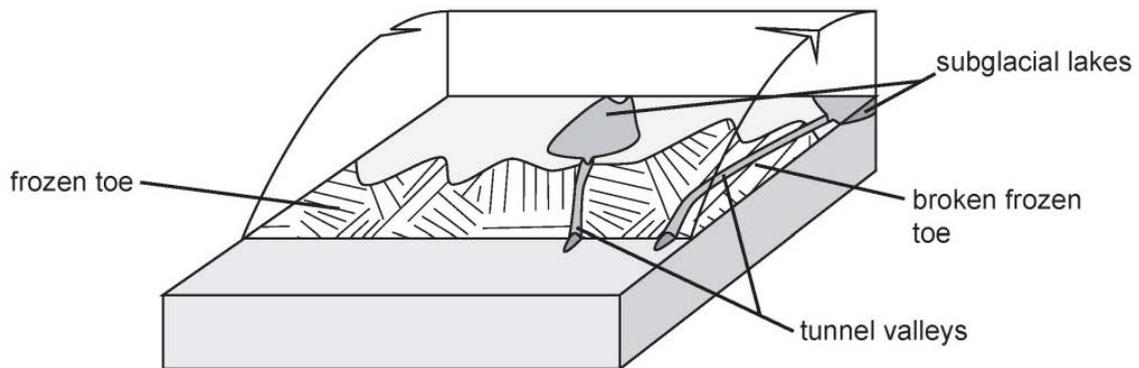


Abb. 9: Das Schema zeigt die Lagebeziehung von subglazialen Tunneltälern und Seen im Bereich des Eisrandes, wo der Gletscher auf Permafrost aufgefahren ist. Es kommt zum Anfrieren des Gletschers und zur Behinderung des subglazialen Abflusses. Subglaziale Seen nehmen die Schmelzwässer auf. Unter steigendem hydraulischen Druck kommt es zur Erosion und Bildung von Abflussrinnen in den Untergrund, die die angestauten Schmelzwässer in Richtung Eisrand abführen. Quelle: JANSZEN (2012), Ausschnitt

3.2.5 Gleichgewichtslinie von Eisakkumulation und -ablation

Die Gleichgewichtslinie von Eisakkumulation und -ablation (Equilibrium line altitude, ELA) ist die mittlere Höhenlage der Zone eines Gletschers bei der über ein Jahr die Akkumulation gleich der Ablation ist (BAKKE & NESJE 2011). Qualitative und quantitative Beobachtungen sowie Modellrechnungen deuten an, dass die glaziale Erosion im Bereich der ELA besonders hoch ist (PENCK 1905, HERMAN et al. 2011, STERNAI et al. 2011, DÜRST STUCKI & SCHLUNEGGER 2013, EHLERS et al. 2015). Dies wird mit einer höheren basalen Gletschergeschwindigkeit begründet. In einem idealisierten Gletscher ist die ELA der Punkt der größten Masse (CARR et al. 2010). Abbildung 10 beschreibt den räumlichen Zusammenhang zwischen glazigener Erosionsstruktur und Ablationsbereich zwischen der ELA und dem Gletscherfuß, wo Schmelzwässer über Gletscherspalten zur Gletscherbasis abfließen.

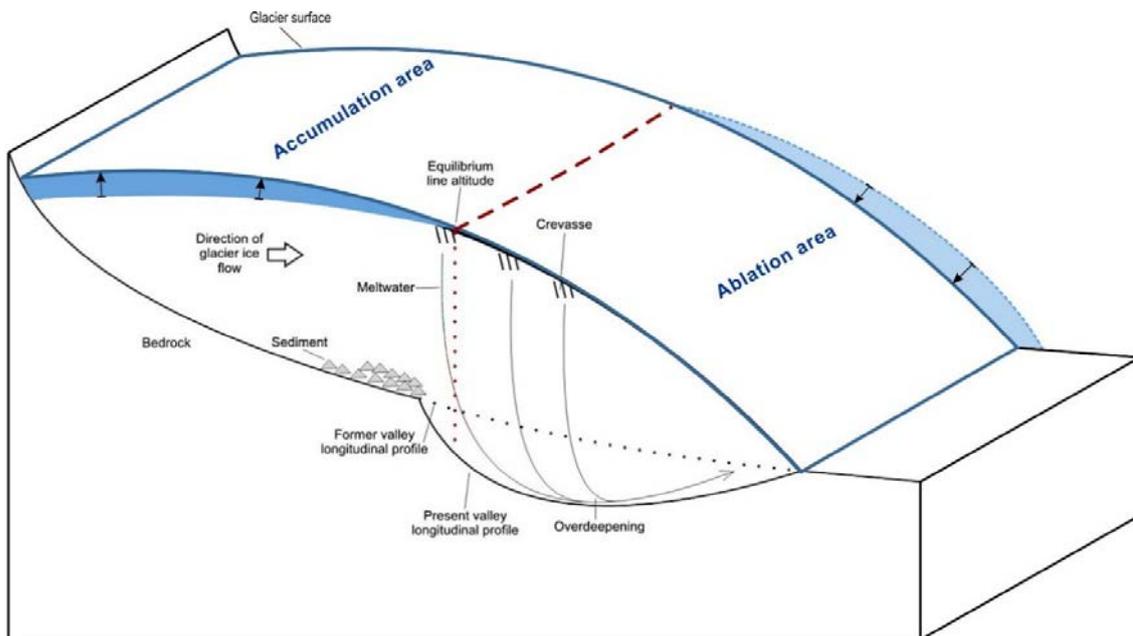


Abb. 10: Glazigene Erosionsstruktur im Bereich der Gleichgewichtslinie ELA. An der ELA bis zum Gletscherfuß überwiegt die Ablation. Schmelzwässer fließen in Gletscherspalten bis zur Gletscherbasis und tragen Sediment aus. Quelle: LLOYD (2015)

Nach ROBL et al. (2015) weisen die europäischen Alpen die Besonderheit auf, dass in einer bestimmten Höhenzone zwischen 1.500 und 2.000 m ü. NN eine Änderung von zunehmendem zu abnehmendem Gefälle im Gelände zu beobachten ist. Aus dieser Beobachtung schließen ROBL et al. (2015), dass in diesem Höhenbereich die ELA während der letzten glazialen Maximums (LGM) lokalisiert war und führen die auffällige Topographie auf eine glaziale Einwirkung zurück.

Ein Beispiel für eine glazigene tiefe Struktur, die im Bereich einer ELA gebildet wurde, ist nach PREUSSER et al. (2010) das Stammbecken des ehemaligen Salzach-Gletschers. Im Abstrom des Stammbeckens schließen sich radial angeordnete Zweigbecken an.

3.3 Identifizierung und Kartierung von übertiefen Strukturen

3.3.1 Präquartäroberfläche und Geländemodell

In NAGRA (2008) sind übertiefte Strukturen ausgewiesen, wenn die Quartärmächtigkeit, in diesem Fall die Differenz zwischen der rezenten Geländeoberfläche und der Präquartäroberfläche/Felsoberfläche, den Betrag von 100 m überschreitet. Sie verwendeten einen Rasterdatensatz der Präquartäroberfläche mit einer Zellgröße von 25 m, der überwiegend aus Bohrinformationen abgeleitet wurde (JORDAN 2010). Weitere Erläuterungen

werden in Kapitel 3.4.2 gegeben. DÜRST STUCKI & SCHLUNEGGER (2013) erweiterten die Präquartäroberfläche von JORDAN (2010) um weitere Gebiete der Schweiz und ermittelten ebenfalls die Differenz zu einem Höhenmodell, um glazigene Strukturen und deren Morphologie zu identifizieren.

In der Etappe 2 des Sachplans Geologisches Tiefenlager (SGT) der Nagra wurden die übertieften Strukturen neu definiert. Eine übertiefte Struktur besteht dann, wenn die Felsoberfläche mehr als 50 m unter der lokalen Erosionsbasis liegt. Zur so abgegrenzten Ausdehnung wird lateral ein 200 m breiter Randstreifen hinzugefügt (NAGRA 2014).

3.3.2 Geländemodelle

LLOYD (2015) beschreibt eine Analysemethode, bei der digitale Höhenmodelle (DEM) mit GIS-Anwendungen zur flächenhaften Identifizierung und Kartierung von glazigenen Übertiefungen genutzt wurden. Er fand glazigene Erosionsstrukturen in Höhenmodellen von Labrador (Kanada). Zusätzlich wurde der Datensatz manuell durch die Kartierung wassergefüllter Senken ergänzt, da diese nicht in den DEM-Daten berücksichtigt sind. Diese Methode erfasst nicht vollständig mit Sediment gefüllte tiefe glazigene Strukturen.

LIVINGSTONE & CLARK (2016) kartierten „tunnel valleys“ im Norden der USA auf der Grundlage von Höhenmodellen mit einer Auflösung von 10 und 3 Metern. Sie selektierten alle Formen von Tälern, die möglicherweise „tunnel valleys“ oder „tunnel channels“ darstellen und testeten diese auf eine subglaziale Genese. Testkriterien waren ein Anstieg der longitudinalen Profile gegen eine assoziierte Eisrandlage oder ein undulierender Talboden. Zudem wurde bei der Auswahl berücksichtigt, wenn Täler Esker enthielten oder an Schwemmfächern endeten. Sie weisen auf Grenzen der Kartierung von „tunnel valleys“ mit Höhenmodellen hin. Die Methode der Bestimmung der Weite der Täler wird nicht genau beschrieben.

BECKENBACH et al. (2014) und SALCHER et al. (2010) kartierten quartäre Landschaftsformen im Bereich der würmzeitlichen Vergletscherung (diese entspricht dem „last glacial maximum“, LGM) im nordalpinen Alpenvorland mit Hilfe von hochauflösenden digitalen Geländemodellen basierend auf LiDAR-Daten (Light detection and ranging) und konnten glazigene Erosionsstrukturen (Zungenbecken, subglaziale Täler) identifizieren. Sie stellen den hohen Wert dieser hochaufgelösten Daten für die Identifizierung sehr kleiner Landschaftselemente und für die Interpretation der Landschaftsentwicklung heraus.

PATTON et al. (2015) untersuchten die Möglichkeit der automatisierten Kartierung von Übertiefungen mit Hilfe von kontinuierlichen Höhenmodellen der rezenten subglazialen Topographie (1 km-Grid) der Antarktis und Grönlands. Sie testeten eine regelbasierte GIS-Methode, die über die Konturlinien über- und untergeordnete Vertiefungen differenziert

und die Höhenminima innerhalb der untergeordneten Vertiefungen aufspürt. Sie bewerten diese einfache und robuste Methode als computertechnisch effizient im Maßstabsbereich von Vergletscherungen.

3.3.3 Geophysikalische Methoden

Einen Überblick über geophysikalische Methoden, die bei der Identifizierung und Kartierung von glazigenen Strukturen zum Einsatz kommen können, geben die Mitglieder der BURVAL WORKING GROUP (2006). Sie liefern eine Beschreibung der Messverfahren und gehen auf Voraussetzungen und Einschränkungen der Anwendung ein. Zur Kartierung von „buried valleys“ in Dänemark, Norddeutschland und den Niederlanden kombinierten sie mehrere Methoden.

Es werden folgende Methoden diskutiert:

- Seismik,
- Gravimetrie,
- TEM (Transient Elektomagnetic Method)/Airborne TEM,
- Geoelektrik,
- Bodenradar (GPR = Ground Penetrating Radar),
- Logging-Methoden in Bohrlöchern,
- Drucksondierung (CPT = Cone Penetration Test).

Aus den Erkenntnissen des BurVal-Projektes wurde eine Klassifikation von „buried valleys“ entwickelt, die sich an der Füllung und den umgebenden Sedimenten orientiert. Es werden 12 Struktur-Typen unterschieden.

Der Einsatz verschiedener geophysikalischer Messmethoden bietet zudem die Möglichkeit, die Füllung der glazigenen Strukturen zu differenzieren. In den nachfolgend aufgeführten Untersuchungen werden unterschiedliche Generationen von Erosionsstrukturen beschrieben, die mit diesen Methoden erkannt und kartiert wurden.

KORUS et al. (2017) identifizieren „buried valleys“ unterschiedlicher Generationen in Nebraska durch AEM-Messungen (Airborne Electromagnetic Measurements). Ihre Untersuchungen beziehen sich auf Strukturen mit Tiefen von mehreren 10er Metern. Sie stellen die Morphologie in einem 3D-Modell dar.

JØRGENSEN & SANDERSEN (2008) kartieren verschiedene Generationen von „tunnel valleys“ im Untergrund von Dänemark. Aus ihrer Sicht ist die effektivste Methode die Kombination aus TEM, seismischen Daten und Bohrungen. Dabei zeichnet sich die TEM-Erkundung durch eine hohe Eindringtiefe bei akzeptabler Auflösung aus. Das Ergebnis ihrer Kartierung ist in Abbildung 11 veranschaulicht. Abbildung 11-A zeigt nordwestlich von Århus (Dänemark) die interpolierte Oberfläche einer Gesteinsschicht, die geringe elektrische Widerstände aufweist. Sie wird als Erosionsbasis der „tunnel valleys“ gedeutet. Sie bildet nur ein Minimum der „tunnel valleys“ ab, da die Messungen nicht flächendeckend vorliegen. In Abbildung 11-B sind die Verbreitungen von „tunnel valleys“ verschiedener Generationen dargestellt, die aus den Messergebnissen abgeleitet wurden. Die in der Abbildung schwarz dargestellten „tunnel valleys“ sind die ältesten und die hellgrau dargestellten die jüngsten Strukturen. Ein Kriterium, nach dem die Abgrenzung der Ausdehnung vorgenommen wurde, ist nicht genannt.

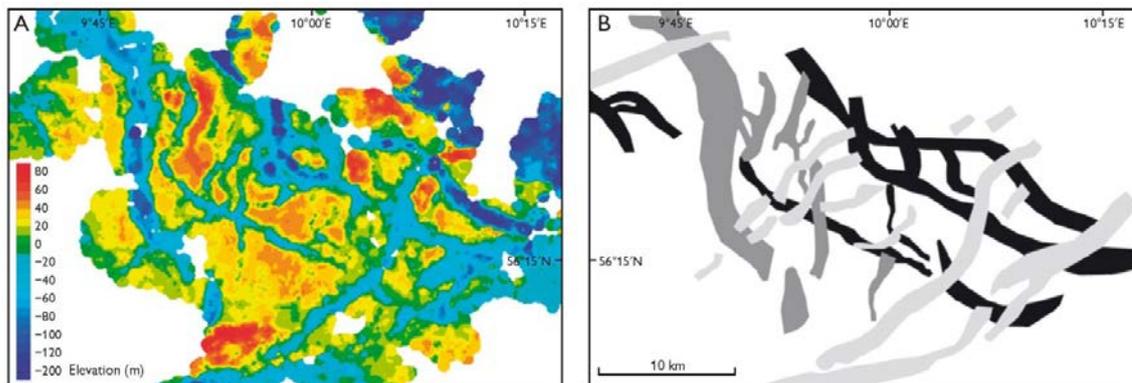


Abb. 11: A) Ergebnis der Interpolation von TEM-Messungen nordwestlich von Århus. Es ist die Tiefenlage der Oberfläche einer Gesteinsschicht [m] dargestellt, die geringe elektrische Widerstände aufweist. B) Verbreitung von „tunnel valleys“ verschiedener Generationen, die aus den TEM-Messungen abgeleitet wurden. Quelle: JØRGENSEN & SANDERSEN (2008)

3.3.4 Hydrogeologische Methoden

Nach SEILER (1979) ist es möglich, übertiefte Talabschnitte mit Hilfe hydrogeologischer Untersuchungen von Talquellen (Wasserhaushalt, Isotopengehalt) in Verbindung mit geologischen Aufnahmen abzugrenzen. Zum Einen bestehen, im Gegensatz zu Schwellenbereichen, im Zentrum von tiefen, hydraulisch leitenden Strukturen große Unterschiedshöhen zwischen dem Gebietsniederschlag und dem Oberflächenabfluss. Zum Anderen konnten Isotopenanalysen zeigen, dass bei aufeinander folgenden Talquellen vom Zentrum der tiefen Struktur stromabwärts bis zur Schwelle älteres Grundwasser zu Tage tritt. Dieser Sachverhalt wird damit erklärt, dass stromabwärts tiefes Grundwasser mit hohen Verweilzeiten aufsteigt.

Auch die BURVAL WORKING GROUP (2006) nennt die Altersbestimmung von Wässern mit Hilfe von Isotopen als Identifizierungsmethode von „buried valleys“ und bezieht sich auf alte Grundwässer, die in der Ellerbecker Rinne (Nordwestdeutschland) gefunden wurden. Ergänzend kann eine tiefer in den Untergrund reichende Redoxgrenze ein Hinweis auf eine tiefe Grundwasserstruktur sein.

3.3.5 Bewertung der Identifizierungsmethoden

Zur Lokalisierung von tiefen glazigenen Strukturen stehen unterschiedliche Methoden zur Verfügung. Keine der Methoden liefert alleinstehend eine gut aufgelöste, tieferreichende, naturgetreue Abbildung der glazigenen Strukturen.

Die Nutzung der Präquartäroberfläche ist der Nutzung eines Höhenmodells der Geländeoberfläche vorzuziehen, da in Höhenmodellen vollständig verfüllte glazigene Erosionsstrukturen nicht identifizierbar sind. Die vollständige Gestalt dieser Erosionsstrukturen bildet sich häufig nur in der Präquartäroberfläche ab. Nur mit einzelnen Bohrungen und 2D-Seismik ist allerdings keine naturgetreue Darstellung der Präquartäroberfläche möglich, da zwischen den Daten interpoliert werden muss. Aufgrund der möglichen kleinräumigen strukturellen Heterogenität der Übertiefungen liefern dreidimensionale Verfahren (TEM, AEM, 3D-Seismik) für die Darstellung der Präquartäroberfläche oder von Erosionsbasisflächen die besten Ergebnisse. Grenzen liegen je nach geophysikalischem Verfahren in geringen Auflösungen oder begrenzten Eindringtiefen. Für Untersuchungen in Süddeutschland sind Eindringtiefen von mehreren 100 m erforderlich. Diese werden durch Seismik und Gravimetrie erreicht (s. BURVAL WORKING GROUP (2006) – Tabelle 6.1). Die geophysikalischen Daten sollten durch eine feinstratigraphisch ausgewertete Bohrung untersetzt werden, da Schichten des Quartärs und Präquartärs bei gleichen physikalischen Eigenschaften örtlich durch die geowissenschaftlichen Untersuchungsmethoden nicht unterschieden werden können.

Eine gut geeignete Methode, um die laterale Ausdehnung von übertieften Strukturen einheitlich zu bestimmen, konnte nicht ermittelt werden. In Darstellungen zu verschiedenen Bearbeitungen werden vereinzelt empirische Kriterien genutzt, um Rinnenstrukturen zu verdeutlichen, zum Beispiel die Linie der Verbreitung der Quartärmächtigkeit >100 m (NAGRA 2008) oder die -100 m NHN-Höhenlinie in der Konturlinien-Darstellung der Quartärbasis für Norddeutschland (FISCHER et al. 2015). Bei der Verwendung der Quartärmächtigkeit ist zu bedenken, dass das Relief der Geländeoberfläche Einfluss auf das Ergebnis hat. Zudem können ältere Strukturen durch jüngere Erosionsprozesse geweitet, durch eine Gletscherüberfahrung abgetragen oder durch gravitative Gesteinsverlagerungen verstürzt sein. Annähernd realistische Darstellungen der Weite der Strukturen sind daher nur für die jüngste Vergletscherung zu erwarten.

Von einigen Autoren werden Rinnen- und Beckenbreiten bemessen, ohne dass Kriterien dafür genannt werden. Ein Vergleich mit übertieften Strukturen ist unter diesen Bedingungen nicht zu empfehlen und wird deshalb in dieser Arbeit nicht vorgenommen.

Hydrogeologische und isopenanalytische Daten können, wenn sie vorliegen, ergänzend zur Identifizierung und Charakterisierung der übertieften Strukturen verwendet werden. Ihre Erhebung kann hilfreich für die Klärung lokaler Sachverhalte sein.

3.4 Quantifizierung der glazialen Tiefenerosion

„Das Problem, das absolute Maß der glazialen Tiefenerosion in den Tälern zu benennen, ist gleichzeitig auch ein Problem des Bezugsniveaus, d. h. der Höhenlage der frühglazialen Landoberfläche, die jedoch nicht bekannt ist.“ (FRANK 1979)

Das von FRANK (1979) erkannte „Problem“ findet sich in vielen Publikationen wieder, in denen unterschiedliche Bezüge für die Bestimmung von Erosionstiefen verwendet werden. Nachfolgend werden einige dieser unterschiedlichen Bezüge und die darauf basierenden Bemessungsmöglichkeiten vorgestellt. Die in diesem Kapitel vorgestellten Methoden stellen eine Auswahl der in der Literatur gefundenen Methoden dar und sie wurden für die praktische Anwendung z. T. methodisch modifiziert. Einige Ansätze beruhen auf der Konstruktion eines Bezugsniveaus, zum Beispiel des fluviatilen Erosionsniveaus vor oder des flächenhafte Abrasionsniveaus nach der Gletscherüberfahrung. Für die Bestimmung von Erosionstiefen wird das jeweilige Bezugsniveau mit der Höhe der Präquartäroberfläche oder der Quartärbasis verglichen. Für die folgenden Graphiken wurden publizierte Abbildungen mit dem Ziel einer schematisierten und selektiven Darstellung von Inhalten verändert und graphisch aufbereitet.

3.4.1 Quartärmächtigkeit

Ein einfacher Ansatz zur Bemessung des Übertiefungsbetrages ist die Ermittlung der Mächtigkeit des Quartärs oder des Lockergesteins (FRANK 1979, SEILER 1979, FISCHER 2002). Die Einordnung als Übertiefung über die Mächtigkeit der Lockergesteine folgt keinem Kriterium und liegt im Ermessen des Bearbeiters.

Die Methode berücksichtigt keine glazialen und interglazialen Abtragungs- und Akkumulationsprozesse, die nach dem Erosionsereignis stattgefunden haben. Es können irrtümlich mächtige fluviatil abgelagerte Sedimente oder Stauchkomplexe als Übertiefung ausgewiesen werden, da es kein Abgrenzungskriterium zu diesen Ablagerungen gibt.

Sind glazigene Erosionsstrukturen nicht vollständig mit Quartärsedimenten oder mit Wasser gefüllt wird die glaziale Erosion unterschätzt. Die Methode wird in Abbildung 12 schematisch verdeutlicht.

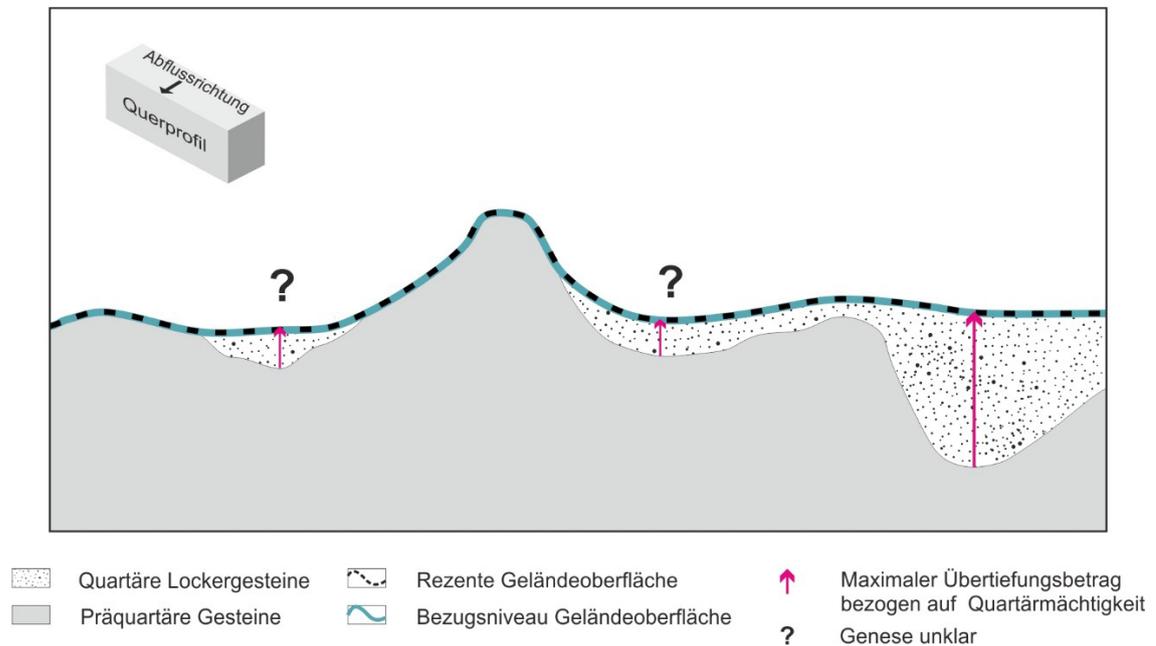


Abb. 12: Beispiel zum Ansatz „Quartärmächtigkeit“. Die rezente Geländeoberfläche stellt das Bezugsniveau dar.

In Abbildung 12 sind im Querschnitt einer glazigenen Landschaft drei tiefe quartäre Strukturen angeschnitten. Die roten Pfeile bemessen jeweils die größte Mächtigkeit des quartären Lockergesteins für eine Talstruktur im Festgestein. Ist die Mächtigkeit hoch, wird die tiefe Struktur als „glazigene Übertiefung“ angesprochen. Die Ausweisung als Übertiefung nach der ermittelten Mächtigkeit des Lockergesteins erfolgt willkürlich. Eine sichere Abgrenzung zu fluviatilen tiefen Strukturen ist nicht möglich.

3.4.2 Überschreitung einer Quartärmächtigkeit von 100 m

Ein Spezialfall des Ansatzes „Quartärmächtigkeit“ ist die Bemessung der Tiefenerosion über die Überschreitung eines Schwellenwertes der Quartärmächtigkeit.

Übertiefte Felsrinnen wurden in NAGRA (2008) als „Rinnen mit einer Quartärmächtigkeit von größer als 100 m“ definiert. Die Anwendung dieses Kriteriums auf ermittelte Quartärmächtigkeiten in der Nordschweiz ist beispielhaft in Abbildung 13 dargestellt. Mit der schwarzen Punktreihe wurden die Rinnenbereiche eingegrenzt, die eine Quartärmächtigkeit von > 100 m aufweisen und nach der Definition als Übertiefung angesehen werden. 100 m ist ein empirischer Wert für die Schweiz, der aus „praktischen“ Gründen eingeführt wurde (DR. VON MOOS AG 2009).

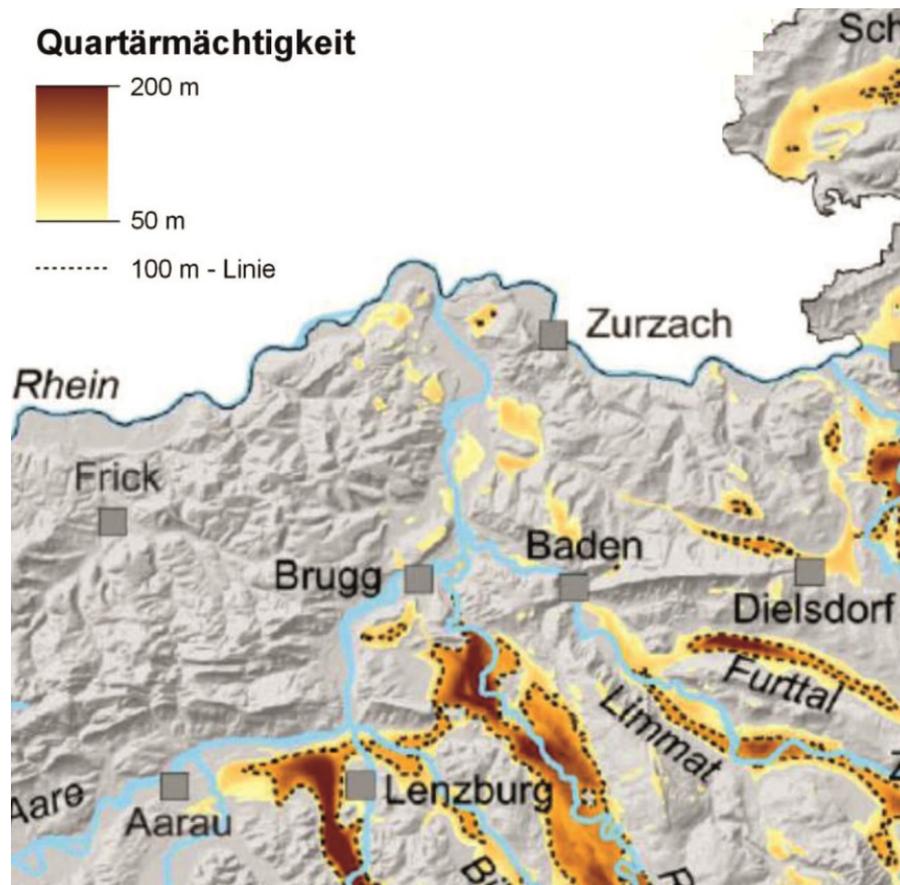


Abb. 13: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Überschreitung einer Quartärmächtigkeit von 100 m“ in der Aufsicht. In Gelb- und Brauntönen dargestellt sind Quartärmächtigkeiten von mehr als 50 m in Felsrinnen in der Nordschweiz. Mächtigkeiten von mehr als 100 m sind durch die schwarzen gepunkteten Linien abgegrenzt. Hintergrund DHM25 © swisstopo. Quelle: NAGRA (2008), verändert

Abbildung 14 verdeutlicht schematisiert die Methode zur Bemessung der Tiefenerosion mit Hilfe eines Schwellenwertes der Quartärmächtigkeit am Beispiel eines Tallängsschnittes entlang eines durch mehrere Schwellen in Abschnitte gegliederten Tales. Als Übertiefung werden die Bereiche im Tal angesehen, in denen die Mächtigkeit der quartären Lockergesteine 100 m überschreitet. Durch die Anwendung des Kriteriums ergeben sich entlang des dargestellten Profils zwei übertiefte Talabschnitte, deren Tiefenmaxima durch die magenta-farbenen Pfeile gekennzeichnet sind. Im Unterschied dazu liefert die Methode mit einem Referenzniveau aus der schematisch rekonstruierten frühglazialen Talsohle (blaue unterbrochene Linie) einen übertiefen Talabschnitt mehr (rechts in der Abbildung) und deutlich höhere maximale Übertiefungsbeträge pro Talabschnitt. Dies verdeutlicht den konservativeren Bewertungsansatz dieser Methode.

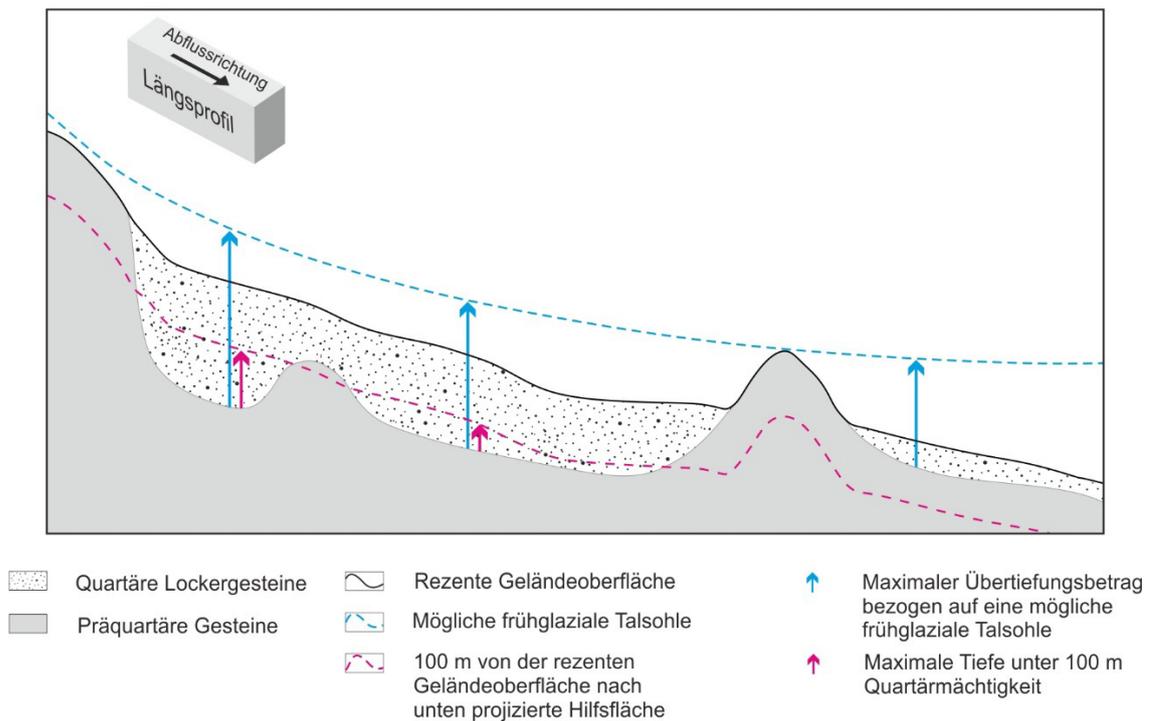


Abb. 14: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Quartärmächtigkeit > 100 m“ im Längsprofil. Als Übertiefung wird der Bereich des Tales angesprochen in dem unterhalb der magenta-farbenen Linie quartäres Lockergestein vorhanden ist.

3.4.3 Gesteinsschwellen zur Bezugshöhenermittlung

In einigen Publikationen werden die Tiefen glazigener Strukturen mit Hilfe von Gesteinsschwellen in der Talsohle, die als Relikte des Geländeniveaus vor der Gletscherüberföhrung (entspricht dem frühglazialen fluviatilen Niveau) angesehen werden, bestimmt. Aus der Höhenlage der entsprechenden Schwellen wird die Höhenlage dieses Niveaus rekonstruiert. Dabei wird die Lage und die Ausprägung der Gesteinsschwellen im Verhältnis zum Bezugspunkt unterschiedlich definiert: Der Bezugspunkt markiert idealerweise den tiefsten Punkt des präquartären Untergrundes der Talsohle des gesamten Tales oder eines Talabschnittes.

- Ansatz a: Nächste talabwärts gelegene Schwelle (SEILER 1979, FISCHER 2002), In diesem Ansatz ist die vom Betrachtungsstandpunkt nächste talabwärts gelegene Gesteinsschwelle entscheidend. Ansatz b: Nächstgelegene Gesteinsschwelle in der Talsohle (BADER 1979), Hier ist die vom Betrachtungsstandpunkt nächste Gesteinsschwelle talaufwärts bzw. talabwärts gemeint.
- Ansatz c: Höchste Gesteinsschwelle in der Talsohle (BADER 1981). Bei diesem Ansatz wird die höchste Schwelle im Tal zur Messung des Übertiefungsbetrages herangezogen. Sie kann vom Betrachtungsstandpunkt talaufwärts bzw. talabwärts gelegen sein und muss nicht die nächstgelegene sein.

Die Differenz der Höhe des jeweiligen Schwellenscheitels zur Höhe der präquartären Oberfläche der Talsohle wird als Betrag der glazialen Tiefenerosion angesehen. Je nach verwendeter Gesteinsschwelle unterscheiden sich die Ergebnisse für die Bestimmung des Übertiefungsbetrages eines Tal oder Talabschnittes.

Die Genauigkeit der Methode sinkt in der Regel mit dem größer werdenden Abstand zur Felsschwelle, da das Gefälle des Talbodens nicht berücksichtigt wird. Der Übertiefungsbetrag wird unterschätzt, wenn die Schwelle einer quartären Abtragung unterlag. Das Ausmaß solcher Abtragungen ist meist nicht bekannt (FISCHER 1988).

3.4.4 Einheitlich festgelegte Bezugshöhe einer rezenten fluviatilen Erosionsbasis

Nach DR. VON MOOS AG (2009) ist ein weiterer Ansatz zur Ermittlung der Übertiefung in bestimmten Gebieten die Festlegung einer einheitlichen Höhe der fluviatilen Erosionsbasis. Die magenta-farbene Linie in Abbildung 15 markiert die festgelegte einheitliche Bezugshöhe. Diese gilt für ein begrenztes Gebiet. Eine Übertiefung liegt vor, wenn die Differenz zwischen Bezugshöhe und Präquartäroberfläche positiv ist. Das ist beim Talabschnitt in der Mitte und rechts im Bild der Fall. Die Methode „Mögliche frühglaziale Talsohle“ erzielt örtlich deutlich andere Ergebnisse.

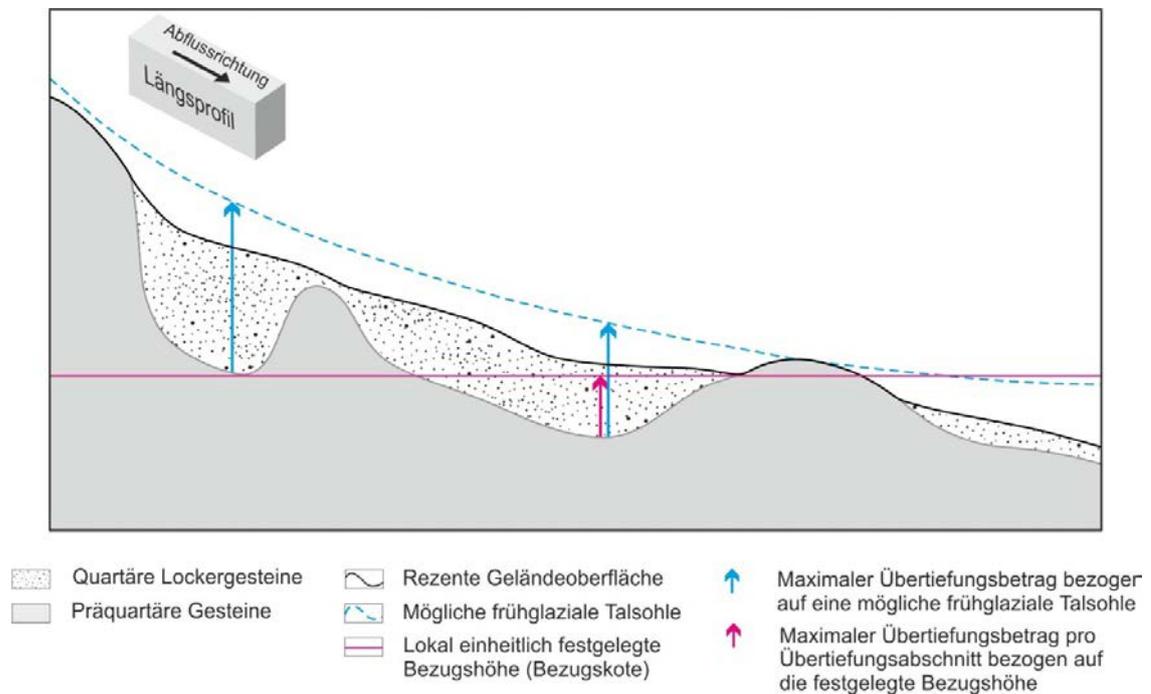


Abb. 15: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Einheitlich festgelegte Bezugshöhe der fluviatilen Erosionsbasis“ im Längsprofil.

Der Betrag der Übertiefung ergibt sich aus der Differenz der jeweiligen Bezugshöhe und der Präquartäroberfläche. Die Neigung des Talbodens wird nicht berücksichtigt. So kann es unter Umständen dazu kommen, dass eine tiefe glaziale Erosionsstruktur nicht identifiziert wird, wie links in Abbildung 16 dargestellt, wenn die festgelegte Bezugshöhe die talaufwärts gelegene tiefe Struktur unterschneidet. Im Vergleich zeigt die Methode „mögliche frühglaziale Talsohle“ eine deutliche Tiefenerosion in diesem Bereich an (blauer Pfeil links im Bild). Folglich sind talaufwärts deutliche, methodisch bedingte Abweichungen zu erwarten.

Die Festlegung einer Bezugsfläche ist für ein kleinräumiges Gebiet vorzunehmen. Um diese Methode großräumig anwenden zu können, müssen mehrere Bezugsflächen gebildet werden. Kriterien für die Abgrenzung von Gebieten mit jeweils einer Bezugshöhe werden bei DR. VON MOOS AG (2009) nicht genannt.

3.4.5 Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis

Zur Konstruktion einer fluviatilen Erosionsbasis wurde von DR. VON MOOS AG (2009) ein weiteres Konzept vorgeschlagen, das das Aufspannen einer schiefen Ebene vorsieht. Die schiefe Ebene basiert in einem Beispiel für die Nordschweiz (Abb. 16) auf 3 Höhen von Felsgesteinen (Felskoten), die in rezenten Talsohlen ausstreichen (zum Beispiel im Bereich von Wasserfällen). Aus den drei Höhen kann eine Bezugsfläche mit konstantem Gefälle konstruiert werden, die die rezente fluviatile Erosionsbasis grob repräsentiert. Sie bildet das Bezugsniveau für die Bemessung des Übertiefungsbetrages und gilt auch für Täler wie Furttal oder Reusstal, die keinen Felsausstrich aufweisen. Der Betrag der Übertiefung ergibt sich aus der Differenz der Höhen von Bezugsfläche und Präquartäroberfläche. Die schiefe Ebene ist als Bezugsniveau jedoch nur geeignet, wenn die Richtung ihrer Neigung (Einfallrichtung) der Abflussrichtung der im betrachteten Gebiet vorhandenen Hauptvorfluter entspricht.

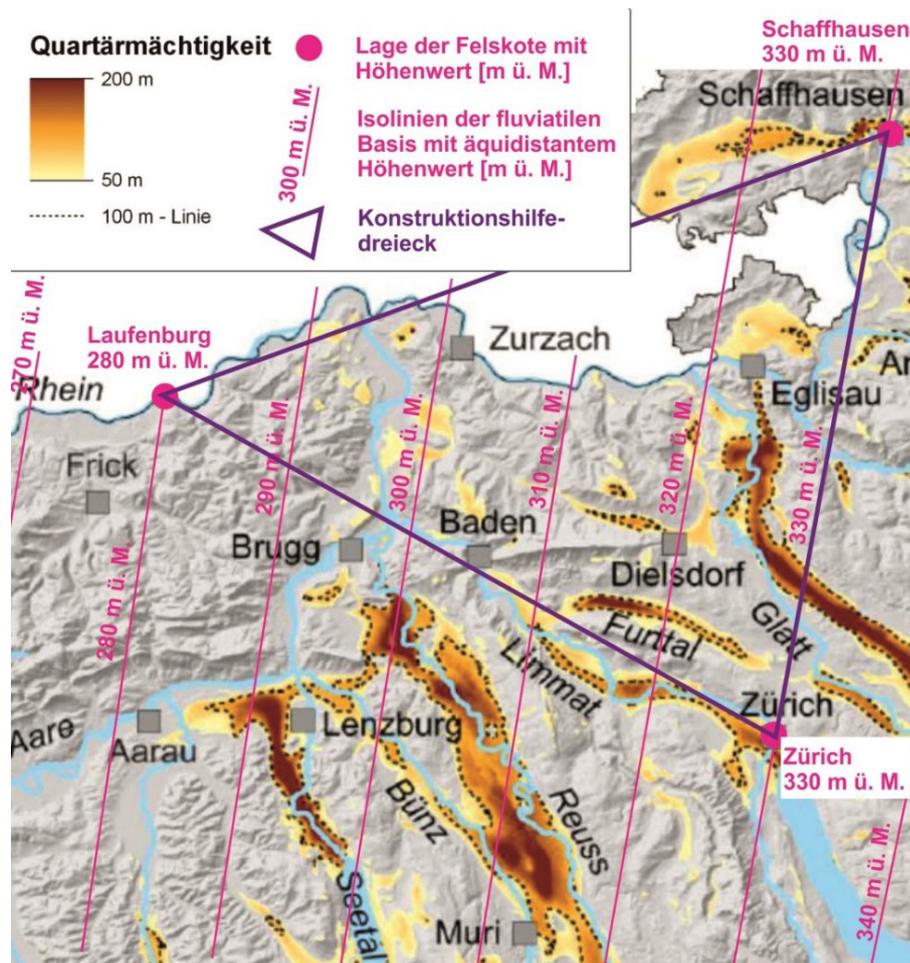


Abb. 16: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis“ in der Aufsicht. Die Lage der übertiefeten Strukturen wird durch die Darstellung von Gebieten mit einer Quartärmächtigkeit von mehr als 50 m veranschaulicht. Das Konstruktionsdreieck und die Isolinien der Höhe beschreiben die schiefe Ebene. Hintergrund DHM25 © swisstopo. Quelle: DR. von Moos AG (2009), verändert

In Abbildung 17 ist die Herangehensweise am Beispiel eines Tallängsprofils verdeutlicht. Um die schematische Darstellung im Längsschnitt zu ermöglichen, wurden 2 der 3 Felshöhen in den Talböden desselben Tales gelegt. Abweichend von der in Abbildung 17 gezeigten Konstruktion der Fläche über Felshöhen in 3 Tälern ist eine solche Konstruktionsweise ebenfalls möglich. Die daraus konstruierte schiefe Ebene repräsentiert das fluviatile Erosionsniveau, welches das Bezugsniveau für die Bemessung des Übertiefungsbetrages (magenta-farbenen Pfeile) ist. Zum Vergleich ist eine mögliche frühglaziale Talsohle (blau) abgebildet.

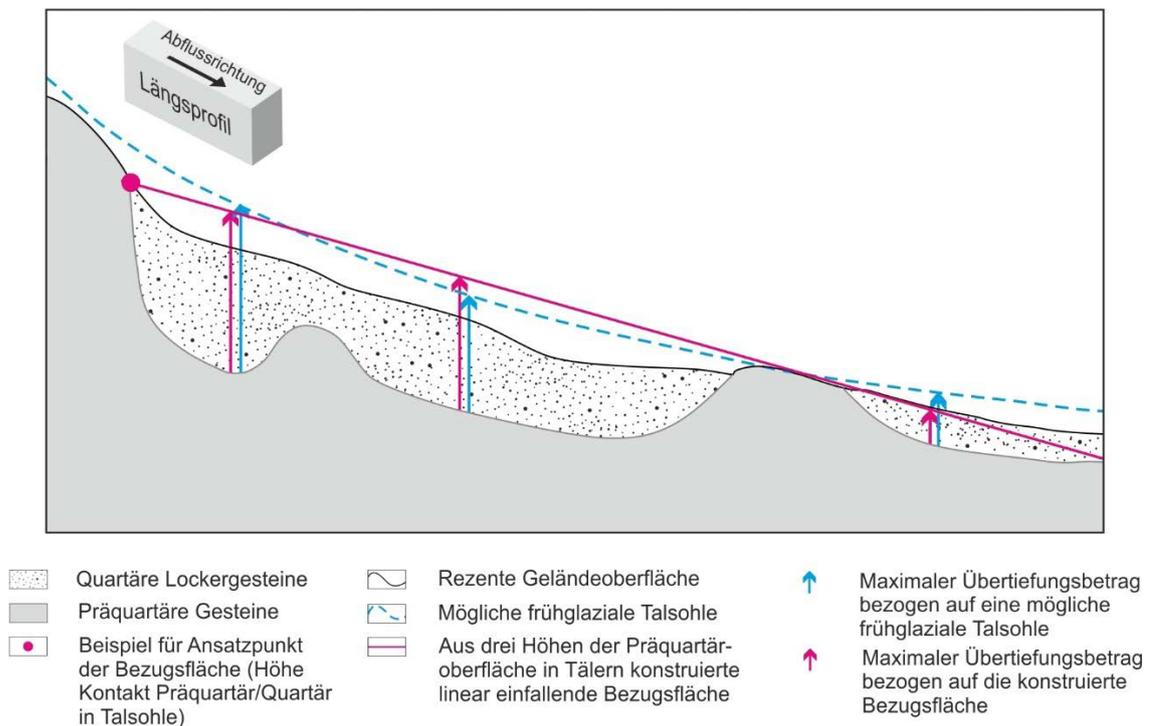


Abb. 17: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis“ im Längsprofil. Die magentafarbene Linie verdeutlicht den Anschnitt der Dreiecksfläche im Profilschnitt.

3.4.6 Tiefstes fluviatiles Erosionsniveau entlang Talverlauf – Lokale Erosionsbasis tiefster Paläoflusstäler

SCHNELLMANN et al. (2014) beschreiben die Konstruktion einer zusammengesetzten Kurve des tiefsten fluviatilen Paläogefälles für ein Tal. Diese kann als Bezugsniveau für die Bemessung des Übertiefungsbetrages für dieses Tal dienen.

Für die Konstruktion werden verschiedene Generationen von fluviatilen Erosionsniveaus über die Lagerung unterschiedlich alter Talablagerungen identifiziert. Die jeweilige Basis der Ablagerungen wird talaufwärts entlang des Talverlaufs extrapoliert. Diese konstruierten Basislinien schneiden sich, in Abhängigkeit von der Krümmung, in unterschiedlichen Höhenlagen. Das gesuchte tiefste fluviatile Erosionsniveau setzt sich aus den jeweils tiefsten Basislinienabschnitten zwischen den Schnittpunkten zusammen. Die Vorgehensweise wird in Abbildung 18 schematisch verdeutlicht. Die verschiedenen fluviatilen Erosionsniveaus sind als farbige unterbrochene Linien dargestellt. Als Übertiefungsbetrag kann die Differenz zwischen dem zusammengesetzten, örtlich jeweils tiefsten fluviatilen Erosionsniveau (magenta-farbene Linie) und dem glazialen Erosionsniveau (schwarze unterbrochene Linie) definiert werden. Für das angeführte Beispiel ergeben sich zwei Übertiefungen. Die Methode „Mögliche präglaziale Talsohle“ ist nicht dargestellt, da sie dem tiefsten fluviatilen Erosionsniveau vergleichbar ist.

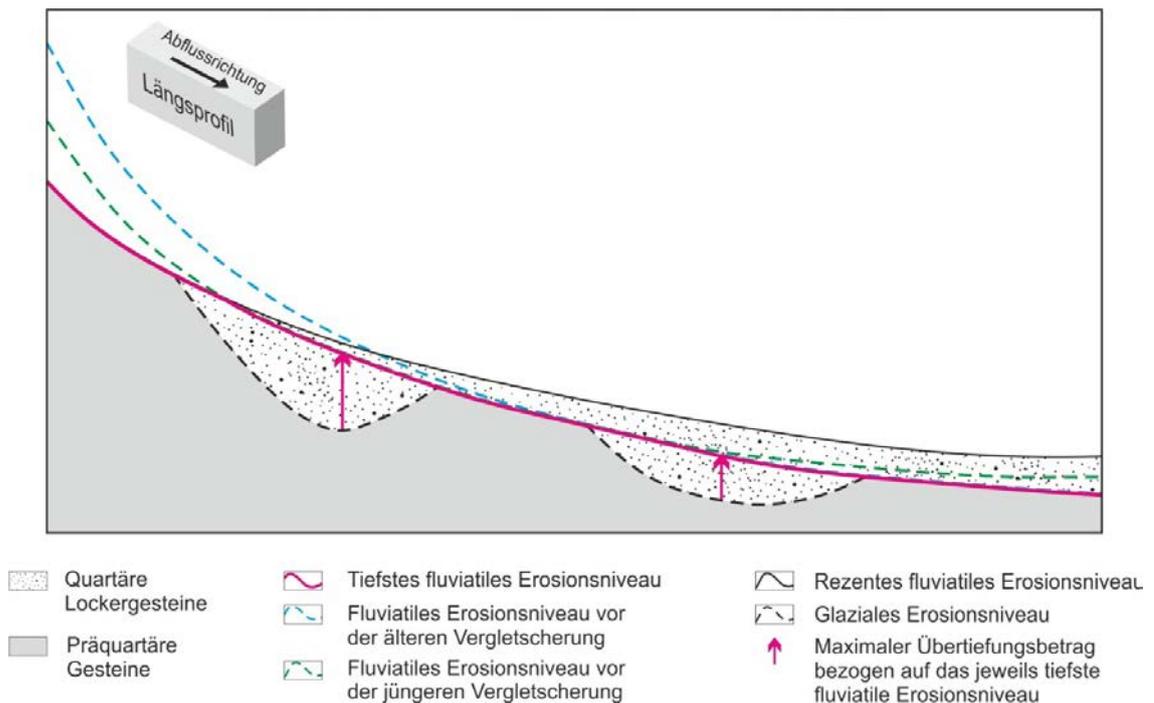


Abb. 18: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Tiefstes fluviales Erosionsniveau entlang des Talverlaufs“ im Längsprofil. Es sind mehrere Generationen von fluvialen Erosionsniveaus, das tiefste fluviale Erosionsniveau und das glaziale Erosionsniveau in einem Talverlaufsprofil dargestellt. Der Übertiefungsbetrag kann aus dem tiefsten fluvialen Erosionsniveau (magenta) und dem glazialen Erosionsniveau (schwarz) ermittelt werden. Quelle: PIETSCH & JORDAN (2014), verändert

Dieser 2D-Ansatz wurde als 3D-Ansatz weiterentwickelt. Die entlang des Talverlaufs der Paläotäler (Haupttäler) ermittelten tiefsten Basishöhen-Linien werden dazu GIS-gestützt mit Hilfe eines Interpolationsverfahrens zu einer Basishöhen-Fläche verarbeitet. Übertiefungen und deren Beträge ergeben sich dann für die Orte, an denen die Differenz aus der Höhe der tiefsten fluvialen Erosionsbasis und der Höhe der Präquartäroberfläche positiv ist. Für ein in Abbildung 19 im Querschnitt dargestelltes Beispiel ergibt sich die Übertiefung rechts im Bild. Links im Bild tangiert die Fläche die Basis der in die präquartären Gesteine eingeschnittenen Strukturen, so dass hier von einer fluvialen Genese auszugehen ist.

In diesem Ansatz können unterschiedlich gerichtete fluviale Systeme zusammen verarbeitet werden. Es müssen jedoch Täler oder Talabschnitte vorhanden sein, die nicht glazial beeinflusst sind. Eine weitere Voraussetzung ist eine differenzierte stratigraphische Beschreibung der Talablagerungen.

In Etappe 2 des Sachplans Geologisches Tiefenlager (SGT) der Schweiz wird der Ansatz um ein weiteres Kriterium ergänzt (NAGRA 2014). So liegt nach dieser Definition eine übertiefte Felsrinne vor, wenn die Felsoberfläche mehr als 50 m unter der lokalen Erosionsbasis (tiefste fluviale Erosionsbasis) liegt.

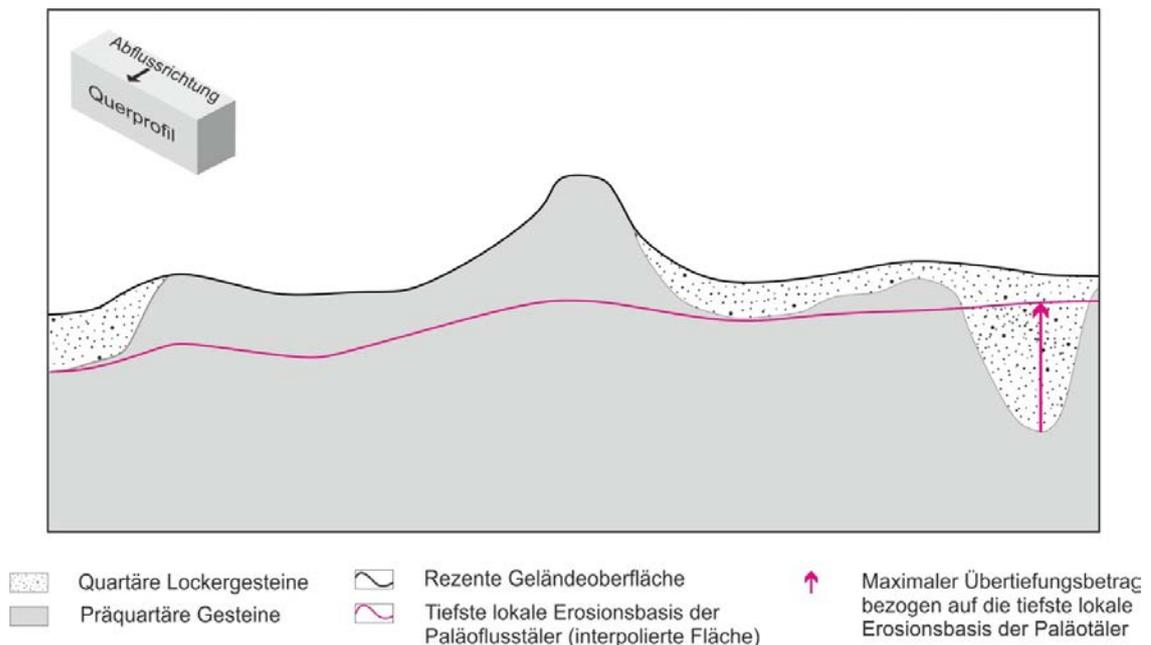


Abb. 19: Beispiel zum Übertiefungskriterium „Lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflusstäler“ im Querprofil. Dargestellt ist das interpolierte Niveau der tiefsten fluviatilen Erosion. Der Übertiefungsbetrag kann aus dem tiefsten fluviatilen Erosionsniveau und der Präquartäroberfläche ermittelt werden. Die tiefe Struktur rechts im Bild kann als übertieft ausgewiesen werden. Quelle: SCHNELLMANN et al. (2014), verändert

3.4.7 HE-LR (high elevation-low relief) – Flächen

VAN DER BEEK & BOURBON (2008) präsentieren einen Ansatz zur Bestimmung von maximalen Taltiefen in den westlichen Alpen aus dem Digitalen Geländemodell (DGM), der in modifizierter Form wie folgt zur Übertiefungsbemessung genutzt werden kann. Voraussetzung ist die Existenz von glazigenen Abrasionsflächen an den Talflanken und eine überwiegend glaziale Genese der Vertiefung zwischen den Abrasionsflächen. Im glazial erweiterten Bereich der Täler werden aus einem DGM Höhen extrahiert, die bei höherer Lage ein geringes Relief aufweisen (HE-LR: „high elevation - low relief“) Diese Höhen repräsentieren Flächen, die durch Gletscherabrasion entstanden sind. Die selektierten Höhen werden zu einer talüberspannenden Fläche interpoliert, die als Bezugsfläche für die Übertiefungsbemessung dient (Abb. 20). Die Methode wurde für eine alpine Region mit deutlichen Reliefunterschieden entwickelt. Sie ist auf die subglaziale Komponente der glazialen Erosion ausgelegt.

- Der Ansatz von VAN DER BEEK & BOURBON (2008) baut auf rezenten topographischen Daten auf und berücksichtigt daher die in der Regel vorhandenen Talfüllungen aus quartären Lockergesteinen zwischen dem rezenten Talboden und der Präquartäroberfläche nicht. Um die gesamte Gletschererosion bei der Übertiefungsbestimmung zu erfassen

muss die Bezugsfläche nicht wie von VAN DER BEEK & BOURBON (2008) vorgesehen, auf den rezenten Talboden, sondern auf die Präquartäroberfläche bezogen werden (magenta-farbener Pfeil). Im Vergleich mit einer typischen frühglazialen Talsohle (hellblaue unterbrochene Linie) ist eine Überschätzung zu erwarten. Eine wiederholte flächig-abrasive Gletschereinwirkung kann aber auch zur Unterschätzung des Übertiefungsbetrages führen, da ältere höhere Bezugsniveaus erniedrigt werden.

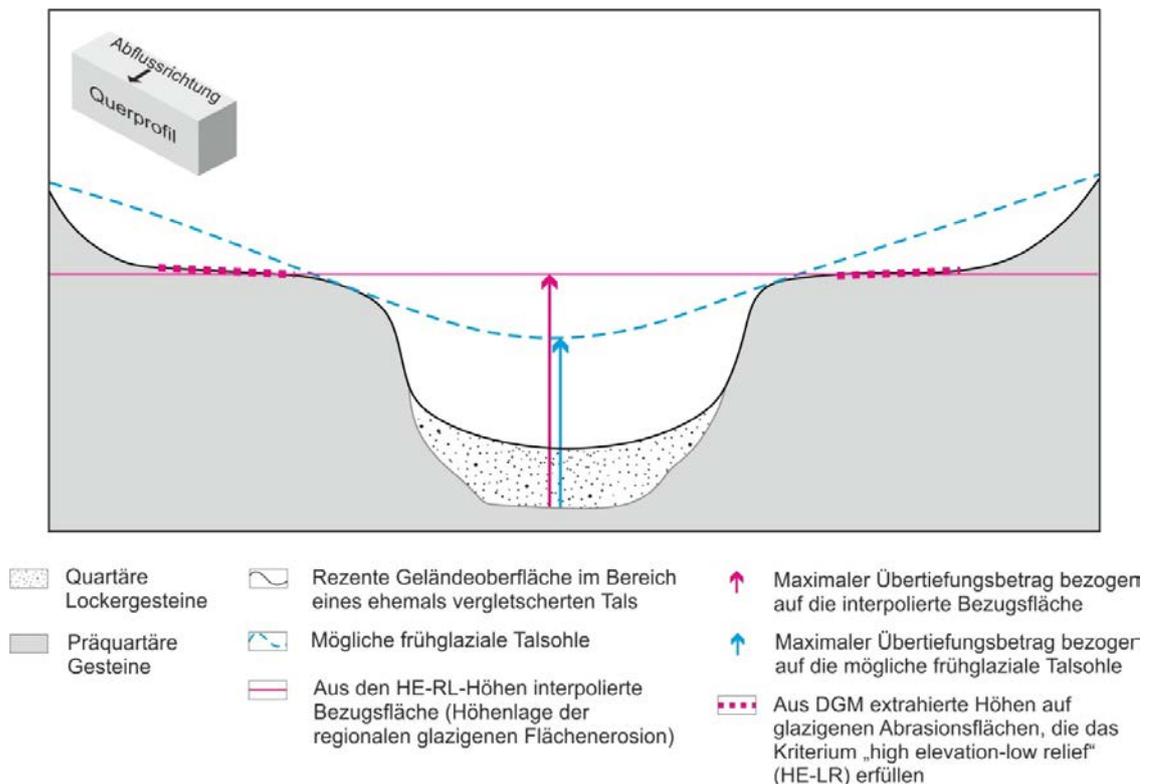


Abb. 20: Ansatz „HE-LR-Höhen“: Querschnitt eines durch Gletscherabrasion und lokaler glazialer Tiefenerosion geformten Tales. Im Talgrund sind quartäre Lockergesteine zur Ablagerung gekommen. Die Bezugsfläche zur Übertiefungsbemessung wird aus Höhen interpoliert, die im Bereich von glazigenen Abrasionsflächen aus dem DGM extrahiert wurden. Der magenta-farbene Pfeil zeigt den Übertiefungsbetrag an. Quelle: VAN DER BEEK & BOURBON (2008), verändert

3.4.8 Talsohle von Hängetälern

PENCK & BRÜCKNER (1909a) extrapolieren die Gefälleverhältnisse einmündender hängender Seitentäler im Bereich des Gmundener Sees im Traun-Gletschergebiet und berechnen den Übertiefungsbetrag aus der Differenz der Höhenlage dieser Bezugsfläche zur Höhenlage des Seebodens.

Bei der Verwendung der Präquartäroberfläche anstelle des Seebodens würde sich eine bessere Annäherung ergeben. Diese Methode ist an die Existenz von Hängetälern gebunden.

3.4.9 Basis von Deckenschottern

Ein Ansatz von HEUBERGER et al. (2012) zielt auf die Rekonstruktion der vorglazialen Landoberfläche mit Hilfe von stratifizierten Ablagerungen ab, die als Relikte ehemaliger Flüsse erhalten sind. Für diese Flussablagerungen sind terrassenartige Lagerungsverhältnisse typisch, wobei die Älteren in der Regel höher liegen als die Jüngeren. In Süddeutschland werden diese Terrassensedimente Deckenschotter genannt, wenn sie vor der Mindel-Vergletscherung abgelagert wurden.

Im zuvor zitierten Bericht wird eine GIS-basierte Methode zur Rekonstruktion der „Deckenschotter-Landschaft“ vorgestellt. Sie beinhaltet die Konstruktion der Basisflächen von Deckenschottern durch die Interpolation von Isohypsen. Diese Flächen können als Erosionsniveau (glazi-)fluviatil transportierter Sedimente interpretiert werden, die im Interglazial und Frühglazial oder im Glazial vor der Front des vorrückenden Gletschers des 1. Vorstoßes abgelagert wurden. Sie können als Bezugsflächen für die Übertiefungsbemessung dienen und mit der Präquartäroberfläche oder der Erosionsbasis einer Glazialphase verglichen werden (Abb. 21). Der entsprechende zeitliche Bezug zwischen den Deckenschotterablagerungen und der datierten Rinnenfüllung muss bekannt sein.

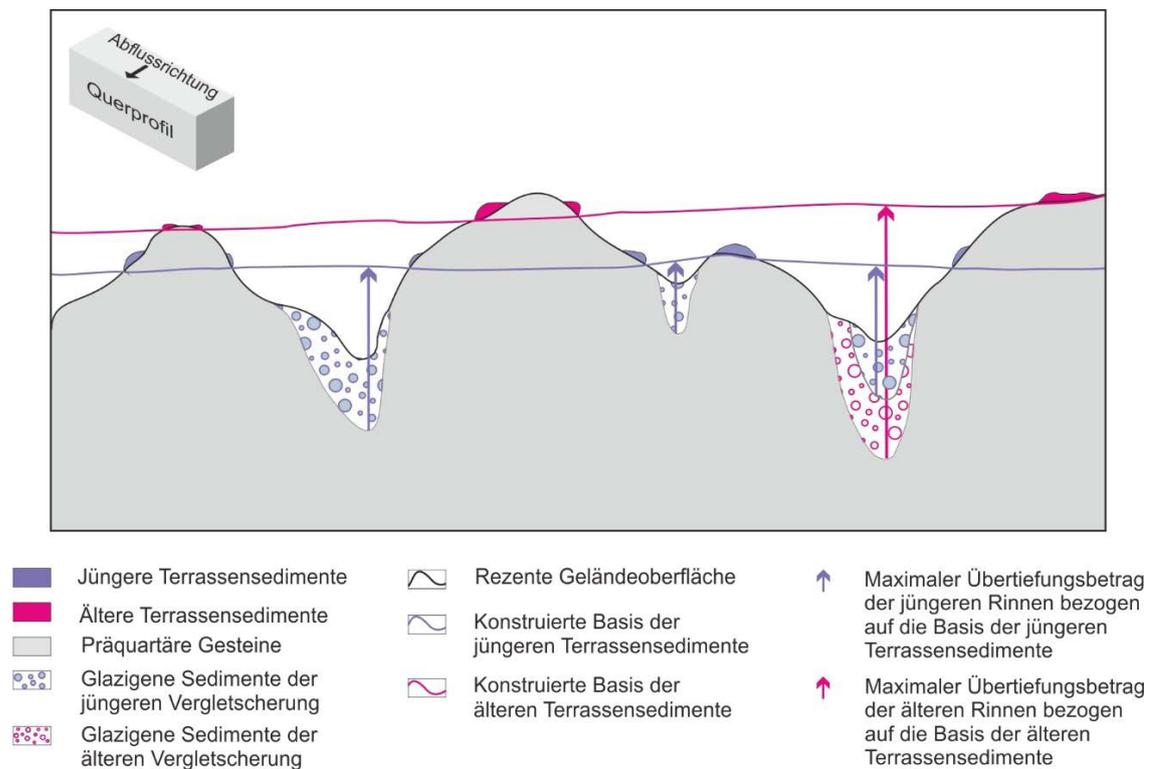


Abb. 21: Ansatz „Basis von Deckenschottern“: Querschnitt einer Landschaft mit mehreren übertieften Tälern. Die Übertiefungsbeträge werden mit Hilfe von Bezugsniveaus entsprechend der Basis verschieden alter frühglazialer Terrassensedimente ermittelt. Die Übertiefungsbeträge ergeben sich aus der Verschneidung des jeweiligeewegigen Bezugsniveaus und der Präquartäroberfläche oder der Erosionsbasis einer Glazialphase. Quelle: HEUBERGER et al. (2012), verändert

Die Flächen repräsentieren angenäherte präglaziale fluviatile Niveaus, keine präglazialen Topographien. Korreliert wird die Höhe der Basis der Terrassen. Ein Gletscher würde jedoch auf die Oberfläche der fluviatilen Ablagerungen auffahren und von diesem Niveau aus erosiv einwirken. Daher ist durch die Methode eine Unterschätzung des glazialen Anteils zu erwarten. Wurden die fluviatilen Sedimente auf einem bewegten Relief abgelagert, auf dem sie nur noch lückenhaft in unterschiedlichen Höhenlagen erhalten sind, kann es zu Fehlkorrelationen kommen (LEMPÉ 2012), insbesondere dann, wenn über Talscheiden hinweg korreliert wird.

3.4.10 Höhenlage von Deckenschottern

ELLWANGER (2015) beschreibt eine Methode zur Bestimmung des Gesamtbetrages der Übertiefung aus der Differenz einer rekonstruierten Deckenschotterrampe und der Felsoberfläche (entspricht hier der Präquartäroberfläche). Er liefert für Oberschwaben örtliche, grob gerundete Höhen von Deckenschottern über NHN in 100 m Stufen. Die Werte sind zusammen mit der Verbreitung von Deckenschottern in Abbildung 22 dargestellt. Sie lassen Rückschlüsse auf die Höhe der ehemaligen Landoberfläche zu. Eine Unterscheidung zwischen Top und Basis der Deckenschotter wird nicht vorgenommen. Die Werte können zur Konstruktion einer einfachen Bezugsfläche und zur groben Abschätzung von Übertiefungsbeträgen verwendet werden. Zusätzlich wurden aus der rezenten Verbreitung von Flusssystemen die ehemaligen Flusssysteme zeitlich differenziert rekonstruiert und extrapoliert.

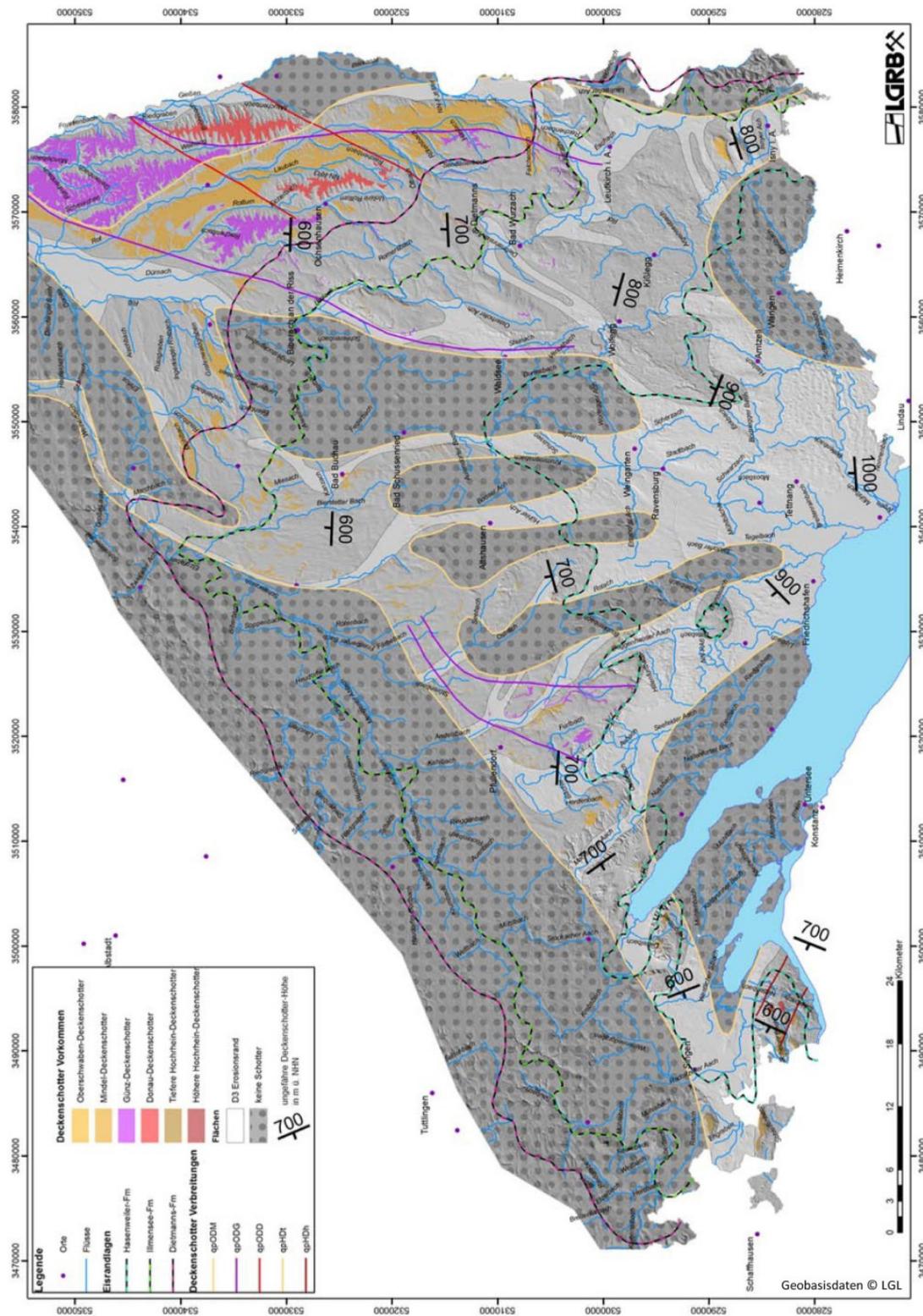


Abb. 22: Sammeldarstellung der rezenten Verbreitung aller Deckenschotter im baden-württembergischen Rheingletschergebiet. Abbildung aus dem Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, <http://www.lgrb-bw.de>; genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264

3.4.11 Bewertung

Ein Vergleich der in den vorhergehenden Kapiteln beschriebenen Methoden ist in Tabelle 1 schematisch zusammengestellt. Besonders positiv zu bewertende Merkmale der Methoden sind grün hervorgehoben, besonders negativ zu bewertende rot.

Tab. 1: Qualitativer Vergleich von Methoden zur Übertiefungsbemessung aus der Literatur.

| | Quartärmächtigkeit | Überschreitung einer Quartärmächtigkeit von 100 m | Gesteinsschwelle | Einheitlich festgelegte Bezugshöhe einer rezenten fluviatilen Erosionsbasis | Schiefe Ebene einer rezenten fluviatilen Erosionsbasis | Lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflussstäler | HE-LR-Flächen | Talsole von einmündenden Hängeltälern | Basis von Deckenschottern / präglazialen fluviatilen Bildungen | Höhe von Deckenschottern / präglazialen fluviatilen Bildungen |
|--|--------------------|---|------------------|---|--|---|---------------|---------------------------------------|--|---|
| Art der Referenzhöhe | R | R | R | R | R | R | R | A | A | A |
| Beteiligter Erosionstyp | AB FL SH | (SH) | AB SH | SH | SH | SH | SH | AB SH | AB FL SH | AB FL SH |
| Reproduzierbarkeit bezüglich Ausweisung als Übertiefung | N | J | N | J | J | J | J | J | J | J |
| Identifizierung aller Übertiefungen | N | N | N | N | N | N | N | N | J | J |
| Datentyp der Referenzhöhe | F | F | P | P | F | L F | F | P | F | F |
| Zeitaufwand der Auswertung | G | G | G | G | M | H | M | M | H | M |
| Trend der Schätzung | < (>) | << | < > | << >> | < | < | < | < | < | < |
| Mögliches Ausmaß einer Fehlschätzung | M | H | M | H | H | H | M | G | G | G |
| Anwendung im Gebirge oder im Vorland | GB VL | GB VL | GB (VL) | GB VL | GB VL | GB VL | GB | GB | (GB) VL | (GB) VL |
| Differenzierung des Ausmaßes der Tiefenerosion pro Glazial möglich | (J) | N | N | N | N | N | N | N | J | J |

Legende des Bewertungsschlüssels:

A = absolut, R = relativ
 AB = abrasiv, FL= fluviatil, SH = subglazial-hydrogenetisch
 G = gering, M = mittel, H = hoch
 J = ja, N = nein
 > = Überschätzung, < = Unterschätzung
 P = Punkt, L = Linie, F = Fläche
 GB = Gebirge, VL = Vorland
 () selten eintretende Fälle / nur anteilig beteiligt / eingeschränkt möglich

Für alle Ansätze ist gegebenenfalls eine Vertiefung der Erosionsbasis durch postglaziale fluviatile Erosionsprozesse zu berücksichtigen. In diesem Fall würde die glazigene Erosion überschätzt. Alle Methoden können GIS-gestützt angewendet werden.

Die Ansätze „Basis von Deckenschottern“ (Kap. 3.4.9) und „Höhenlage von Deckenschottern“ (Kap. 3.4.10) sind auf die Ermittlung des absoluten Übertiefungsbetrags ausgerichtet. Der Bezug auf das vorglaziale Niveau mit einem Einfallen der Bezugsfläche entsprechend der vorglazialen fluviatilen Abflussrichtung bietet die Möglichkeit einer realistischen Übertiefungsbestimmung. Die beiden Methoden werden daher für die Anwendung im Bearbeitungsgebiet gegenüber allen anderen Methoden favorisiert. Es ist ein geringer Fehler zu erwarten, wenn Terrassensedimente im nahen Umfeld der glazigenen Struktur existieren. Es ist jedoch zu bedenken, dass der Betrag der Tiefenerosion über einen Zeitraum von mehreren Vergletscherungen einer Bilanz aus glazialer (flächiger Abrasion und lokaler subglazialer Erosion) und fluviatiler Erosion sowie Akkumulation entspricht.

Der Ansatz „Höhenlage von Deckenschottern“ verwendet die Oberfläche der Deckenschotter. Es ist anzunehmen, dass der Gletscher auf diese Oberfläche aufgefahren ist. Die Deckenschotter sind jedoch örtlich in Abhängigkeit ihres Alters tiefgründig verwittert und bilden daher nicht mehr exakt die ehemalige Talhöhe ab. SCHOLZ (2016) nennt Mächtigkeiten der Verwitterungsdecken von 5 - 7 m für die Günz-Kaltzeit und 3 - 5 m für die Mindel-Kaltzeit. Die Mächtigkeit des Residualmaterials müsste in die Mächtigkeit der unverwitterten Ablagerungen umgerechnet werden. Unbekannt bleibt der mechanische Abtrag, der umso höher sein dürfte, je älter die Terrassen sind. Es ist daher je nach Alter der Terrasse von einer unterschiedlichen Unterschätzung der Übertiefungsbeträge auszugehen.

Nachteil des Ansatzes „Basis von Deckenschottern“ ist eine aufwendigere Datenaufbereitung, da die Basis aus Bohrprofilen oder aus einer an der Geländeoberfläche ausstreichenden unteren Schichtbegrenzung der geologischen Karte in Verbindung mit einem Geländemodell abgeleitet werden muss. Eine Deckfläche der Deckenschotter kann hingegen aus entsprechend stratifizierten geologischen Flächen eines vektorisierten Datensatzes und einem Geländemodell mit einer GIS-Software mit geringerem Zeitaufwand erstellt werden. Als zeitintensiv ist die Analyse und Datierung der Füllungen der Erosionsstrukturen und die Erstellung der Basisflächen der Beckensedimente der einzelnen Glazialphasen einzuschätzen. Die Durchführbarkeit für einzelne Glazialphasen kann daher erst nach einer Analyse der verfügbaren Daten bewertet werden. Wird die Basis der Deckenschotter als Bemessung verwendet, ergibt sich ein Betrag, der um den Anteil der präglazialen Erosion durch die „Deckenschotter-Flüsse“ vermindert ist. Es ist daher vor der Auswahl der Methode zu überlegen, welche Art von Information benötigt wird und wie das Berechnungsergebnis weiter genutzt wird.

Der Ansatz „Tiefstes fluviatiles Erosionsniveau entlang Talverlauf – Lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflusstäler“ (Kap. 3.4.6) ist gekennzeichnet durch eine umfangreiche Datenbearbeitung. Ein Problem bei dem Ansatz stellt die Identifizierung von rein fluviatilen Talstrukturen dar, um die tiefste lokale Erosionsbasis der Paläotäler zu konstruieren. Ermittelt wird ein Gesamtübertiefungsbetrag aller vergangenen Kaltzeiten als Überschreitung der lokalen tiefsten fluviatilen Erosionsbasis. In der Regel liegen ältere Erosionsniveaus höher, zum Beispiel als Deckenschotter außerhalb der rezenten Talung, und liefern im Vergleich einen höheren glazigenen Übertiefungsbetrag, dementsprechend aber niedrigeren fluviatilen Erosionsbetrag. Zudem sind bei mehreren Glazialphasen Rückkopplungsprozesse zwischen der glazialen Tieferlegung der Landschaft, zum Beispiel durch eine Beckengenese im Vorland, und der Entwicklung der Flüsse zu berücksichtigen. Das tiefste fluviatile Erosionsniveau wäre unter diesem Aspekt anteilig auch ein Produkt glazialer Tieferlegung. Durch die glaziale Landschaftsveränderung kann es auch zu Änderungen im Abflussnetz kommen.

Eine Sonderstellung nimmt der Ansatz „HE-LR-Höhen“ (Kap. 3.4.7) ein. Er bezieht sich als einziger Ansatz auf die Abrasionsfläche des Gletschers. Die Anwendbarkeit des Ansatzes in Gebieten ohne deutliches Relief oder mit nahezu verfüllten tiefen Strukturen ist fraglich. Zudem ist zu prüfen, ob fluviatile Erosion das Tal postglazial vertieft hat.

Ansätze, die ein einheitliches Bezugsniveau liefern wie „Gesteinsschwelle“ und „Einheitliche festgelegte Bezugshöhe“ sind zwar einfach in ihrer Anwendung, aber zu pauschal und weisen daher hohe Fehlerwahrscheinlichkeiten auf. Bessere Ergebnisse liefern die Ansätze mit geneigten Bezugsflächen. Es ist dabei auf die Repräsentativität der Flächen für die betrachteten Gebiete zu achten. Die beste Anpassung des fluviatilen Erosionsniveaus erhält man bei entsprechender Datendichte und Datenverteilung mit einer Bezugsfläche, die zwischen den (Paläo)-Talachsen interpoliert wird, wie im Ansatz „Lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflusstäler“ (Kap. 3.4.6) da hier die Abflussrichtung und damit auch das Streichen der Übertiefungen berücksichtigt wird. Eine Aufteilung in Teilgebiete ist nicht erforderlich, da auch verschiedene Abflusssysteme zusammen verrechnet werden können.

Die Verwendung der Quartärmächtigkeit allein oder in Verbindung mit einem Schwellenwert kann für einen schnellen groben Vergleich von übertieften Strukturen miteinander herangezogen werden. Je häufiger die Landschaft jedoch durch wiederholte Akkumulations- und Abtragungsprozesse überprägt wurde, desto ungenauer sind die Ergebnisse der Methode einzuschätzen. In Gebieten mit steilerem Relief und höherer Abtragung ist eine Unterschätzung, in denen mit gemäßigttem Relief und höherer Akkumulation eine Überschätzung anzunehmen.

3.5 Morphologie von übertieften Strukturen

Die Morphologie von tiefen glazigenen Strukturen kann durch ein Höhenmodell der Präquartäroberfläche (entspricht in Süddeutschland der Felsoberfläche), durch deren Tiefenlinien und in Längs- oder Querprofilen dargestellt werden. Die Quartärbasis zeigt nur Strukturen, die mit quartären Sedimenten verfüllt oder teilverfüllt sind.

Nach JANSZEN (2012) und HAEBERLI et al. (2016a) ist die Morphologie von glazigenen Erosionsstrukturen sehr variabel. In verfestigtem und erosionsresistenterem Material ist die Ausbildung von engeren und steileren, in weicherem Material von breiteren Erosionsstrukturen zu beobachten (BROOK et al. 2004, JANSZEN 2012). Dies wird auch für die süddeutschen übertieften Strukturen beschrieben (FRANK 1979, SEILER 1979). AUGUSTINUS (1992) verwendete den in der Geomorphologie bekannten Parameter „rock mass strength“, der aus acht Festigkeitseigenschaften abgeleitet wird, um in Neuseeland seine Hypothese der Abhängigkeit der glazigenen Beckenformen von der Felsfestigkeit zu testen. Nach seinen Untersuchungen scheinen bei höherer Felsfestigkeit eine größere Anzahl und auch engere und steilere Becken zu entstehen.

Laut PREUSSER et al. (2010) besitzen Becken häufig einen asymmetrischen Querschnitt. Durch eine mehrphasige Genese können ältere Erosionsformen überprägt werden. ELLWANGER et al. (2015) skizzieren das Beispiel des Wurzacher Beckens, dessen Entwicklung vermutlich von einer steilen glazigenen Eintiefung während des Hoßkirch-Glazials, einem anschließenden Abrutschen der Beckenschultern und einer erneuten Eintiefung des so verbreiterten Beckens während der Riß-Kaltzeit geprägt war.

Hochaufgelöste Datensätze der subglazialen Topographie rezenter Gletscher bieten die Möglichkeit glazigene Erosionsstrukturen geometrisch zu analysieren. Zur Beschreibung der so identifizierten undulierenden Längsprofile führen PATTON et al. (2015) metrische Kenngrößen und die Begriffe „Parent“- und „Child“-Becken ein. Die Kenngrößen sind in Abbildung 23 dargestellt. Mit ihrer Hilfe können Profile verglichen werden.

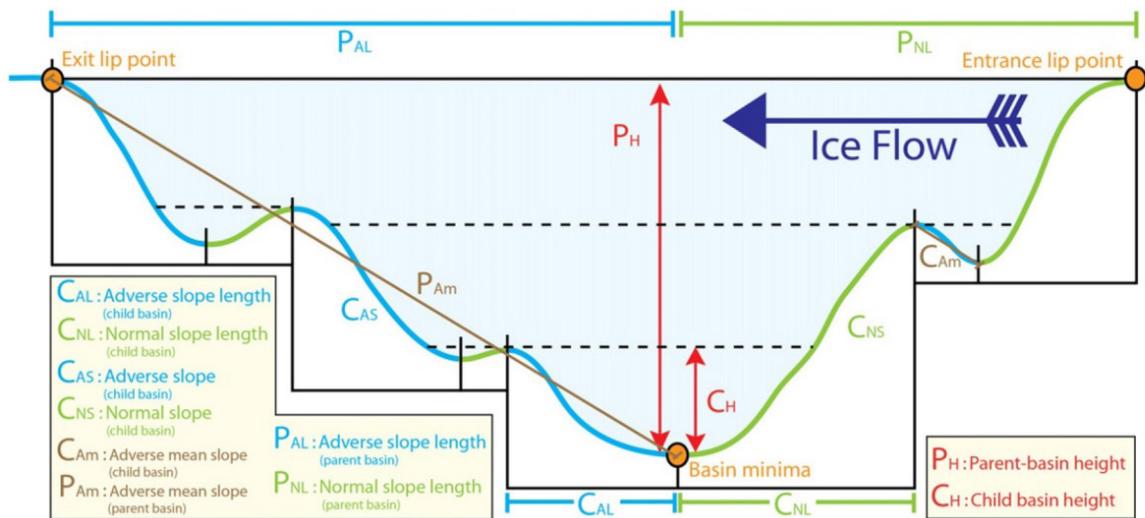


Abb. 23: Längsprofil eines subglazialen „Parent“-Beckens mit weiteren eingeschachtelten „Child“-Becken. Es werden verschiedene Kennzahlen zur Beschreibung der Geometrie der „parent“-Becken und zugehörigen „child“-Becken definiert. Quelle: PATTON et al. (2015)

3.6 Orientierung von übertiefen Strukturen

Glazigene Erosionsstrukturen folgen tendenziell der Richtung der Eisbewegung und im Bereich der Eisrandlagen der Flucht von Loben. In alpinen Gebieten fließt das Eis unter der Wirkung der Schwerkraft in tiefere Regionen. Seine Bewegungsrichtung wird durch die Talverläufe (SEILER 1979) und Auslässe des Gebirges (HAEBERLI & MAISCH 2007) sowie durch vorhandene, ausreichend große Vertiefungen (COOK & SWIFT 2012) gesteuert.

Es werden Stamm- und Zweigbecken unterschieden. Die Stammbecken liefern in der Regel die Orientierung der größten Übertiefung (DRASER et al. 2015). Die Zweigbecken sind strahlig um Stammbecken angeordnet und können dementsprechend ein Spektrum von Richtungen aufweisen.

Die Ermittlung der Orientierung von Erosionsstrukturen auf der Basis von Punkt- und Liniendaten birgt Ungewissheiten. LONERGAN et al. (2006) warnen vor Richtungsangaben wenn keine 3D-Seismik verfügbar ist.

3.7 Mehrphasigkeit der glazialen Tiefenerosion

Ist ein Becken durch nachfolgende Erosionsereignisse vollständig ausgeräumt, kann nicht mehr auf eine Mehrfachnutzung geschlossen werden. Bei verfüllten Strukturen sind detaillierte sedimentologische Beschreibungen der Füllung erforderlich. Nach BUECHI et al. (2016) gibt es in den Alpen nur wenige solcher Beschreibungen.

ELLWANGER et al. (2003) identifizierten im oberschwäbischen Rheingletschergebiet neben- und ineinander geschachtelte Becken. Die Schachtelung weist auf eine Mehrphasigkeit der Beckenbildung hin. Um das Schussen-Becken ist eine Wiederbenutzung von hoßkirchzeitlichen Becken in der Riß-Kaltzeit und weiter westlich eine Wiederbenutzung von rißzeitlichen Becken in der Würm-Kaltzeit festzustellen (ELLWANGER et al. 2015). Es werden verschiedene Erosionsmuster beobachtet: Verbreiterung, Breitenübereinstimmung und Verkleinerung der Hohlformen. Die Beckenfüllungen können vollständige oder unvollständige Sedimentsukzessionen aufweisen. Bei unvollständigen Sukzessionen ist die Füllung durch jüngere Erosionsprozesse teilweise ausgeräumt. Dies ist insbesondere im westlichen Teil des Rheingletschergebietes der Fall.

Geophysikalische Erkundungen in Alpentälern zeigen, dass verdichtete Lockersedimente unter nicht verdichteten lagern (BRÜCKL et al. 2010). Daraus wird abgeleitet, dass die verdichteten Sedimente eisbelastet und somit vor der Würm-Kaltzeit zur Ablagerung gekommen sind (FISCHER 2002). FRANK (1979) weist auf Ungewissheiten bei der Interpretation der Seismik hin, wenn vergleichbare nicht belastungsbedingte Materialeigenschaften vorhanden sind.

Pollenanalytische Untersuchungen an interglazialen Sedimenten von GRÜGER & SCHREINER (1993) belegen die glaziale Ausräumung des Wurzacher Beckens in der Riß- und in der Würm-Kaltzeit. Als interglaziale Bildungen sind in Bayern Schieferkohlen bekannt (SEILER 1979, JERZ 1996), die eine chronostratigraphische Einordnung der Rinnenfüllungen ermöglichen und eine Wiederbenutzung der Erosionsstrukturen anzeigen können. Auch Paläoböden innerhalb von übertieften Tälern sind ein Indiz für eine Wiederbenutzung (NAGRA 2008).

JØRGENSEN & SANDERSEN (2008) untersuchten „buried valleys“ in Dänemark und fanden Täler verschiedener Generationen, die sich kreuzen oder in gleicher Richtung ineinander geschachtelt sind (s. Kap. 3.3.3). Mindestens 6 Generationen sich schneidender „buried valleys“ fanden (KORUS et al. 2017) in Nebraska mit Hilfe einer AEM-Erkundung.

Bezug nehmend auf tiefe Felsrinnen im nördlichen Schweizer Mittelland stellte FISCHER (2015) heraus, dass es keinen Konsens gibt zu der Frage, ob diese während einer einzigen Vergletscherung ausgeschürft werden können oder ob für die Entstehung einer erheblichen Eintiefung mehrere aufeinander folgende glaziale Zyklen erforderlich sind.

4 Projektbearbeitungsgebiet im süddeutschen Alpenvorland

Für die Bemessung des Bearbeitungsgebietes zur Ermittlung des aktuellen Kenntnisstandes bzgl. der glazialen Tiefenerosion in Süddeutschland ist die Kenntnis der Verbreitung des ehemals eisbedeckten Gebietes in Süddeutschland, somit die maximale nordalpine Eisrandlage, maßgebend. Diese wurde aus den jeweils maximalen Eisrandlagenabschnitten verschiedener Vergletscherungen zusammengesetzt.

In die Rekonstruktion von Eisrandlagen gehen Befunde zur Lage, zum Alter und zur Ausprägung von Endmoränen, Grundmoränen, Toteiskesseln und Seen, Sanderkanten vor Grundmoränengebieten und Terrassenbildungen ein. Zudem werden Überströmungen der Endmoränen durch das Eis („Overtopping“) berücksichtigt.

STOKES & CLARK (2001) unterscheiden die terrestrische und die marine Gletscherumgebung. Süddeutschland stellt ein terrestrisches Gletschersystem dar, für das zwei Szenarien am Gletscherrand bedeutsam sind, die stark schematisiert in Abbildung 24 dargestellt sind.

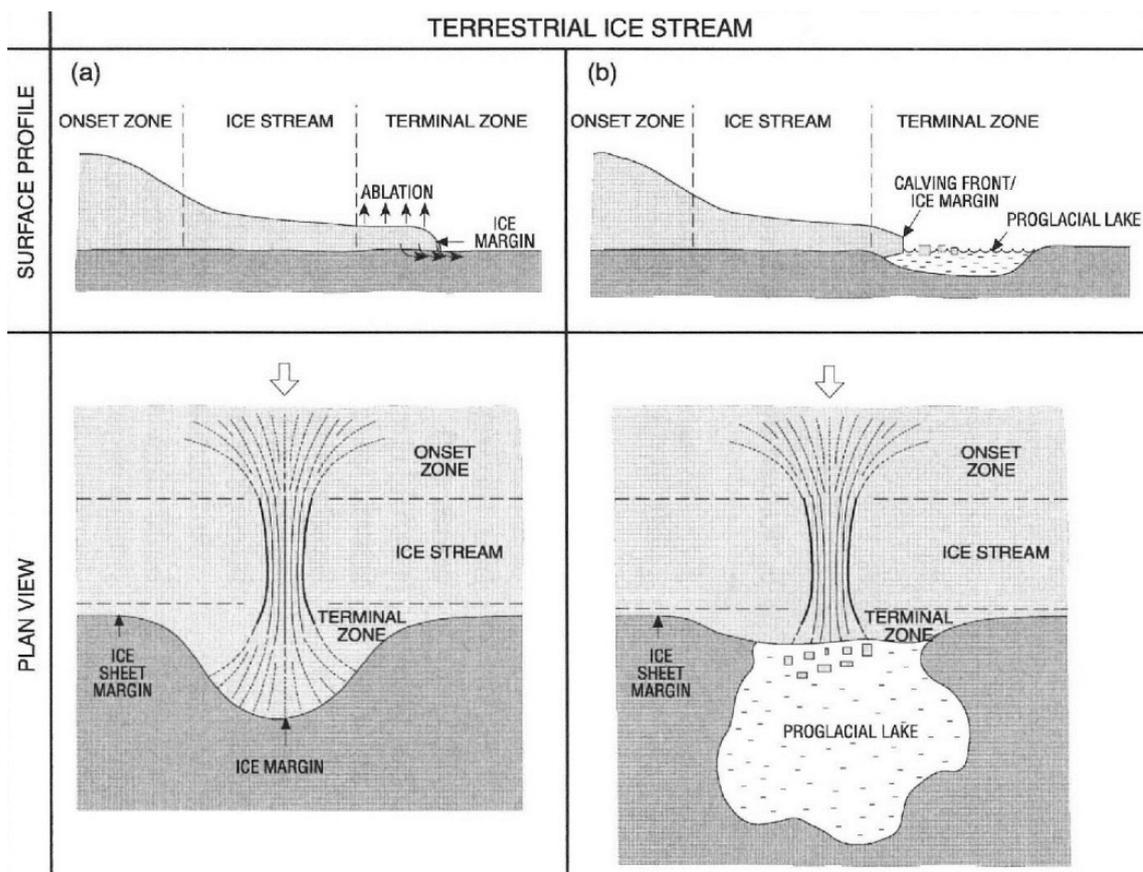


Abb. 24: Vergleich unterschiedlich ausgeprägter Eisränder terrestrischer Eisströme im Längsprofil und in der Aufsicht. (a) Das Eis gleitet über festen Untergrund und endet lobenförmig. (b) Das Eis mündet in einen proglazialen See und kalbt dort. Der Eisstrom endet +/- gleichförmig am Rand des proglazialen Sees. Quelle: STOKES & CLARK (2001), verändert

Ein Szenario beschreibt einen Gletscher, der sich auf festem Untergrund bewegt. Er bildet einen lobenförmigen Eisrand aus. In dem zweiten Szenario trifft der Gletscher auf ein Gewässer und beginnt abzuschmelzen. Die Lage des Eisrandes wird in diesem Fall durch die Position und Ausprägung des Gewässers bestimmt. CUTLER et al. (2001) erklärten mit ihrem Gletscher-Modell Unterschiede in der Lage des Eisrandes durch unterschiedliche Seetiefen.

In Beckensedimenten des Illergletscher-Gebietes gefundene „dropstones“ werden mit dem Zerfall der Gletscherfront im Bereich proglazialer Seen in Verbindung gebracht (LINK 2004) und belegen, dass dieser Einflussfaktor im Bearbeitungsgebiet wirksam war.

4.1 *Regionen mit früheren Vergletscherungen*

4.1.1 Alpen und Alpenvorland

Süddeutschland war im Pleistozän zeitweise von weit in das Alpenvorland reichenden Gebirgsvergletscherungen betroffen. Nach THACKRAY et al. (2008) wurden diese auch durch regionale, nicht nur durch globale, klimatische Prozesse beeinflusst (s. auch SCHAEFER (1951) und SHRESTRA (2011)).

Gebirgsvergletscherungen sind im Gebirge selbst durch Kargletscher, Talgletscher und Eisstromnetze geprägt. Eisstromnetze bilden sich, wenn Talgletscher so weit anwachsen, dass sie ineinanderfließen. Treten Gebirgsgletscher am Gebirgsrand in das flachere Vorland aus, dann werden sie als Vorlandgletscher (Piedmontgletscher) bezeichnet und bilden flache sowie breite Gletscherzungen, die einen loben- oder fächerförmigen Grundriss aufweisen (Abb. 25). Glaziale Erosion läuft unterhalb aller Gletschertypen ab.

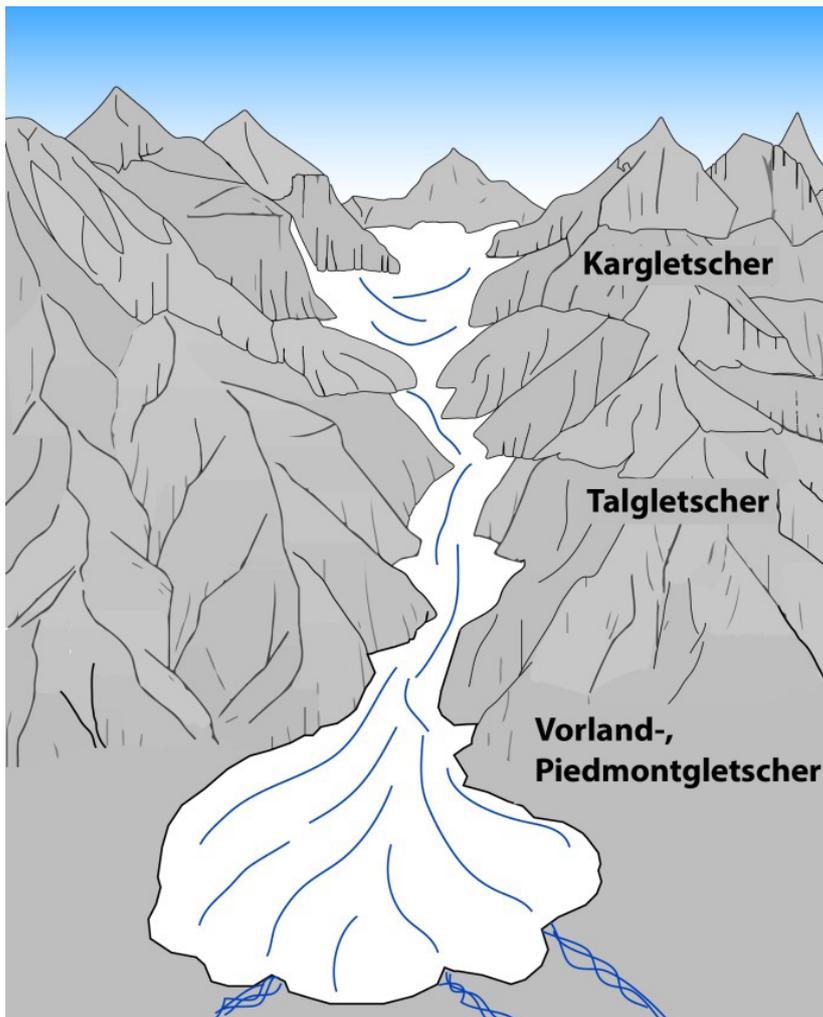


Abb. 25: Gletschertypen der Gebirgsvergletscherung.

Der Beginn der großen pleistozänen Vergletscherungen, die mit hohen Sedimentaussträgen verbunden waren, wird zeitlich in die mittelpleistozäne Übergangszone gestellt (PREUSSER et al. 2010). Es wird angenommen, dass diese Gletscher aus den Alpentälern bis weit in das Vorland reichten. In den Alpen und dem Alpenvorland werden die folgenden Vergletscherungen chronostratigraphisch differenziert (vgl. Tab. 3): Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Vergletscherung im bayerischen Teil (DOPPLER et al. 2011) und Hoßkirch-, Riß- und Würm-Vergletscherung im baden-württembergischen Teil des Bearbeitungsgebietes (ELLWANGER et al. 2011). Die ursprüngliche Viergliederung Günz-Mindel-Riß-Würm wurde nach PENCK & BRÜCKNER (1909a) terrassenstratigraphisch hergeleitet. Durch spätere Untersuchungen ergaben sich folgende Sachverhalte, die nachträglich in das System integriert wurden.

Örtlich werden die mindelzeitlichen Schotter von Ablagerungen der Haslach-Kaltzeit unterlagert. Eine Abtrennung von Mindel- und Haslach-Kaltzeit war schwierig und resultierte in einer Zusammenfassung als Haslach-Mindel-Komplex. Die Erkundung von sub- und proglazialen Sedimenten im Hoßkirch-Becken in Oberschwaben führte in Baden-Württemberg zur Einführung des klimatostratigraphischen Begriffs der Hoßkirch-Kaltzeit. Die Hoßkirch-Kaltzeit wurde stratigraphisch zwischen der Mindel-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit eingestuft.

Veröffentlicht sind für Süddeutschland Eisrandlagen bis zurück zur Günz-Kaltzeit, wobei mindel- und günzzeitliche Eisrandlagen nur vereinzelt und räumlich sehr begrenzt kartiert sind (vgl. Abb. 26). In Baden-Württemberg reichte die Hoßkirch-Vergletscherung am weitesten in das Vorland. Der Vorschub des Rheingletschers konnte bis etwa 80 km in das Alpenvorland hinein nachgewiesen werden (MÜLLER 2001). In Bayern entspricht vorwiegend die rißzeitliche Eisrandlage dem Maximalstand, wobei aber Relikte der Günz- und der Mindel-Kaltzeit örtlich weiter im Norden angetroffen werden. Nach JERZ (1996) reichen die älteren Eisrandlagen vom Alpenrand bis zu 70 km nach Norden.

Zu den älteren Kaltzeiten Donau und Biber wurden Schotterablagerungen gefunden, aber keine entsprechenden Moränensedimente (LITT et al. 2005). Es gibt zwar Hinweise für ein Vordringen von Gletschern in das Vorland, zum Beispiel große Komponenten in den „Ältesten Deckenschottern“, ein eindeutiger Nachweis fehlt aber noch (DOPPLER et al. 2011). Nach der Identifizierung von Sedimenten mehrerer Eisvorstöße in den älteren Kaltzeiten wurden diese zu Komplexen zusammengefasst (Biber-Komplex, Donau-Komplex).

4.1.2 Schwarzwald

Die Vereisungen des Schwarzwaldes gehören zu den Mittelgebirgsvergletscherungen vom Typ Plateauvergletscherung. Nach ROTHER (1995) reichen die von den Gletschern hinterlassenen Endmoränen im Südschwarzwald am tiefsten und sind bis in eine Höhenlage von etwa 500 m ü. NN zu finden. Die Talgletscher konnten bis zu 35 km lang werden (GEYER et al. 2011). Eine umfangreiche, zusammenfassende Darstellung des Kenntnisstandes zu Vergletscherungen und weiterer glazialer Fragestellungen im Bereich des Schwarzwaldes, insbesondere des Südschwarzwaldes, geben LESER (1987), LESER & METZ (1988) und METZ (1992).

Schlussfolgerungen aus ihrer Diskussion von veröffentlichten Thesen und Geländebefunden zum Südschwarzwald sind:

- Es kann von einer Vereisung des Südschwarzwaldes in der Würm- und in der Riß-Kaltzeit ausgegangen werden. Ältere Vergletscherungen wurden nicht eindeutig

nachgewiesen. Nach GEYER et al. (2011), die sich auf eine mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Ellwanger berufen, sind die als rißzeitlich eingestuftten Sedimente wahrscheinlich teilweise dem Hoßkirch-Glazial zuzuordnen.

- Eine rißzeitliche Vergletscherung ist für das Wehratal und seine Ränder belegt. Ein Kontakt zwischen dem Schwarzwaldgletscher und dem Alpengletscher zum Maximalstand des Rhein-Gletschers wird im Gegensatz zu ROTHER (1995), SCHREINER (1995) sowie WENDEBOURG & RAMSHORN (1987) angenommen. Die Verbreitung des rißzeitlichen Gletschers ist nach derzeitigem Forschungsstand noch nicht abschließend geklärt.
- Die würmzeitliche Vergletscherung und deren Ausdehnung sind durch End- und Ufermoränen mit entsprechendem Alter sowie Gletscherschliffen gut belegt. Es wird von einer „Kappenvereisung mit Talgletschern“ ausgegangen. LESER & METZ (1988) skizzieren eine etwa 1.000 km² große flächenhafte Maximalvereisung mit Vereisungszentren im Bereich des Feldberges, des Herzogenhorns, des Belchens und des Schauinslands. Im Südosten existierten bis zu 25 km lange und mehrere 100 m mächtige Talgletscher wie der Albtal- und der Wiesetalgletscher. In fast allen Tälern können Hinweise auf Phasen des Abschmelzens und des erneuten Vorstoßens gefunden werden.

Für den Mittleren Schwarzwald werden von PAUL & SCHINKE (1997) für die Würm-Kaltzeit periglaziale Bedingungen angenommen. Sie verweisen jedoch auf geomorphologische Spuren präwürmzeitlicher Vereisungen. Im Mittleren Schwarzwald sind Vorlandgletscher nicht belegt. Aufgrund der nicht ausreichenden Kapazität des Nährgebietes fehlen die Voraussetzungen für deren Ausbildung. GEYER et al. (2011) halten es für möglich, dass der Zentralschwarzwald noch nicht so weit gehoben war, um dauerhaft über der Schneegrenze zu liegen.

Auch für den Nordschwarzwald wird eine Vereisung angenommen. Dies bestätigen Untersuchungen von ZIENERT & FEZER (1967) an Karen und würmzeitlichen Moränen. Nach ROTHER (1995) lag der Nordschwarzwald in der letzten Kaltzeit über der klimatischen Schneegrenze. Dieser Sachverhalt erfüllt eine Vorbedingung für eine Vergletscherung. SEEGER et al. (1989) gehen nach eigenen Kartierarbeiten von einer nur auf die Umgebung der Kare beschränkte Eisbedeckung des Nordschwarzwalde aus. Schlecht sortierte Deckschichten, die von anderen Wissenschaftlern als Moränenmaterial angesprochen wurden, interpretieren sie als periglazialen Solifluktionsschutt. Für den Nordschwarzwald sind keine Vorlandgletscher nachgewiesen.

4.1.3 Bayerischer Wald

Die Vereisung des Bayerischen Waldes gehört zu den Mittelgebirgsvergletscherungen vom Typ Kar- und Talvergletscherung. Die höchste Erhebung ist der Große Arber mit 1.456 m ü. NN. ERGENZINGER (1967) listet Talmoränen bis in eine Tiefe von 670 m ü. NN auf. Nach ROTHER (1995) werden die tiefsten Endmoränen bis 720 m ü. NN beobachtet. Die Moränen sind Ablagerungen von sechs würmzeitlichen Eisvorstößen. Die längsten dieser Gletscher waren etwa 7 km lang (ERGENZINGER 1967). Die würmzeitliche Eisrandlage des Bayerischen Waldes ist in Abbildung 26 dargestellt (LIEDTKE et al. 2003). Für die Existenz älterer Vereisungen gibt es nur Hinweise. ERGENZINGER (1967) nennt hier rißzeitliche Vereisungsspuren auf höher gelegenen Terrassen.

4.2 Ableitung des Bearbeitungsgebietes

Um die maximale Ausbreitung des ehemals vergletscherten Gebietes zu bemessen und das Bearbeitungsgebiet daraus abzuleiten, wurden Eisrandlagen der pleistozänen Kaltzeiten aus Publikationen recherchiert. In 8 Publikationen sind für Süddeutschland Eisrandlagen bis zurück zur Günz-Kaltzeit z. B. in Karten belegt. Tabelle 2 zeigt einen Überblick über die Darstellungen der verschiedenen Vergletscherungen in den Veröffentlichungen.

Tab. 2: Ergebnis der Recherche von Eisrandlagen in Süddeutschland und angrenzenden Alpenländern.

| Publikation | Region | Eisrandlagen der einzelnen Kaltzeiten und des gesamten Pleistozäns nach chronostratigraphischer Gliederung | | | | | |
|-----------------------------|----------------|--|----------------|----------|-----|------|--------------------|
| | | Günz | Haslach-Mindel | Hoßkirch | Riß | Würm | Pleistozän maximal |
| ANSELMETTI et al. (2010) | CH | | | | | x | |
| DOPPLER et al. (2011) | BW, BY | x | x | | x | x | |
| ELLWANGER et al. (2011) | BW | | | x | x | x | x |
| KELLER, O. (2009) | BW | (x) | (x) | | | | |
| KELLER & KRAYSS (2010) | CH | | | | | x | x |
| LIEDTKE (2002) | BW, BY, BAYW | x | x | | x | x | |
| PREUSSER et al. (2010) | CH, BW, BY, AU | | | | | x | x |
| ROTHER (1995) | SW | | | | | (x) | |
| SCHREINER & SAWATZKI (2000) | SW | | | | x | x | |
| RAHM in: ROTHER (1995) | SW | | | | | x | |

BW = Baden-Württemberg, BY = Bayern, SW = Schwarzwald,
 BAYW= Bayerischer Wald, CH = Schweiz, AU = Österreich

Die in der Tabelle mit „x“ markierten Eisrandlagen wurden im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung GIS-technisch nachdigitalisiert, die in Klammern gesetzten nicht. Die hellgrau gekennzeichneten Veröffentlichungen stellen ausschließlich Eisrandlagen der Schweiz außerhalb des Bearbeitungsgebietes dar. Für die Digitalisierung wurden die Abbildungen aus den Publikationen mit Hilfe der TK200 georeferenziert und in ein ArcGIS Projekt implementiert. Die Lagegenauigkeit der digitalisierten Eisrandlagen aus unterschiedlichen Quellen variiert je nach Maßstab, Erstellungsweise und Informationsgehalt der publizierten Abbildungen. Ursachen für diese Abweichungen der Geometrien sind unterschiedliche fachliche Auffassungen, ein sich verändernder Kenntnisstand und technische Rahmenbedingungen bei der Bildbearbeitung (zum Beispiel Verzerrungen beim Scannen). Ergänzend wurde durch das LfU Bayern eine GIS-Datei mit den Eisrandlagen der Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeit zur Verfügung gestellt.

Für die Ableitung des Bearbeitungsgebietes wurde folgende Auswahl getroffen:

- Südschwarzwald: Karte nach SCHREINER & SAWATZKI (2000),
- Bayerischer Wald: Karte nach LIEDTKE (2002),
- Alpen und Alpenvorland: Karte nach ELLWANGER et al. (2011), GIS-basierte Datei der Eisrandlagen des Bayerischen LfU und die südliche Landesgrenze von Baden-Württemberg und Bayern.

Im Hinblick auf die Genauigkeit der recherchierten Daten wurde eine Zone von 2 Kilometern um die maximale nordalpine Eisrandlage gelegt und anschließend die nördliche Begrenzung dieser Pufferzone mit der südlichen Landesgrenze verbunden.

Dieser abgeleitete Umriss stellt einen temporären Bearbeitungstand dar, da in den Eisrandlagen des LfU Bayern auf dem TK25 Blatt 7837 (Markt Schwaben) der Erdinger Altmoränenlobus fehlt (mündl. Mitteilung Herr Kroemer, LfU Bayern) und die baden-württembergischen Innenwall-Eisrandlagen während der Projektlaufzeit weiter aktualisiert wurden. Nach Kenntnisstand am Ende der Projektlaufzeit reichen diese bei Engen weiter nach Westen sowie bei Isny und Leutkirch weiter nach Osten, wobei sich die letztgenannte Änderung nicht auf den Umriss des Bearbeitungsgebietes auswirkt, da der bayerische Teil des Bearbeitungsgebietes hier anschließt.

Da für die süddeutschen Mittelgebirgsvergletscherungen von keiner bedeutenden glazialen Tiefenerosion ausgegangen wird (s. Kap. 4.1.2 und 4.1.3), wurden für den Schwarzwald und den Bayerischen Wald keine Daten erhoben. Die Bereiche sind daher auch nicht als Bearbeitungsgebiete mit Pufferzonen ausgewiesen. Abbildung 26 zeigt die Eisrandlagen der süddeutschen Mittelgebirgs- und alpinen Vergletscherungen und das nur aus den maximalen nordalpinen Eisrandlagen abgeleitete Bearbeitungsgebiet.

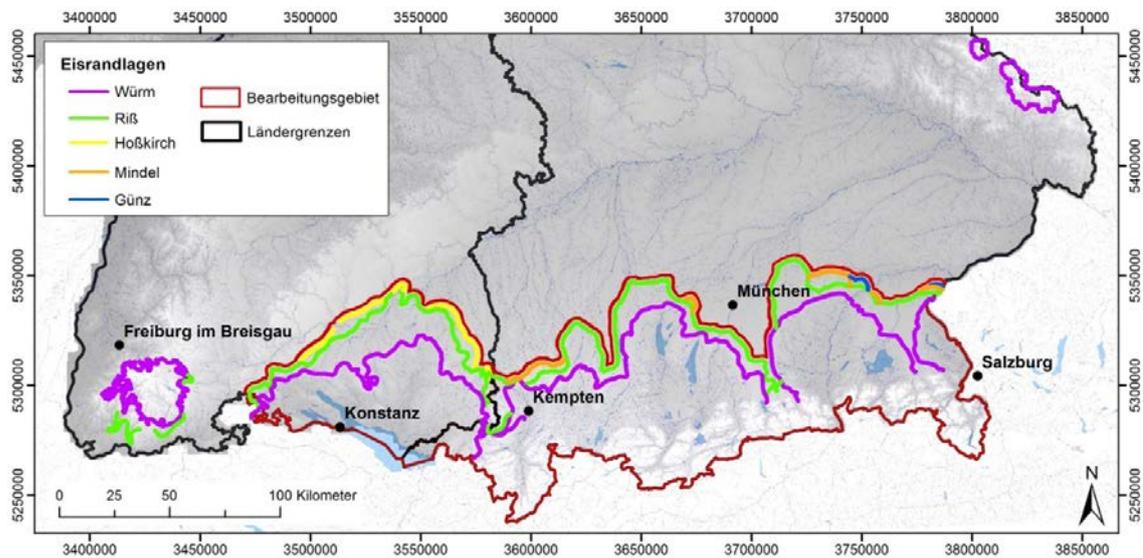


Abb. 26: Ausgewählte Eisrandlagen der Hauptvergletscherungen nach unterschiedlichen Autoren. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)

4.3 Geologie des Bearbeitungsgebietes

4.3.1 Alpen und Alpenvorland

Nachfolgend werden die geologischen Verhältnisse im Bearbeitungsgebiet erläutert. Zur Bearbeitung der Fragestellung sind vor allem die quartärgeologischen Untergrundverhältnisse, die Verbreitung des ausstreichenden Präquartärs sowie die unmittelbar im Liegenden des Quartärs anschließenden Gesteinsformationen zu berücksichtigen. Ergänzend sind tektonische Informationen heranzuziehen, da Bewegungen der Erdkruste die Landschaftsentwicklung und die rand- und subglaziale Morphologie beeinflussen.

Die geologischen Haupteinheiten und deren Lagebeziehungen sind in Abbildung 27 schematisch für den bayerischen Teil des Bearbeitungsgebietes dargestellt. Sie sind im Überblicksmaßstab repräsentativ für das Bearbeitungsgebiet der alpinen Vergletscherungen.

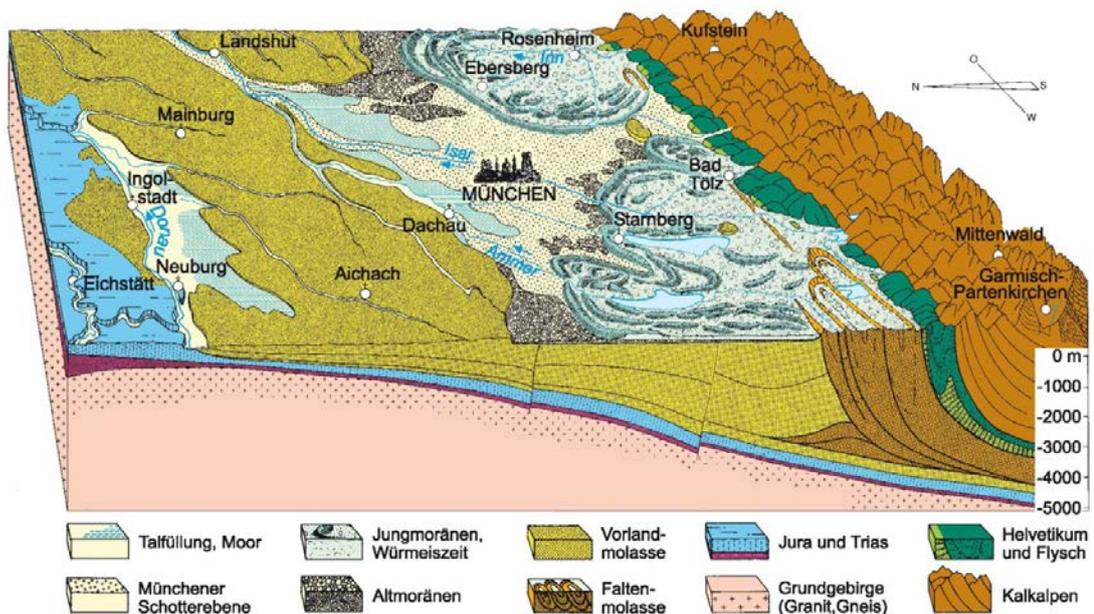


Abb. 27: Struktureller Aufbau des Bearbeitungsgebietes in Bayern (verändert nach WELLNHOFER (1983)).
 Quelle: GLASER et al. (2008). Die Abbildung wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU).

4.3.1.1 Quartär

Das Alpenvorland ist stark eiszeitlich geprägt. Glazigene, fluviatile, glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen verschiedener Kalt- und Warmzeiten sind flächig verbreitet. Es handelt sich in der Regel um leicht erodierbare Lockergesteine, die ein breites Spektrum an hydrogeologischen Eigenschaften aufweisen. Nach KASSEBAUM & WROBEL (2015) verzahnen sich horizontal und vertikal hoch bis mittel durchlässige Sande und Kiese, mäßig bis gering durchlässige Moränenablagerungen und sehr gering durchlässige Seeablagerungen.

Charakteristisch für das Alpenvorland und die Alpen sind tief ausgeschürfte, heute mehr oder weniger mit quartären Lockersedimenten verfüllte glazigene Becken und Täler. Sie sind im Einzelnen in den Werken von PENCK & BRÜCKNER (1909a), PENCK & BRÜCKNER (1909b) und KNAUER (1952) detailliert beschrieben. Die quartären Sedimente können, vor allem in den größeren Tälern der Nördlichen Kalkalpen, zum Beispiel dem Inntal, sehr hohe Mächtigkeiten von mehreren 100 Metern aufweisen.

Die süddeutschen Bundesländer nutzen unterschiedliche stratigraphische Ansätze zur Gliederung der pleistozänen Ablagerungen, wobei die baden-württembergische Gliederung einem lithostratigraphisch-faziellen und die bayerische Gliederung einem klimato- und terrassenstratigraphischen Konzept folgt. Das baden-württembergische Konzept steht in engem Zusammenhang mit Vorstellungen zur Genese der Rinnen und Becken. Es wird nachstehend auf die beiden Gliederungskonzepte (vgl. Tab. 3) und die damit verbundene Nomenklatur eingegangen.

Die Gliederung des Quartärs in Baden-Württemberg

Der lithostratigraphischen Gliederung des Quartärs in Baden-Württemberg, die unter anderem in der GeoLa-Karte des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) Anwendung findet, liegen Erosions- und Akkumulations-Zyklen zugrunde (DRASER et al. 2015, ELLWANGER et al. 2015). Ausgehend von einer frühpleistozänen Deckenschotterrampe, die durch fluviatile Erosion geprägt war, werden fazieskundlich drei subglaziale Erosionsimpulse identifiziert, denen jeweils eine Akkumulations- und Wiederverfüllungsphase folgte (ELLWANGER et al. 2012). Die in den Rinnen und Becken akkumulierten Sedimente werden genetisch mit der angrenzenden Moränen- und Terrassenlandschaft verknüpft.

Im Gegensatz zur klassischen Gliederung des Pleistozäns am Übergang von Kalt- und Warmzeiten beginnt ein neuer Entwicklungsabschnitt jeweils nach dem Erosionsereignis. Die Sedimente der Entwicklungsabschnitte werden zu Formationen zusammengefasst. Diese werden nicht durch die warmzeitlichen Ablagerungen des Holstein, des Eem und des Holozän getrennt, sondern beinhalten diese. Der Zusammenhang ist in Tabelle 3 ersichtlich. Sie zeigt die Korrelation der beiden Gliederungen und die Einordnung der Diskontinuitäten in der stratigraphischen Abfolge.

Die örtlich tiefreichenden Erosionsereignisse sind in den pleistozänen Sedimenten als markante Erosionsflächen (Diskontinuitäten) lithostratigraphisch identifizierbar. Sie definieren die Basis der „Becken-Formationen“ Dietmanns (D3), Illmensee (D2) und Hasenweiler (D1), die jeweils spät- und postglaziale Ablagerungen der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Vergletscherung darstellen. Die ältere glaziale Steinental-Formation ist gegen die jüngeren Ablagerungen nicht durch eine Diskontinuität abgegrenzt (Tab. 3 und 4).

Morphogenetisch von Bedeutung ist im nordwestlichen Alpenvorland nach LITT et al. (2005) die Identifizierung von Doppelzyklen innerhalb der großen Kaltzeiten (Außen- und Innenwall-Würm, Außen- und Innenwall-Riß und Hoßkirch-Komplex). Die Becken befinden sich jeweils innerhalb der internen, jüngeren Wiedervorstöß-Randlage einer Hauptvergletscherung (ELLWANGER et al. 2003). ELLWANGER et al. (2003), ELLWANGER et al. (2011), FIEBIG (1995) und FIEBIG (2004) verknüpfen die tiefreichende Beckenentwicklung im Rheingletschergebiet daher mit den jeweiligen späthochglazialen Wiedervorstößen.

In Baden-Württemberg war eine Änderung der Abflussrichtung des Rheins entscheidend an der Landschaftsentwicklung im Quartär beteiligt. Der Alpenrhein verlagerte seinen Lauf vom Schussental hin zum Oberrhein (VILLINGER 1998). Die Umlenkung in den Oberrheingraben erfolgte nach PREUSSER (2008) und nach KELLER, O. (2009) im Mittelpleistozän. Während der gesamten Zeit der Höheren Deckenschotter kann noch keine über den Westen führende Rinne des Rheins belegt werden (GRAF 1993).

Da das Gewässernetz mit seinen Talformen Einfluss auf die Bewegungsrichtung der Gletscher und den Abfluss der Schmelzwässer hat, ergab sich aus der Abflussänderung örtlich eine räumliche Differenzierung der tiefen riß- und würmzeitlichen Erosionsstrukturen des Rhein-Alpenrhein-Systems. Dies erleichterte die Analyse der Landschaftsentwicklung.

Tab. 4: Übersicht über die stratigraphischen Einheiten im Rheingletschergebiet
 (WIELANDT-SCHUSTER & DRASER 2016)

| Chronostratigraphie | | Lithostratigraphie | | | | andere, meist veraltete Bezeichnungen | |
|---------------------|------------------|---|--|--|-----------------------------------|---------------------------------------|----------------------|
| | | Formationen | Subformationen | Formationen | Subformationen | | |
| Holozän | Spätpleistozän | Sedimente des Rheingletschers | | | | Junge Ablagerungen | |
| | | Hasenweiler-Fm. qHW 472 | Hasenweiler-Schotter qHWg 232 | Tettnang-Sfm. qHTW 233 | Innere Jungendm. qHWte 235 | Innenwall-Würm | LGM |
| Würm | Eem | Illmensee-Fm. qIL 474 | Illmensee-Schotter qILg 237 | Kisslegg-Sfm. qILK 238 | Äußere Jungendm. qILke 240 | Außenwall-Würm | |
| | | | Illmensee-Beckensediment qILb 244 | Dürmeringen-Sfm. qILD 247 | Altmoränen-Innenw. qILDe 249 | Innenwall-Riß | Würm-Zwischenszyklen |
| Riss | Mittelpleistozän | Diermanns-Fm. qDM 478 | Diermanns-Schotter qDMg 258 | Schotterhaus-Sfm. qDMS 252 | Altmoränen-Außenw. qDMSe 254 | Außenwall-Riß | |
| | | | Rheingletscher-Hochterrassenschotter qRTH 248 | Diemings-Schotter qDMb 257 | Vilsingen-Sfm. qDMV 483 | Frühriß | Jungriß |
| Holstein | Riß | Steintal-Fm. qST 482 | Tiefere Hochrhein-Deckenschotter qpHDI 262 | Schrotzburg-Till qSTD 487 | Steinhausen-Sfm. qSTH 255 | Holstein-Sedimente | |
| | | | | Höhere Hochrhein-Deckenschotter qpHDh 261 | Unterplauzenwald-Till qSTU 253 | Lichtenegg-Till qSTL 477 | Holstein-Sedimente |
| Calabrium | Frühpleistozän | Oberschwaben-Deckenschotter qpOD 269 | Mindel qpODM 263 | Gunz qpODG 267 | Donau qpODD 268 | Hastach-Mindel-Komplex | |
| | | | | | | Hastach-Mindel-Komplex | |
| Gelasium | Frühpleistozän | Oberschwaben-Deckenschotter qpOD 269 | Mindel qpODM 263 | Gunz qpODG 267 | Donau qpODD 268 | Hastach-Mindel-Komplex | |
| | | | | | | Hastach-Mindel-Komplex | |

Die Gliederung des Quartärs in Bayern

Nach DOPPLER et al. (2011) geht die Gliederung des Quartärs in Bayern auf die klassische tetraglaziale Gliederung (Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeit) nach PENCK & BRÜCKNER (1909a) mit ihren Erweiterungen (Biber- und Donau-Kaltzeit) zurück (s. Tab. 3). Sie beruht auf Penck's Modellvorstellung der „Glazialen Serie“ für Gletscher der mittleren Breiten, die typischerweise eine warme Basis besitzen (FIEBIG & PREUSSER 2008). Dieses morphostratigraphische Schema beschreibt die systematische räumliche Anordnung von Landschaftselementen, deren Genese mit einer Vergletscherung im Zusammenhang steht. Eine vollständige Serie umfasst Grundmoräne mit Zungenbecken, Endmoräne, Sander/Schotterfeld und Urstromtal. Im Zuge der Landschaftsentwicklung, zum Beispiel in nachfolgenden Glazialphasen, können diese Landschaftselemente wieder überprägt werden. Einen Abriss der klassischen alpinen Quartärstratigraphie geben FIEBIG & PREUSSER (2008) und SCHREINER (1992).

Wie in Tabelle 3 dargestellt, erfolgt die Gliederung des Quartärs in Bayern klima- und stratigraphisch über die Abgrenzung von Kalt- und Warmzeiten. Dabei ist das Alter und die Höhenlage von ehemaligen glazifluvialen Flussschotterablagerungen (Vorschüttbildungen) in typischer terrassierter Lagerung (Abb. 28) eine wichtige Grundlage für die Identifizierung und Differenzierung der Kaltzeiten (Terrassenstratigraphie).

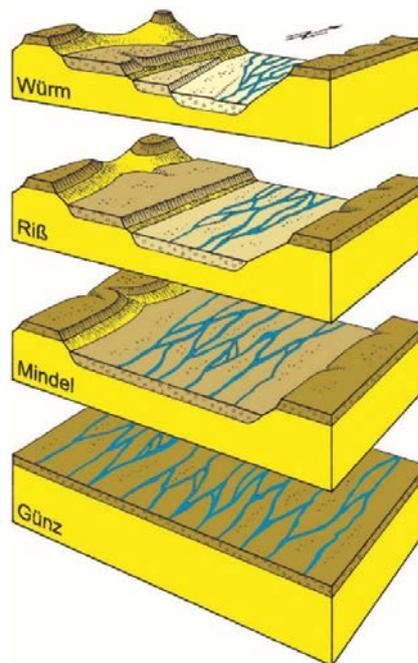


Abb. 28: Entwicklung einer eiszeitlichen Terrassenlandschaft – in Anlehnung an die Verhältnisse bei Grönenbach: Günz-Kaltzeit mit den Älteren Deckenschottern, Mindel-Kaltzeit mit den Jüngeren Deckenschottern, Riß-Kaltzeit mit den Hochterrassenschottern, Würm-Kaltzeit mit den Niederterrassenschottern, Quelle: LAGALLY et al. (2009). Die Abbildung wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU).

In der ausgehenden Günz-Kaltzeit wurden durch Schmelzwässer weite Schotterflächen abgelagert. Es folgte ein Wechsel von Kalt- und Warmzeiten wobei sich nach jeder Kaltzeit die jüngeren Flüsse weiter in die jeweils älteren fluviatilen Ablagerungen einschnitten und einen Teil ihrer Fracht hinterließen. An den Rändern der fluviatilen Systeme blieben ältere Schotter stehen. In der Regel liegen die älteren Terrassen randlich und topographisch höher. Das Resultat ist eine terrassierte Landschaft, deren Ablagerungen eine zeitliche Abfolge abbilden (Abb. 28).

Die pleistozänen Terrassensedimente sind wichtige Zeugen der Fluss- und Landschaftsgeschichte (GEYER et al. 2011). Sie können aufgrund von Liefergebietsänderungen im Zeitverlauf geröllpetrographisch differenziert werden (Analyse aus dem Rheingletschergebiet in SCHREINER (1992)). Als weitere Unterscheidungsmerkmale der Schotter gelten die Höhenlage, der Verfestigungsgrad und die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke, deren Betrag in der Regel mit dem Alter zunimmt. Mitunter ist eine Differenzierung nach sedimentologischen Kriterien möglich (SCHOLZ 2016).

4.3.1.2 Präquartär

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die präquartären Gesteine im Bearbeitungsgebiet und deren Eigenschaften mit einem Fokus auf den geologischen Einheiten, die an der Geländeoberfläche ausstreichen bzw. das Quartär direkt unterlagern. Weiterführende Informationen zum präquartären Untergrund geben GEYER et al. (2011) für Baden-Württemberg sowie FREUDENBERGER & SCHWERD (1996), GLASER et al. (2008), LEMKE (1988) und SCHOLZ (2016) für Bayern. Die folgenden Beschreibungen der geologischen Einheiten wurden aus diesen Werken sowie der geologischen und hydrogeologischen Beschreibung der Grundwasserkörper zur Bestandsaufnahme im Rahmen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie entnommen (KASSEBAUM & WROBEL 2015). Als zusätzliche weitere Information ist unter dem Link www.geomol.eu ein 3D-Modell des tieferen Untergrundes für einen Teil des Alpenvorlandes verfügbar.

Die Kenntnis der jeweils im Bereich der Erosionsstrukturen anstehenden präquartären Gesteine und ihrer Eigenschaften ist erforderlich für die Einschätzung ihrer Bedeutung für die Lage und Tiefe der Erosionsstrukturen.

Ungefaltete Molasse

Zwischen den flächenhaft verbreiteten quartären Gesteinen streichen im Alpenvorland örtlich Sedimentgesteine der tertiären Molasse aus, die bis mehrere 1.000 m in den Untergrund reichen. Sie wurden in einem W-E-streichenden Trog abgelagert, der den Abtrag der aufsteigenden Alpen aufnahm. Die geologischen Bedingungen wechselten zwischen marinen und terrestrischen Sedimentations- und Erosionsphasen. Im Bereich

des Vulkanfeldes des Hegau durchdrangen im Miozän vulkanische Gesteine die Molasse und gelangten bis an die Oberfläche.

Das Liegende des Quartärs bilden überwiegend die bis zu 1.000 m mächtigen Gesteine der Oberen Süßwassermolasse (OSM). Sie werden als Ablagerungen einer fluviatilen Überschwemmungsebene mit Rinnensystemen interpretiert. Der Sedimenttransport war nach Westen gerichtet. Verfestigte lokale obermiozäne Konglomerate der OSM bilden 11 Härtlinge mit gleicher Streichrichtung, die zwischen Bodensee und Oberösterreich als Inselberge etwa in gleichem Abstand vom Alpenrand deutlich morphologisch hervortreten (WASMUND 1929). Die Lockersedimente der OSM weisen eine sehr heterogene Zusammensetzung aus Kies, Sand und Feinkorn auf. Sie sind als Porengrundwasserleiter mit überwiegend mäßigen bis geringen, im unteren Teil der Schichtenfolge auch geringen bis sehr geringen Durchlässigkeiten anzusprechen.

Faltenmolasse

Die Faltenmolasse ist nach Norden über die sogenannte „Südrandstörung“ gegen die ungefaltete Molasse und nach Süden am morphologischen Alpenrand gegen die Einheiten des Flyschs abgegrenzt. Es werden Mächtigkeiten von mehreren 1.000 m angetroffen.

Sie ist die nördlichste von der alpidischen Tektonik erfasste Einheit. Vor allem ältere tertiäre Schichten des Molassebeckens sind gefaltet, überschoben und verschuppt. Sie tauchen nach Süden unter die alpinen Decken ab und keilen südlich des Chiemsees aus. In der Faltenmolasse gibt es neben listrischen Überschiebungsflächen Nord-Süd-verlaufende steilstehende, gegeneinander seitlich verschobene Querstörungen. In der Landschaft bilden die steilgestellten Schichten Ost-West-streichende Härtlinge und Hügelketten aus vergleichsweise verwitterungsresistenten Molassekonglomeraten. Die Festgesteine stellen Kluft-Grundwasserleiter dar. Sie besitzen überwiegend geringe bis sehr geringe Durchlässigkeiten.

Helvetikum und Flyschzone

Die Gesteine des Helvetikums und der Flyschzone treten im Streichen der Alpen zwischen der Faltenmolasse und dem Kalkalpin zu Tage.

Das Helvetikum besteht aus Decken mesozoischer und untergeordnet tertiärer Schichtstapel mit kleinräumigem Falten- und Schuppenbau. Hauptgesteine sind Kalk- und Mergelsteine mit Einschaltungen von glaukonit- und phosphoritführenden Schluff- und Sandsteinen, abgelagert auf einem Kontinentalschelf. Sie bilden vereinzelt Ost-West-streichende Härtlingsrücken.

Die Flyschzone ist überwiegend aus kreidezeitlichen karbonatisch-siliziklastischen Wechselfolgen mit wenigen konglomeratisch-brekiösen Zwischenschichten aufgebaut. Sie wurden in einer Tiefseerinne abgelagert und erreichen Mächtigkeiten bis etwa 1.500 m. Innerhalb der Flyschzone werden verschiedene tektonische Teildecken unterschieden. Die Festgesteine beider Einheiten bilden Karst- und Kluftgrundwasserleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer, zum Teil auch mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit.

Nördliche Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen schließen im Süden an das Helvetikum und die Flyschzone an und setzen sich nach Österreich fort. Überwiegend mesozoische Karbonatgesteine eines flachmarinen Sedimentationsraumes bilden dieses alpin streichende Faltengebirge mit ausgeprägtem Relief. Mächtige Sedimentfolgen mehrerer Decken sind eng gefaltet und verschuppt. Sie sind von einer oft symmetrischen Bruchtektonik überprägt. Diese Karbonatgesteine sind Kluft- und Karst-Kluftgrundwasserleiter mit überwiegend mittlerer bis mäßiger, zum Teil auch geringer Durchlässigkeit.

4.3.1.3 Großräumige tektonische Prozesse und Isostasie

Das Bearbeitungsgebiet ist stark durch die alpidische Gebirgsbildung und die Entwicklung des nordalpinen Molassebeckens geprägt. An einer gegen Süden einfallenden Subduktionszone bildeten sich zwischen ca. 135 und 15 Millionen Jahren vor heute die Deckeneinheiten der Alpen (SCHUSTER & STÜWE 2010). Die Einengung der Kruste führte zur tektonischen Stapelung, bereichsweise extrem deformierter, bis kilometermächtiger Decken und Schollen. Im einsinkenden Molassebecken kam es im Tertiär zur Ablagerung von bis zu 5.000 m alpinen Abtragungsschutts (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996).

Während der letzten 8 Millionen Jahre wurde der gesamte südbayerische Raum gehoben (GLASER et al. 2008). Nach KLASSEN (2008) kam es im oberen Miozän und Pliozän zu tektonischen Bewegungen, die dazu führten, dass das Alpenvorland im Westen stärker als im Osten herausgehoben wurde. Diese Verkippung nach Osten beeinflusste maßgeblich die Reliefgenese und wirkte sich auf die Hydrographie des Alpenvorlandes aus.

Für die letzten 5 Millionen Jahre wurden in den Alpen örtlich Hebungen von bis zu 1.000 m festgestellt (SCHUSTER & STÜWE 2010). PELLETIER (2008) geht davon aus, dass das Verteilungsmuster der Gebirgsentlastung durch Erosion ein wichtiger Steuerungsfaktor für die Größenordnung und die räumliche Verteilung von Hebungen des Untergrundes ist und dass 80 % der erodierten Gesteinsmasse isostatisch ausgeglichen wird. CHAMPAGNAC et al. (2009) untersetzen diese Erosions-Hebungs-Theorie durch Datenauswertungen in den Zentralalpen. Auch ELLWANGER et al. (2015) erklären quartäre

Hebungen in den Alpen isostatisch mit der subglazialen Ausräumung und dem Transport großer Sedimentvolumina in den Oberrheingraben und darüber hinaus.

GRAF (2009) analysierte Deckenschotter im Bereich des Bodensee-Rheingletschersystems zwischen Bodensee und Schaffhausen sowie im Klettgau und konnte, mit einer Ausnahme, seit der Ablagerung der Deckenschotter keine wesentlichen tektonischen Einflüsse auf deren Höhenlage feststellen. Spezielle Merkmale der „Münchner Schotterebene“ zeigen die Möglichkeit einer neotektonischen Subsidenz südwestlich des „Landshut-Neuöttinger Abbruchs“ auf (DOPPLER et al. 2011). COSTANTINI & ORTNER (2013) schließen nach Kluftanalysen im Reißbachtal einen extensiven neotektonischen Einfluss dort nicht aus.

4.3.2 Weitere Vergletscherungsgebiete in Süddeutschland außerhalb des Bearbeitungsgebietes

Wie in Abbildung 26 dargestellt gibt es außerhalb des Bearbeitungsgebietes weitere pleistozäne Vergletscherungen, die nicht Gegenstand der Bearbeitung waren. Der überwiegende Teil des Schwarzwaldes ist von Kristallingesteinen aufgebaut, die zu einem kleineren Teil der saxothuringischen und zu einem größeren Teil der moldanubischen Zone des variszischen Gebirges zugeordnet werden (SEMMELE 1995). Die Gesteine sind mit zwei Hebungszentren im Hornisgrinde- und im Feldberg-Gebiet schildartig herausgehoben und tektonisch verstellt. Es wurde ein Deckenbau erkannt (VILLINGER 2011). Die Granite und Gneise des kristallinen Grundgebirges werden im Norden, Osten und Süden überdeckt von Sedimentgesteinen des Jungpaläozoikums und des Buntsandstein-Deckgebirges (GEYER et al. 2011).

Der Bayerische Wald liegt am Westrand der Böhmisches Masse und gehört zur hochmetamorphen moldanubischen Zone des variszischen Gebirges. Er ist von Graniten und Gneisen aufgebaut. Der „Pfahl“, eine herzynisch streichende Quarzspaltenfüllung, trennt den Bayerischen Wald in zwei Teile, den Vorderen Wald (Bayerischen Wald) und den Hinteren Wald (Böhmerwald) (SEMMELE 1995).

5 Kenntnisstand zur Lage und Tiefe glazigener Erosionsstrukturen im Bearbeitungsgebiet

5.1 Alpen und Alpenvorland

5.1.1 Lage und Geometrie von möglichen übertieften Strukturen

Auf der Grundlage recherchierter Karten wurden Informationen, die einen Hinweis auf die Lage und Geometrie einer möglichen glazigenen Erosionsstruktur liefern, im GIS digitalisiert (Abb. 29). Sie weisen meist einen Übersichtsmaßstab auf. Umrisse möglicher Übertiefungen wurden aus 9 Publikationen für Süddeutschland und angrenzende Regionen Österreichs und der Schweiz (Tab. 5) übernommen. Sie zeichnen verschiedene Strukturen wie tiefe Becken, tiefe Rinnen oder Rinnenbereiche, spätglaziale Seen, tiefe Grundwasservorkommen in pleistozänen Schichten, Gebiete hoher Quartärmächtigkeit oder Informationen zur Quartärbasis/Tertiäroberfläche nach. Alle genannten Strukturen können durch glaziale Erosion entstanden sein.

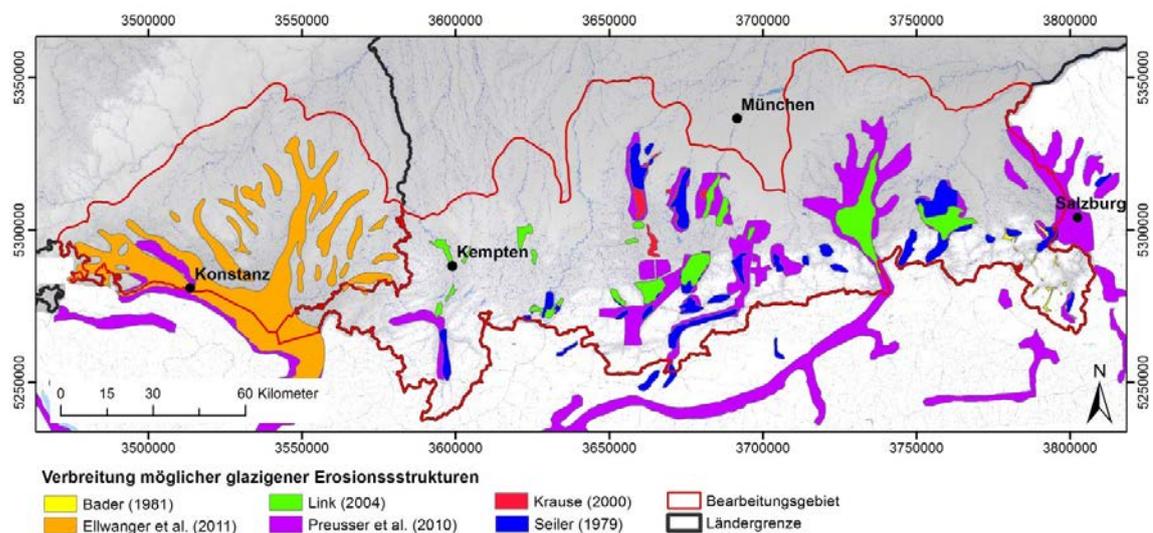


Abb. 29: Übersicht digitalisierter Flächeninformationen im Bearbeitungsgebiet aus 6 Publikationen. Sie weisen auf mögliche glazigene Erosionsstrukturen hin. Die recherchierten Umrisse sind nach Autor farblich differenziert dargestellt und thematisch nicht vollständig vergleichbar (s. Tab. 5). Hintergrund: DGM10 und Gewässer der DTK200 (BKG)

Es treten wie auch bei den digitalisierten Eisrandlagen Darstellungsungenauigkeiten auf. So bestehen örtlich Differenzen zur Topographischen Karte 1 : 50.000 (DTK50). Diese sind auf die kleinen Maßstäbe und das Fehlen von geeigneten Passpunkten für die Georeferenzierung zurückzuführen. Zudem wurden bei der Überlagerung der Geometrien auch geometrische und inhaltliche Abweichungen in Publikationen unterschiedlicher Autoren festgestellt.

So sind beispielsweise in der Übersicht von PREUSSER et al. (2010) keine natürlichen Stauseen enthalten, deren Entstehung auch glazial bedingt sein kann. Eine ihrer zwischen Isartal und Tegernsee kartierten Übertiefungen liegt untypisch außerhalb von Talstrukturen und ist auch in der Präquartäroberfläche nicht als Erosionsstruktur erkennbar. Der Grund für diese Lage und ob es sich dabei eventuell um einen Datenfehler handelt konnte im Rahmen dieser Bearbeitung nicht geklärt werden.

Die digitalisierten geometrischen Informationen aus Publikationen können aufgrund ihres unsicheren und unvollständigen Charakters nur als grobe Orientierung zur Lage von glazigenen Erosionsstrukturen angesehen werden. Eine Qualifizierung und Harmonisierung dieses Datensatzes wird aus den genannten Gründen nicht als zielführend eingeschätzt.

Im Ergebnis liegt für Süddeutschland zur Lage und Tiefe von übertieften Strukturen keine vollständige Datengrundlage nach einheitlichen Kriterien und mit vergleichbarer Auflösung vor.

Tab. 5: Zusammenstellung der verwendeten Publikationen, die Hinweise auf die flächige Verbreitung von möglichen glazigenen Erosionsstrukturen in Süddeutschland und angrenzenden Ländern liefern.

| Publikation | Region | Art der Information | Art der Identifizierung |
|--------------------------|----------------|-------------------------------------|---|
| ANSELMETTI ET AL. (2010) | CH | Seen und übertiefte glaziale Becken | nicht genannt |
| BADER (1981) | BY | hohe Quartärmächtigkeit | Geophysik (Refraktionsseismik und geoelektrische Tiefensondierung) |
| DR. VON MOOS AG (2009) | CH | Quartärmächtigkeit >100 m | nicht genannt |
| ELLWANGER ET AL. (2011) | BW | Übertiefe Becken | Kartierung, Stratigraphie, fazielle Befunde, Bohrungen |
| JORDAN (2010) | CH | Modell der Felsoberfläche | DGM, Bohrungen |
| KRAUSE (2001) | BY | Tertiäroberfläche | zum Teil ohne Angabe der Datenherkunft, zum Teil mit Angabe (Bohrungen, Seismik, Geoelektrik) |
| LINK (2004) | BY | vermutete spätglaziale Seen | Literatur, Eigenauswertung von Bohrungen, Geophysik und Höhenmodell |
| PREUSSER ET AL. (2010) | BW, BY, CH, AU | Übertiefungen | Literatur |
| SEILER (1979) | BY | Grundwasserbecken und Seen | geologische, hydrogeologische und geophysikalische Untersuchungen |

BW = Baden-Württemberg, BY = Bayern, CH = Schweiz, AU = Österreich

Für Baden-Württemberg sind zusätzlich geometrische Informationen zu glazigenen Becken differenziert nach Glazialphasen veröffentlicht (ELLWANGER et al. 2011). ELLWANGER et al. (2015) sehen in der Lage der verschiedenen Beckengenerationen den Trend, dass ältere Becken entsprechend der größeren Eisausbreitung früherer Kaltzeiten

weiter vom Austrittspunkt, d. h. vom Übergang des Talgletschers in den Vorlandgletscher, nach außen reichen. Vermutlich sind in der Altmoränenlandschaft noch glazigene Becken unentdeckt.

Nach HAHNE et al. (2012) sind in der Bodensee-Region bisher keine glazialen Übertiefungen vor der Hoßkirch-Kaltzeit bekannt. ELLWANGER et al. (2015) nennen jedoch zwei kleine Becken, die vor der Ablagerung der Mindel- und der Tieferen Deckenschotter entstanden sind.

5.1.2 Tiefe von möglichen übertieften Strukturen

Auf der Grundlage von Untersuchungen im Gebiet des Isar-Loisach-Gletschers postuliert FRANK (1979), dass die glaziale Tiefenerosion dort während der Riß-Kaltzeit im Vergleich zur späteren Würm-Kaltzeit wesentlich tiefere und größere Hohlformen hervorgebracht hat (s. auch SEILER (1979)). Im Bereich der rißzeitlichen Tiefenmaxima weisen auch die älteren Gletscher der Mindel-Kaltzeit ihre Erosionsmaxima auf. Für Baden-Württemberg gehen ELLWANGER et al. (2015) davon aus, dass in der Regel die jüngsten Hasenweiler-Becken (würmzeitlich) am tiefsten reichen, gefolgt von den Illmensee-Becken (rißzeitlich) und den ältesten Dietmanns-Becken (hoßkirchzeitlich) mit den geringsten Erosionstiefen. Dafür reichen die älteren Beckenstrukturen in der Regel weiter in das Alpenvorland hinein (vgl. Abb. 33 - 35).

Im Rheingletschergebiet kommen Stammbecken mit radialen Zweigbecken, Zweigbecken mit radialer Anordnung ohne Stammbecken sowie kleinere und größere eigenständige Becken unterschiedlicher Generationen vor (DRASER et al. 2015, ELLWANGER et al. 2015). Die Stammbecken einer Beckengeneration weisen jeweils die größte Tiefe auf. Sie sind typisch für Vorlandgletscher (BADER & JERZ 1978).

Um die Dimension der glazialen Tiefenerosion im Bearbeitungsgebiet darzulegen, sind im Folgenden einige der tiefsten Strukturen genannt, die in der Literatur beschrieben sind. Eine Zuordnung zu einer Glazialphase kann nur für einen Teil der Strukturen erfolgen. Bei den Tiefenangaben ist auf die Bezugsgröße zu achten.

Baden-Württemberg

Der Bodensee ist mit 252 m Wassertiefe der tiefste See Deutschlands (GEYER et al. 2011). Er stellt das größte Erosionsbecken des Rheingletschers dar. Der Felsboden aus verfestigten Molassesedimenten liegt nach Tiefenlinienplänen aus SCHREINER (2000) und WALACH (1993) bei etwa 100 m unter dem Meeresspiegel (Abb. 30), und ist von über 150 m spät- und postglazialen Sedimenten überdeckt. SCHREINER (2000) geht beim Bodenseebecken von einem Gesamtausmaß der Tiefenerosion von 800 m bezogen auf das Höhenniveau der

Älteren Deckenschotter auf dem Schienerberg aus. Bezogen auf ein rekonstruiertes präglaziales Rampenrelief kalkulieren ELLWANGER et al. (2015) für die tiefsten Stellen der Felsoberfläche im Bodensee-Stammbecken eine Tieferlegung von über 1.000 m.

Die Tiefbohrung Hohenems im Rheintal südlich des Bodensees (Österreich) durchteufte 592 m Quartär und hat die Felsoberfläche nicht erreicht (WALACH 1993). Nach geophysikalischen Untersuchungen liegt die Felsoberfläche westlich der Bohrung bei etwa 200 m unter dem Meeresspiegel (Abb. 30).

Als tiefstes Becken der ältesten Beckengeneration, die zeitlich in die späte Hoßkirch-Kaltzeit eingeordnet wird, gilt der Nordteil des Schussen-Beckens: das Tannwald-Becken. Aktuelle Ergebnisse einer seismischen Erkundung des LIAG (BURSCHIL et al. 2015) verweisen im Beckentiefsten auf eine Quartärmächtigkeit von etwa 260 m. Belegbohrung für die nicht vollständig durchteufte Beckenstruktur ist die BK 1 TB Geiselman 1993/94 mit einer Endteufe von 230 m.

Bezüglich der Tiefenerosion im Späthochglazial der Riß-Kaltzeit werden von DRASER et al. (2015) zwei Stammbecken beschrieben, der Südteil des Schussen-Beckens bei Ravensburg und Friedrichshafen und das Singener Becken in der Verlängerung des Bodensees. Rißzeitliche Beckentiefen werden nicht genannt. Im Singener Stammbecken gehen SZENKLER et al. (1999) von einer Tiefenerosion von insgesamt 500 m aus. Sie vermuten rißzeitliche Schotter an der Basis des Beckens.

Für die Würm-Kaltzeit geht VILLINGER (2011) von einer besonders tiefen Ausschürfung des Bodensees aus. Ein Modell der Präquartäroberfläche mit Höhenangaben im Bodenseebereich wurde von SCHREINER (2000) publiziert (Abb. 30). Unter der Annahme, dass die Basis des Bodensees der Würm-Basis entspricht, ist nach dieser Präquartäroberfläche im Bodensee westlich von Lindau von einer würmzeitlichen Erosionstiefe von etwa 500 m unter dem Seespiegel auszugehen.

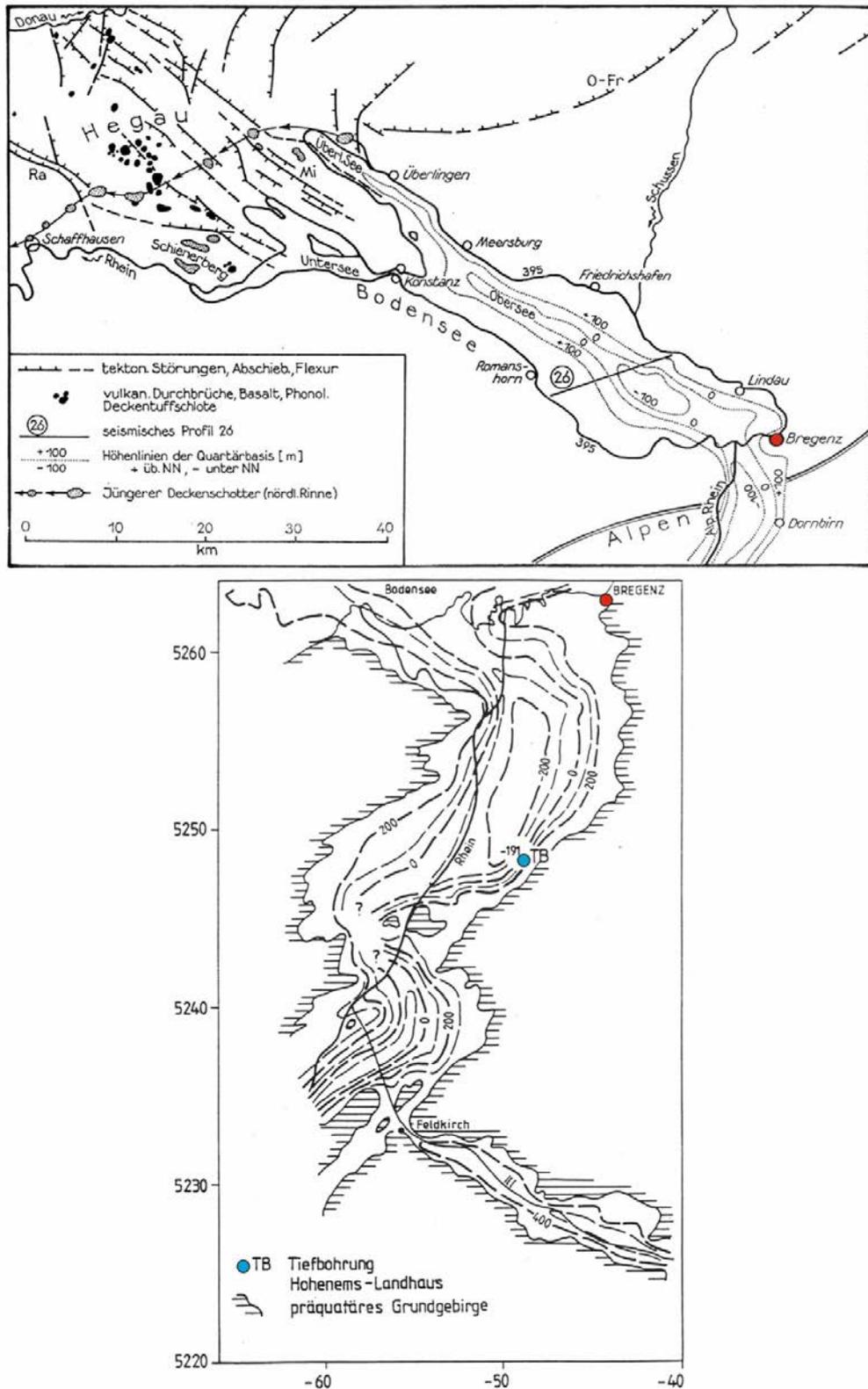


Abb. 30: Präquartäroberfläche im Bodenseegebiet. Oben: Quartärbasislinien und Störungen im Gebiet des Bodensees und Hegaus. (Quelle: SCHREINER (2000), verändert) Unten: Strukturkarte des präquartären Untergrundes für das Vorarlberger Rheintal nach Seismik (Nordteil) und Gravimetrie (Südteil), (Quelle: WALACH (1993), verändert)

Bayern

Die höchste Quartärmächtigkeit, die im Rahmen dieser Bearbeitung belegt werden konnte, beträgt etwa 550 m (FRANK 1979). Die dortige glazigene Erosionsstruktur ist auf die erosive Wirkung des Isar-Loisach-Gletschers zurückzuführen. Sie wurde im Loisachtal bei Farchant (nördlich von Garmisch-Partenkirchen) mit seismischen Untersuchungen ermittelt. Der Talabschnitt liegt in den Nördlichen Kalkalpen, wo nach der geologischen Übersichtskarte (CC 8726 Blatt Kempten (Allgäu)) (SCHOLZ & ZACHER 1983) triassische Gesteine (Hauptdolomit, Plattenkalk) anstehen. Mit der Bohrung „Vorderriß“ im Hauptdolomit der nördlichen Kalkalpen wurde im Isartal im Anstrombereich des Sylvensteinsees eine Quartärmächtigkeit von 362 m angetroffen. Eine stratigraphische Untergliederung des Quartärs ist im Bodeninformationssystem (BIS) des LfU Bayern nicht belegt.

Nach FRANK (1979) ist die vorgenannte Erosionstiefe von 362 m bezogen auf den rezenten Talboden der Mindel-Vergletscherung zuzuordnen. Die Erosionstiefe der Riß-Vergletscherung beträgt in dem Gebiet mindestens 236 m. Für die Würm-Vergletscherung nennt er bezogen auf die Oberfläche frühwürmzeitlicher Vorstoßschotter 80 bis 100 m im Isartal bei Krün und bei Bad Tölz. Bezogen auf den Talboden entspricht das etwa 60 m.

5.2 *Ehemals vergletscherte Bereiche in Süddeutschland außerhalb des Bearbeitungsgebietes*

5.2.1 *Schwarzwald*

Ins Vorland vorstoßende Gletscher kamen nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Süden des Schwarzwalds mit geringer Ausdehnung vor. Im Mittel- und Nordschwarzwald sind Vorlandgletscher nicht belegt. Recherchen zu glazigenen Erosionsstrukturen im Schwarzwald erbrachten nur wenige Resultate. Informationen zu ihrer Geometrie wurden nicht gefunden. Aus dem geomorphologischen Gesamtkontext können nach LESER & METZ (1988) für diesen Raum keine extremen Taleintiefungen in der Würm-Kaltzeit abgeleitet werden. Die im Folgenden innerhalb des Mittelgebirges und angrenzend beschriebenen Erosionsstrukturen reichen nur einige 10er-Meter in den Untergrund.

SCHREINER & SAWATZKI (2000) nennen Seitengerinne im Bereich des Wiesetals, die im unteren Teil tiefer eingeschnitten sind, und postulieren eine Entstehung durch Schmelzwassererosion. Talparallele Schmelzwasserrinnen im Wiesetal deutet METZ (1992) überwiegend als nicht subglazial entstanden. Ein Hinweis auf eine mögliche subglaziale Erosion wird im Zusammenhang mit geringmächtigen rißzeitlichen Schmelzwassersanden in einer Abbildung zur Kiesgrube Wühre gegeben.

Eine Publikation von BECKER & ANGELSTEIN (2004) beschreibt ein Rinnensystem nördlich von Bad Säckingen südwestlich der Mündung der Wehra in den Rhein, das als subglazial interpretiert wird. Es ist in Festgestein eingeschnitten. Das Rinnensystem lag im Einflussbereich des Rhein- und des Schwarzwaldgletschers und wird zeitlich in die Doppelwall-Riß (vgl. Tab. 4) eingeordnet. Im Haselbachtal sind quartäre Sedimente mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m durch die Bohrung ATU9 (Quartärbasis bei 334,5 m NHN) aufgeschlossen.

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 (Falkenmatten, Ursee) aus Zungenbecken im Spätglazial hinter Endmoränenwällen 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.

5.2.2 Bayerischer Wald

Glaziale Erosion wird im Bayerischen Wald durch die Existenz von Karseen wie des Großen und Kleinen Arber- und des Rachelsees deutlich. Große Erosionstiefen werden nicht erreicht. Der Große Arbersee weist beispielsweise eine maximale Tiefe von 16 m auf. Über die Mächtigkeit der Seeablagerungen liegen keine Informationen vor.

5.3 Weitere Projekte mit Bezug zur glazialen Tiefenerosion im nordalpinen Raum

5.3.1 Hubschraubergeophysik – Befliegung AEM-Nordschweiz 176 Birrfeld (CH)

Im Auftrag des Bundesamtes für Landestopographie swisstopo der Schweiz wurden im Jahre 2015 von der BGR fluggestützte elektromagnetische Messungen (Airborne Electromagnetic Measurements (AEM)) in der Nordschweiz durchgeführt. Die Ergebnisse sind in dem Technischen Bericht „Hubschraubergeophysik Befliegung AEM-Nordschweiz 176 Birrfeld (CH)“ (IBS-VON SEHT et al. 2015) dokumentiert. Aus den Messungen können Verteilungen des spezifischen Widerstandes bis in eine Tiefe von maximal 150 m abgeleitet werden. Sie erlauben Aussagen zur Lage der Felsoberfläche, zur Wassersättigung des Untergrundes und zum internen Aufbau der Lockergesteine.

In den erstellten Vertikalsektionen des spezifischen Widerstandes werden Unterschiede im Untergrund aufgelöst. Sie werden in dem Bericht nicht geologisch interpretiert. Einige Untergrundstrukturen weisen die typische Form von glazialen oder fluviatilen Erosionsstrukturen auf. Örtlich sind sie aufgrund der beschränkten Messtiefe nicht vollständig abgebildet.

5.3.2 DOVE – Drilling OVerdeepened Alpine valleys

Die „DOVE-Initiative“ (ANSELMETTI et al. 2016) beantragte 2015/2016 beim International Continental Scientific Drilling Program (ICDP) die Unterstützung eines Untersuchungsprogramms, das die Erkundung von übertieften Strukturen in den Alpen und dem Alpenvorland zum Ziel hat. Geplant ist die Untersuchung von 7 Standorten in 6 verschiedenen Staaten bis zum Felsuntergrund mit geophysikalischen, sedimentologischen, geochemischen und paläobiologischen Methoden. Ferner sollen verschiedene Datierungsmethoden zum Einsatz kommen (Lumineszenz, kosmogene Nuklide, Magneto-, Bio-, und Tephrastratigraphie).

Die Arbeiten dienen:

- zur Präzisierung des Alters und der Ausbreitung der Vergletscherungen,
- zur Bestimmung der Geometrie und Quantifizierung der Tiefe von übertieften Strukturen,
- zur Bestimmung von Typ und Alter der Füllungen der übertieften Strukturen,
- zur Ableitung von Zusammenhängen zwischen den Vergletscherungen und dem Paläoklima, der Paläoökologie, der Landschaftsgeschichte und der atmosphärischen Zirkulation,
- zur Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Größenordnung von Gletschervorschub und Erosion sowie
- zur Ableitung von energie- und wasserwirtschaftlichen Informationen.

Teil der internationalen Initiative „DOVE“ ist das Projekt „Multikomponentenseismik in übertieften Alpinen Becken“ des LIAG. Ziel ist die verbesserte reflexionsseismische Charakterisierung übertiefter quartärer Becken durch geologische Strukturmodelle. Geklärt werden sollen Fragen zur Mehrphasigkeit von Erosion und Ablagerung, zur Fazies und zur Massenbewegung. Teilergebnisse der reflexionsseismischen Messungen und Interpretationen ausgewählter Profile wurden bereits im Rahmen von Konferenzbeiträgen von BURSCHIL et al. (2015) und BURSCHIL et al. (2016) präsentiert.

Auch Forschungsarbeiten an der Universität Salzburg zur Morphometrie übertiefer Strukturen im Salzachtal stehen im Zusammenhang mit dem „DOVE“-Projekt. Auf der Basis von Bohrungen und seismischen Profilen wurde ein Modell der Felsoberfläche erarbeitet (POMPER et al. 2016). Ein Ausschnitt aus dem Modell aus der Umgebung von Hallein (Abb. 31) zeigt die Geometrie des übertiefen Talabschnittes mit mehreren lokalen Tiefenmaxima. Durch die Bohrung Vigaun 1 sind hohe Quartärmächtigkeiten von 338 m im tiefsten Talabschnitt bekannt.

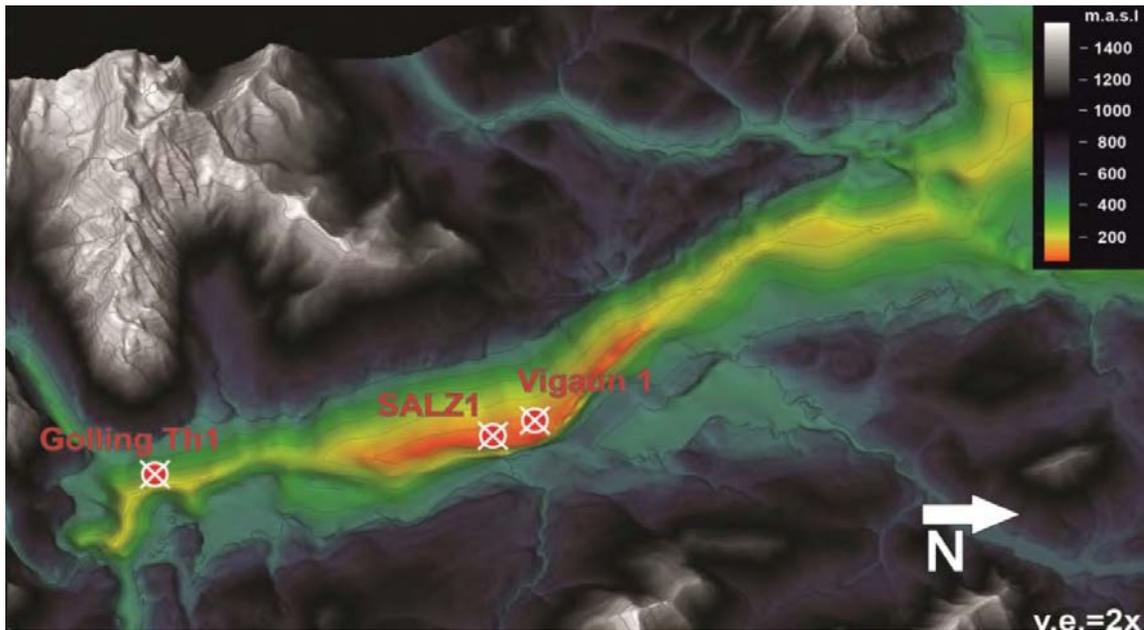


Abb. 31: Rekonstruktion des Felsuntergrundes im Salzachtal mit der Salzach-Übertiefung, basierend auf Bohrinformationen und seismischen Daten. Quelle: ICDP-Antrag 2016: Drilling Overdeepened Alpine Valleys (ANSELMETTI et al. 2016)

5.3.3 GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources

Am Projekt GeoMol, (<http://www.geomol.eu/home>) das vom Alpenraumprogramm 2007 - 2013 im Rahmen der „Europäischen Territorialen Kooperation“ gefördert wurde, haben Partner aus Deutschland, Frankreich, Italien, Österreich, Slowenien und der Schweiz mitgewirkt.

Ziel war die Erstellung von 3D-Strukturmodellen des Untergrundes im Bereich der alpinen Vorlandbecken zur Untersuchung der vorhandenen Geopotentiale (Öl-, Gas- und Grundwasservorkommen, Speichereigenschaften). Die Projektergebnisse dienen als transnationale Planungshilfe, der nachhaltigen Nutzung der natürlichen Ressourcen und der Information der interessierten Öffentlichkeit.

6 Überblick zu verwendeten Datenquellen

6.1 *Baden-Württembergisches Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)*

6.1.1 Geologische Karte (GeoLa)

Der aktuelle digitale blattschnittfreie geologische Flächendatensatz ist Bestandteil der integrierten geowissenschaftlichen Landesaufnahme „GeoLa“. Fachübergreifend wurden räumliche Basisinformationen zur Geologie, Geothermie, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie und Bodenkunde konsistent zueinander in einer Produktreihe vereinigt. GeoLa-Daten sind fortschreibungsfähig und ermöglichen eine sachgerechte Interpretation im mittleren Maßstabsbereich von 1 : 25.000 bis 1 : 50.000. Weitere Informationen können über die Internetseiten des LGRB abgerufen werden.

6.1.2 Informationssystem Oberflächennahe Geothermie (ISONG)

Das ISONG bündelt geothermische und hydrogeologische Informationen auf der Grundlage eines 3D-Modells. Für einen großen Teil der Landesfläche Baden-Württembergs können prognostische Bohrprofile bis zu 400 m Teufe erzeugt werden sowie ortskonkrete Wärmeentzugsleistungen für bestimmte Tiefenstufen, Informationen zu Bohrrisiken und Nutzungseinschränkungen abgefragt werden.

6.1.3 Quartärbasis

Zur Quartärbasis wurden vom LGRB folgende Datensätze bereitgestellt:

- Rasterdatensatz der Quartärbasis mit der Rasterweite 500 m aus dem GeoMol-Projekt (GRID),
- Verbreitung des Quartärs zu dem 500 m-Rasterdatensatz aus dem GeoMol-Projekt (Polygon-Shape),
- Stammdaten (Name, TK25-Blatt, Rechtswert, Hochwert, Ansatzhöhe, Endteufe) zu 10.005 Belegbohrungen, die die Quartärbasis erreicht haben und zur Erstellung des 500 m-Rasterdatensatzes verwendet wurden (Punkt-Shapes),
- Isolinien der Felsoberfläche (Polylinien-Shape).

Der 500 m-Rasterdatensatz der Quartärbasis und die Verteilung der 10.005 verwendeten Bohrungen sind in Abbildung 32 dargestellt.

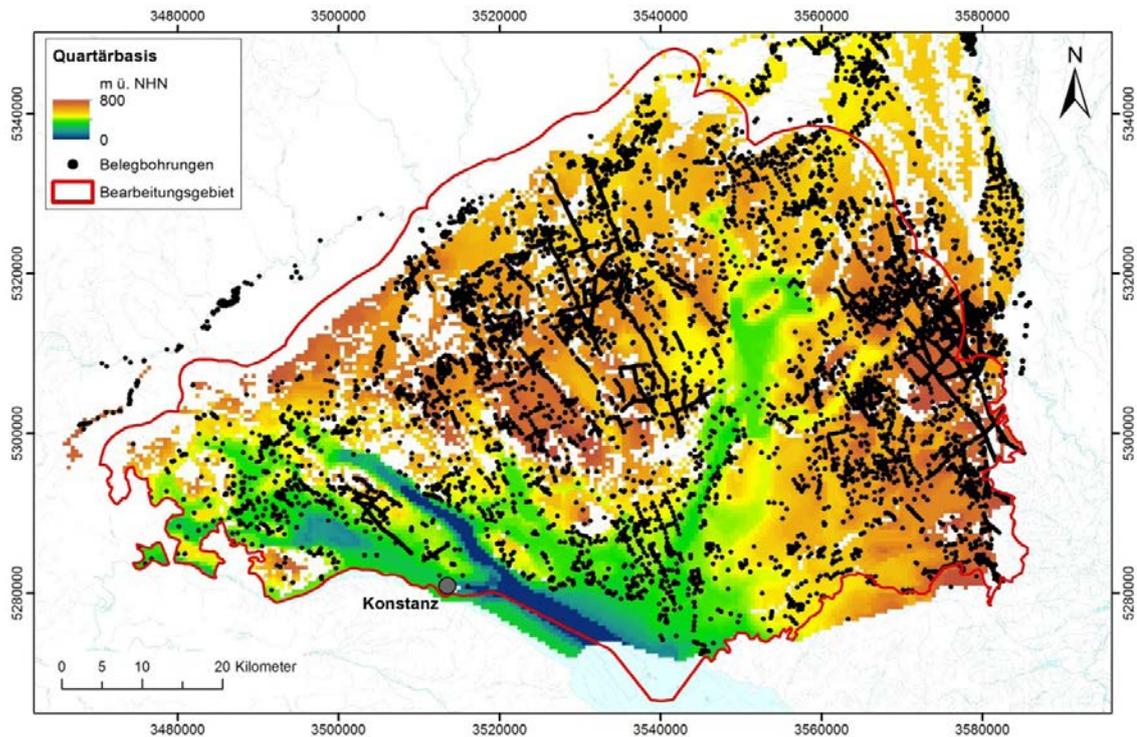


Abb. 32: Bearbeitungsgebiet Baden-Württemberg: Rasterdatensatz der Quartärbasis (Zellengröße 500 x 500 m) und Verteilung der verwendeten Belegbohrungen. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Nach fachlichen Erläuterungen des LGRB stellt die Quartärbasis eine diachrone Diskontinuitätsfläche dar, die sich aus den fluviatilen Erosionsflächen der frühpleistozänen Deckenschotter, den subglazialen Erosionsflächen der mittel- und spätpleistozänen Vergletscherungen und aus weiteren glazialen und postglazialen erosiven Ausgleichsflächen zusammensetzt.

Die Genauigkeit, mit der die Quartärbasis flächenhaft dargestellt werden kann, wird beeinflusst von der präzisen Identifizierung ihrer Höhenlage in geologischen Aufschlüssen. Im Liegenden der quartären Sedimente stehen im Bodenseegebiet Gesteine der tertiären Molasse an. Die sedimentpetrographische Unterscheidung ist aufgrund der unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen in der Regel möglich. Probleme bereiten umgelagerte tertiäre Gesteinsabfolgen. Aufschlüsse des anstehenden Gesteins und Kernbohrungen liefern die qualitativ besten Ergebnisse. Meist stehen jedoch nur Spül- oder Hammerbohrungen zur Verfügung, für die üblicherweise eine Materialprobe pro Bohrmeter sichergestellt wird (ELLWANGER et al. 2015).

Der Datensatz der Isolinien der Felsoberfläche, der die Quartärbasis beinhaltet, bietet eine bessere Auflösung als der Rasterdatensatz mit der Zellengröße von 500 x 500 m. Möglicherweise vorhandene Tiefenmaxima innerhalb der Erosionsstrukturen sind jedoch auch in diesem Datensatz überwiegend nicht abgebildet, da nach ELLWANGER et al. (2015) aufgrund der örtlich niedrigen Belegpunktdichte die Geometrie der Felsoberfläche oft nicht genau bekannt ist. Sie sehen weiteren Präzisionsbedarf der Felsoberfläche mit Hilfe kontinuierlicher Messkampagnen mit geophysikalischen Erkundungsmethoden wie AEM (Airborne Electro-Magnetics).

6.1.4 Diskontinuitäten D1, D2 und D3 (Erosionsbasisflächen der Becken der Würm-, Riß- und Hoßkirch-Vergletscherung)

Für Baden-Württemberg wurden von ELLWANGER et al. (2015) Diskontinuitätsflächen als Isolinien-Datensätze erarbeitet. Sie bilden das jeweilige glaziale Erosionsniveau nach Wiedervorstößen der Gletscher in der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit räumlich ab.

Die jeweilige Verbreitung und Tiefenlage der D3-Haupt-Diskontinuität (Abb. 33) der Hoßkirch-Vergletscherung (Basis Dietmanns-Formation), der D2-Haupt-Diskontinuität (Abb. 34) der Riß-Vergletscherung (Basis Illmensee-Formation) und der D1-Haupt-Diskontinuität (Abb. 35) der Würm-Vergletscherung (Basis Hasenweiler-Formation) ist in den genannten Abbildungen zusammen mit der Felsoberfläche dargestellt. Die Diskontinuitäten reichen jeweils bis zur Innenwall-Eisrandlage einer Vergletscherung nach Norden, die auch die jeweilige nördliche Verbreitungsgrenze der Formationen darstellt. Die Diskontinuitätsflächen D2 und D3 sind nicht flächenhaft über das hoßkirch- und rißzeitlich vergletscherte Gebiet verbreitet. In den Lücken liegen keine Informationen zu den älteren Erosionsniveaus vor, da ein jeweils jüngeres glaziales Erosionsereignis oder die holozäne fluviatile Erosion die älteren Niveaus unterschritten hat.

Detaillierte Erläuterungen zu den Diskontinuitätsflächen finden sich bei ELLWANGER et al. (2015). Im Folgenden werden nur ausgewählte Informationen aus diesen Erläuterungen wiedergegeben.

Die D3-Fläche ist die älteste identifizierte Erosionsfläche, sie reicht im baden-württembergischen Rheingletschergebiet am weitesten ins Vorland. Sie ist zu einem großen Teil nur in Sedimentabfolgen von Zeugenbergen erhalten. Im südlichen Bereich und entlang der Hauptabflüsse ist sie ausgeräumt. Die in Abbildung 33 dargestellte Fläche ist das Ergebnis glazialer Erosion im Hochglazial der Hoßkirch-Vergletscherung einschließlich der resultierenden gravitativen Umlagerung. Sie wird örtlich durch jüngere fluviatile Erosionsprozesse und die jüngeren Diskontinuitätsflächen unterschritten.

Die D2-Diskontinuitätsfläche (s. Abb. 34) weist zwei Stammbecken auf. Das Becken bei Singen ist zum Hochrhein, das am Alpenausgang zwischen Friedrichshafen und Ravensburg zur Donau ausgerichtet. Sie sind voneinander durch eine Molasse-Schwelle getrennt. Beide Stammbecken sind strahlenförmig von Zweigbecken umrahmt. Zudem treten verteilt kleine Becken auf. Oft sind die Becken trotz Überdeckung topographisch noch erkennbar. Sie enden am Altmoränen-Innenwall, der die Eisrandlage des Wiedervorstoßes der Riß-Vergletscherung darstellt. Die Fläche ist das Ergebnis glazialer Erosion im Hochglazial der Riß-Vergletscherung einschließlich der resultierenden gravitativen Umlagerung. Sie wird intern und in einzelnen Becken durch die D1-Diskontinuität unterschritten.

Bei der Erstellung der D1-Diskontinuität wurden neben den Becken auch die Moränengebiete, überwiegend bestehend aus Drumlin-Feldern, mit einer einheitlichen Höhe berücksichtigt. Für diese Gebiete wurden Höhen geschätzt, die etwas niedriger sind als das Niveau zwischen den Drumlins (Interdrumlin-Hohlformen). Hier repräsentiert die D1-Fläche in ihrer gesamten Ausdehnung das Erosionsniveau der Gletscherbasis, was bei den Flächen D2 und D3 nur eingeschränkt der Fall ist (vgl. a. Abb. 46). In der D1-Diskontinuitätsfläche (s. Abb. 35) werden ein Stammbecken (Bodensee/Obersee) und vier große Zweigbecken deutlich. Das Stammbecken und drei Zweigbecken sind zum Hochrhein, ein Zweigbecken zur Donau hin ausgerichtet. Örtlich sind kleine Becken sichtbar. Die Becken enden an der Inneren Jungendmoräne, der Eisrandlage des würmzeitlichen Wiedervorstoßes. Sie sind in einem gut aufgelösten Höhenmodell als Depressionen erkennbar. Die Fläche ist das Ergebnis glazialer Erosion im Hochglazial der Würm-Vergletscherung einschließlich der resultierenden gravitativen Umlagerung.

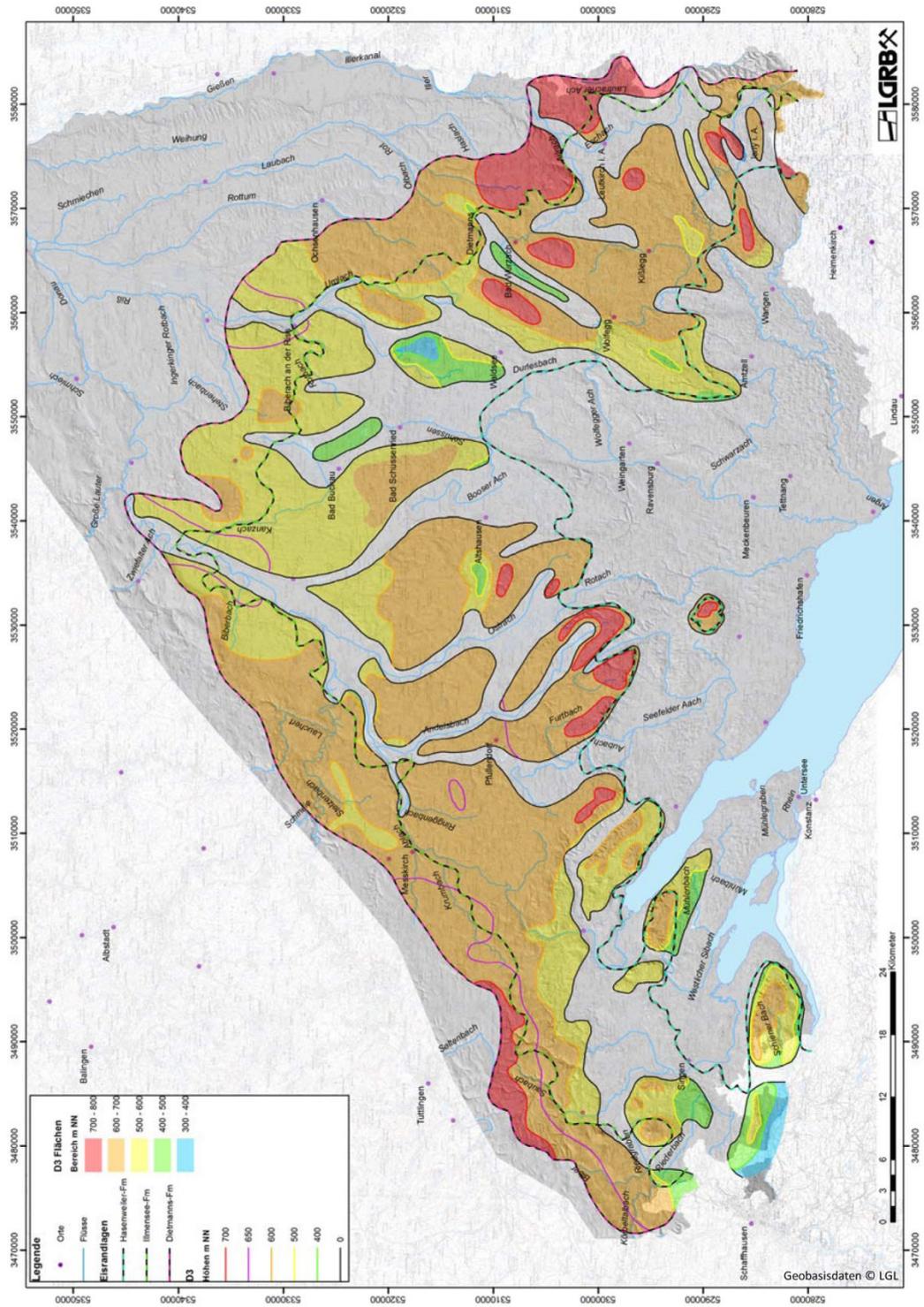


Abb. 33: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D3 (Basis Dietmanns-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinen. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, <http://www.lgrb-bw.de>; genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264

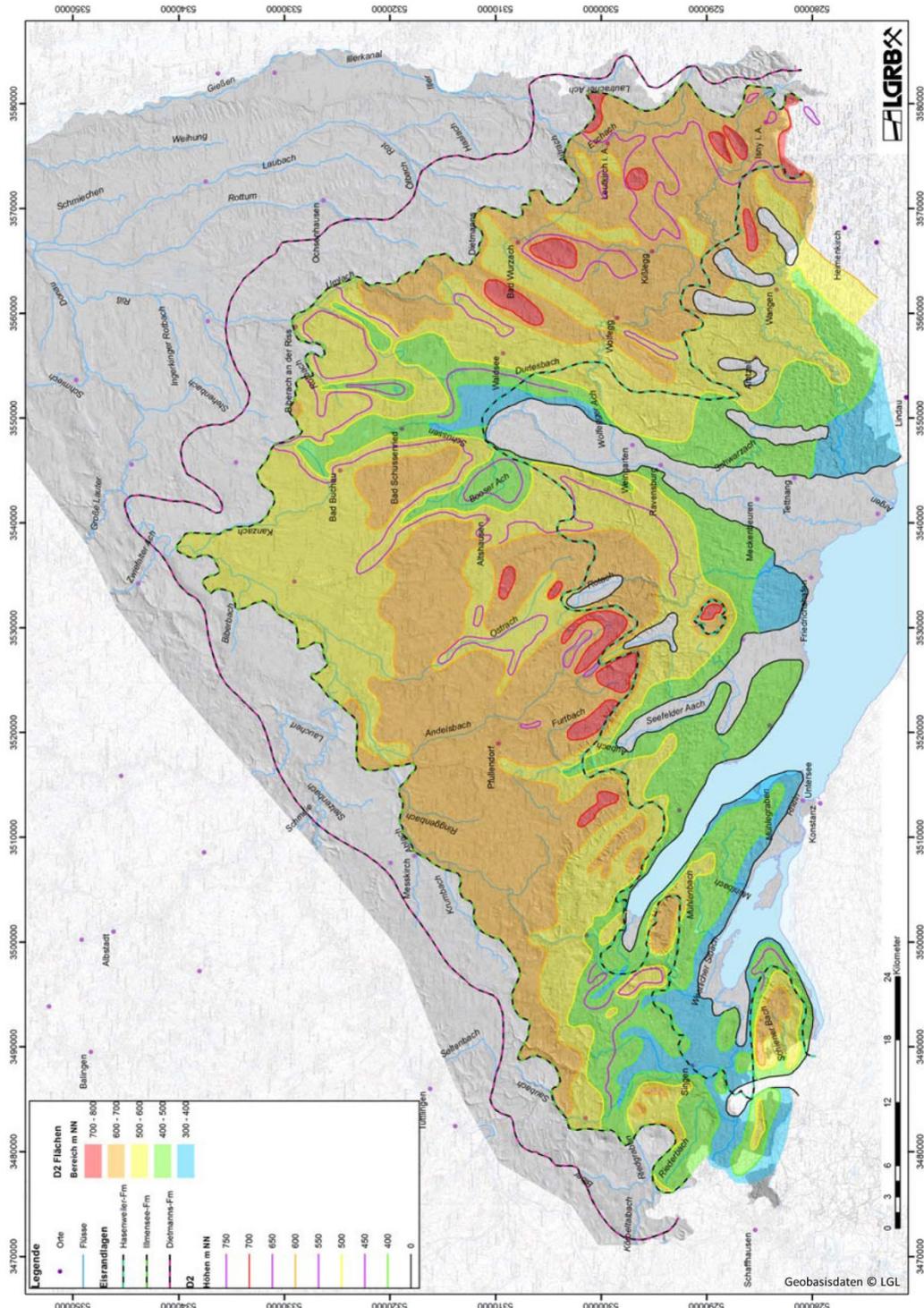


Abb. 34: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D2 (Basis Illmensee-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefe Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, <http://www.lgrb-bw.de>; genehmigt unter Az. 2851.3//16_326

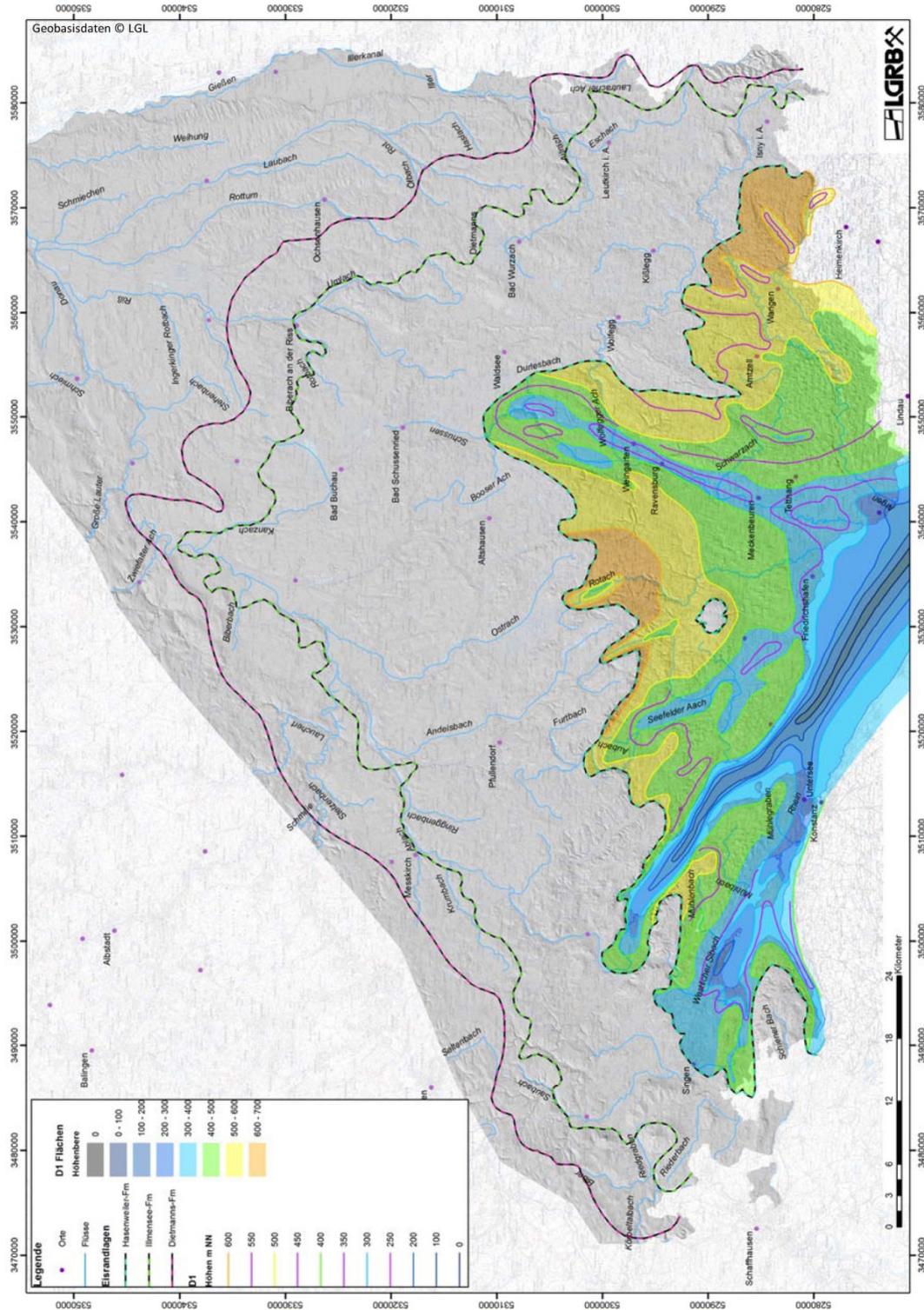


Abb. 35: Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D1 (Basis Hasenweiler-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinen. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, <http://www.lgrb-bw.de>; genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264

6.2 Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)

6.2.1 Geologische Karten

Für das Gebiet der alpinen Vergletscherung von Bayern wurden kartenblattweise verschiedene digitale Bearbeitungsstände der GK25 zur Verfügung gestellt. Das Spektrum reicht von vollständig neu bearbeiteten und geprüften Kartenblättern bis zu digitalisierten Altbearbeitungen. In dieser Arbeit wurden digitalisierte geologische Karten mit einem Bearbeitungsstand bis Oktober 2015 verwendet. Nach Informationen auf der Internetseite des LfU sollen bis zum Jahr 2025 sämtliche geologische Karten als amtliches flächendeckendes Kartenwerk vorliegen. Alle abschließend bearbeiteten Kartenblätter sind über den GeoFachdatenAtlas des LfU (www.bis.bayern.de) für jeden Nutzer frei zugänglich.

6.2.2 Bohrungen

Der bereitgestellte Bohrdatenauszug aus dem Bodeninformationssystem (BIS) von Bayern (Stand 21.01.2016) umfasst 49.475 Bohrungen mit einer Endteufe von mehr als 10 Metern südlich des Hochwertes 5375000 des Gauß-Krüger-Koordinatensystems Zone 4. Er besteht aus einer Stamm- und einer Schichtdatentabelle im GIS-Format. Für die Verwendung in diesem Projekt wurden die 7.364 Bohrungen selektiert, die im Bearbeitungsgebiet, also im ehemaligen Vergletscherungsgebiet, liegen.

6.2.3 Daten zur Präquartäroberfläche und Eisrandlagen für Südbayern

Es wurden mehr als 30 gescannte Karten (z. T. georeferenziert) und eine Karte im GIS-Format zur Verfügung gestellt. Sie liefern Informationen zur Höhenlage der Präquartäroberfläche, Tertiäroberfläche, Quartärbasis oder zu näherungsweise verwendbaren Horizonten. Die Karten liegen in unterschiedlichen, zum Teil nicht bekannten Maßstäben vor. Für die Erstellung einer Präquartäroberfläche wurden die Karten ausgewählt, die zu einer zusammenhängenden Fläche verbunden werden konnten. Zusätzlich wurden die aktuellen maximalen Eisrandlagen der Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeit als GIS-Datei bereitgestellt.

7 Datenauswertung zur regionalen glazialen Tiefenerosion im Bearbeitungsgebiet

7.1 Auswertung der glazialen Tiefenerosion in Baden-Württemberg

Für das baden-württembergische Bearbeitungsgebiet stehen Daten zur Verfügung, die für eine regionale Approximation des Betrages der glazialen Erosion nach dem Ansatz „Höhenlage von Deckenschottern“ (Kap. 3.4.10) verwendet werden können. Es eignet sich daher für die im Projekt vorgesehene wissenschaftliche Untersuchung als Pilotgebiet. Der Ansatz wurde ausgewählt, weil er eine reproduzierbare Methode darstellt, die auch auf den bayerischen Teil des Bearbeitungsgebietes übertragbar war. Damit war die GIS-gestützte Umsetzung innerhalb der Projektlaufzeit möglich.

Da Daten zu den Diskontinuitäten D1, D2 und D3 (ELLWANGER et al. 2015) vorliegen, die das tiefste Erosionsniveau der jeweiligen Hauptvergletscherung repräsentieren, kann die Methode auch angewendet werden, um die Beträge der glazialen Tiefenerosion, bezogen auf die einzelnen Vergletscherungen, zu approximieren. Zur Differenzenbildung werden Bezugsniveaus aus Höhen von fluviatilen Sedimenten verwendet, die jeweils vor den Vergletscherungen abgelagert wurden.

Für die Datenauswertungen wurden nachfolgende Aspekte berücksichtigt:

- der Bezug auf die Höhe präglazialer fluviatiler Ablagerungen als Relikte der ehemaligen Landoberfläche ist eine in der Literatur gefundene Methode zur Ermittlung absoluter Erosionsbeträge (s. Tab. 1),
- die Differenz zwischen dem präglazialen fluviatilen Bezugsniveau und einer Erosionsbasis (Präquartäroberfläche/Quartärbasis, Diskontinuitäten) ergibt den Betrag der Erosion,
- von den vorliegenden Daten (Geologische Karten, Präquartäroberfläche/Quartärbasis, Diskontinuitäten) werden jeweils die aktuellsten Versionen verwendet,
- für orientierende Aussagen wird die Verwendung der Oberflächen der fluviatilen Sedimente als ausreichend genau eingeschätzt, obwohl diese zum Teil abgetragen oder chemisch verwittert sind. Die Höhen können einfach in ein DGM eingebaut werden,
- zur Vermeidung von „Scheingenauigkeiten“ werden möglichst einfache Modellflächen konstruiert und genutzt,

- regionale Veränderungen der Lagerungsverhältnisse von geologischen Einheiten durch tektonische Verstellungen oder isostatische Ausgleichsbewegungen werden nicht berücksichtigt.

7.1.1 Gesamtbetrag der glazialen Tiefenerosion

Für eine Schätzung des Gesamtbetrages der Übertiefung ist ein präglaziales fluviatiles Bezugsniveau aus Höhen von Mindel- und Tieferen Hochrhein-Deckenschottern sowie die Präquartäroberfläche/Quartärbasis maßgebend. Aus der Differenz dieser Höhenniveaus wird eine Verteilung von Erosionsbeträgen berechnet.

Die Deckenschotter sind Relikte vorglazialer fluviatiler Ablagerungen und können zur einfachen Rekonstruktion einer angenäherten Landoberfläche dienen. Die Sedimente der Jüngeren Deckenschotter-Formation (s. Tab. 3) sind die letzten Schichten, die vor den Vergletscherungen mit einsetzender Tiefenerosion abgelagert wurden (AKÇAR et al. 2014). Sie wurden von HÄUSELMANN et al. (2007) an der Typlokalität bei Bad Grönenbach mit Hilfe von kosmogenen Nukliden auf ein Überdeckungsalter von 680.000 (+230.000/-240.000) Jahren datiert.

Die Quartärbasis entspricht im Bereich der unterschiedlich alten glazialen Becken jeweils der Basis der Beckenfüllung. Die Füllung können Sedimente der Hasenweiler-, Illmensee- und Dietmanns-Formation sein. Der Zusammenhang zwischen dem präglazialen Bezugsniveau und der Präquartäroberfläche/Quartärbasis ist am Beispiel des Bodenseegebietes in der stark schematisierten Abbildung 36 aus ELLWANGER et al. (2011) blau hervorgehoben. Diese zeigt einen Profilschnitt des Bodenseegebietes von den Alpen im Süden zur Terrassenlandschaft des Donautales im Norden. Die Landschaft im Umfeld der Becken ist geprägt von Drumlins, Kames und Kamesterrassen. In der Bildmitte ist eine rekonstruierte Oberfläche der frühpleistozänen Deckenschotterlandschaft dargestellt (blaue unterbrochene Linie). Teile der Basisflächen der Becken (Diskontinuitäten) repräsentieren die Quartärbasis (blaue Linie). Die Becken werden im Norden durch die Endmoränen der Wiedervorstöße (Innenwälle) der Hoßkirch- (Hi), der Riß- (Ri) und der Würm- Kaltzeit (Wi) begrenzt.

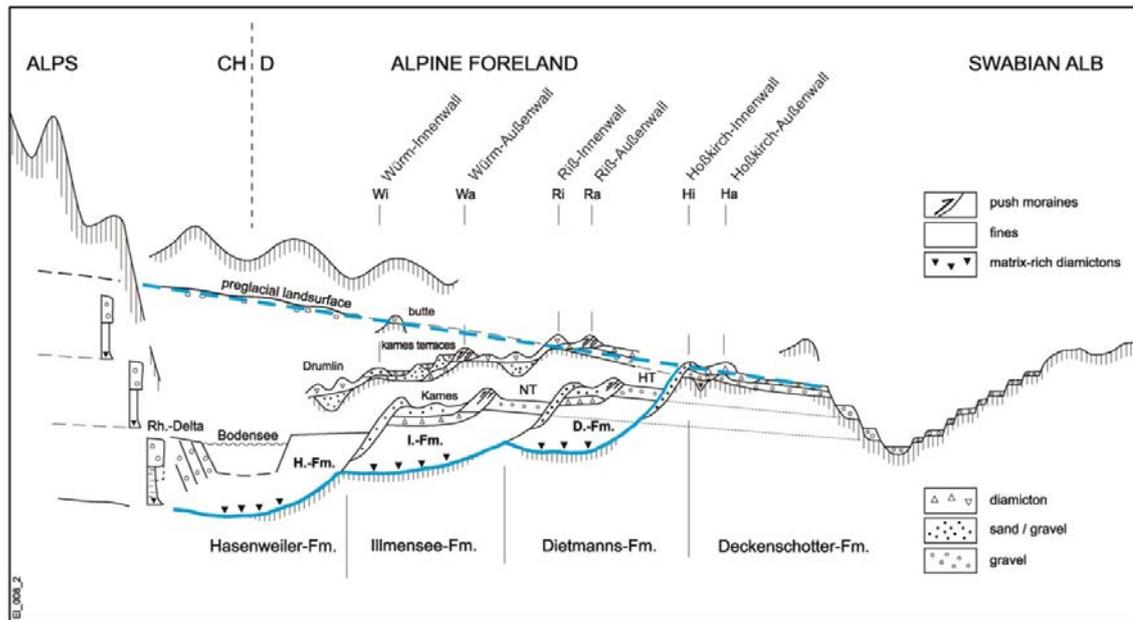


Abb. 36: Schematischer Schnitt durch das quartäre Strukturmodell des Bodenseegebietes (verändert nach ELLWANGER et al. (2011))

Erstellung der fluviatilen Bezugsfläche „Mindel-Deckenschotter-Niveau“

Aus den geologischen Flächen des GeoLa-Datensatzes wurden die Flächen der Mindel-Deckenschotter, der Tieferen Hochrhein-Deckenschotter oder auch Oberschwaben-Deckenschotter selektiert (Abb. 37). Die Oberschwaben-Deckenschotter können donau-, güng- oder mindelzeitlichen Alters sein, waren aber als Stützstellen für die Interpolation der Gesamtfläche wichtig. Ein Schottervorkommen am Gehrenberg wurde nicht berücksichtigt, da die Höhenlage im Kontext auffällig ist. Nach Herrn Ellwanger (mündliche Mitteilung 2016) ist die Alterseinstufung an dieser Stelle strittig. Ergänzt wurde dieser Datensatz mit ausgewählten Flächen der Jüngeren Deckenschotter der GK25 des LfU.

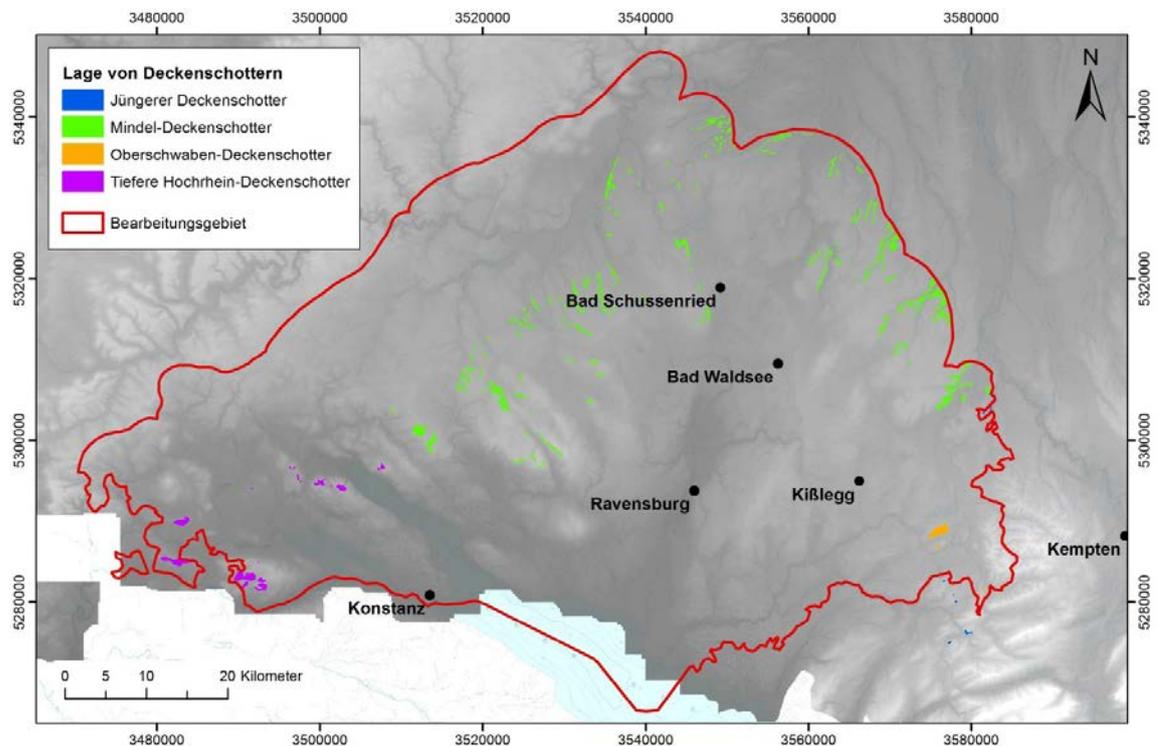


Abb. 37: Verbreitung von Mindel-Deckenschottern, Tieferen Hochrhein-Deckenschottern, Oberschwaben-Deckenschottern und Jüngerer Deckenschottern in Oberschwaben. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)

Mit Hilfe dieser Flächen wurden Rasterzellen aus dem DGM10 extrahiert. Zudem wurden Höhenwerte in Flächen der Jüngerer Deckenschotter oder der Würm-Moräne über Jüngerer Deckenschottern außerhalb von Deutschland aus der GÜK200 verwendet, um den Datensatz im Randbereich des Bearbeitungsgebietes für die Interpolation zu ergänzen und zu optimieren. Dazu wurden außerdem mittlere Höhen für die Flächen aus dem DGM50 oder von Höhenlinien der DTK200 manuell abgenommen, da für diesen Bereich kein DGM10 und örtlich auch kein DGM50 für eine automatisierte Extraktion zur Verfügung standen. Diese verorteten Einzelhöhen wurden in Rasterzellen der Zellgröße 10 x 10 m umgewandelt und mit dem extrahierten DGM10-Rasterdatensatz vereinigt. Für die Interpolation wurde dieser Datensatz im GIS einer räumlichen Mittelwertbildung über 10 x 10 km² unterzogen, um daraus Punktdaten auszulesen. Ein nicht plausibler Wert im Osten des Berechnungsgebietes wurde entfernt. Der erzeugte Datensatz aus äquidistanten gemittelten Höhenpunkten wurde mit Kriging zu einer einfachen Bezugsfläche mit einer Rasterweite von 500 m interpoliert und mit dem Umriss des Bearbeitungsgebietes ausgeschnitten. Das Endergebnis ist eine konstruierte einfache Bezugsfläche der Mindel-Deckenschotter (s. Abb. 38). In die Berechnungen gingen Lage und Höhe von fluviatilen Ablagerungen vergleichbaren Alters in [m ü. NHN] und die im GIS berechneten Mittelwerte ein. Sie kann als präglaziales und als prähoßkirchzeitliches Bezugsniveau dienen.

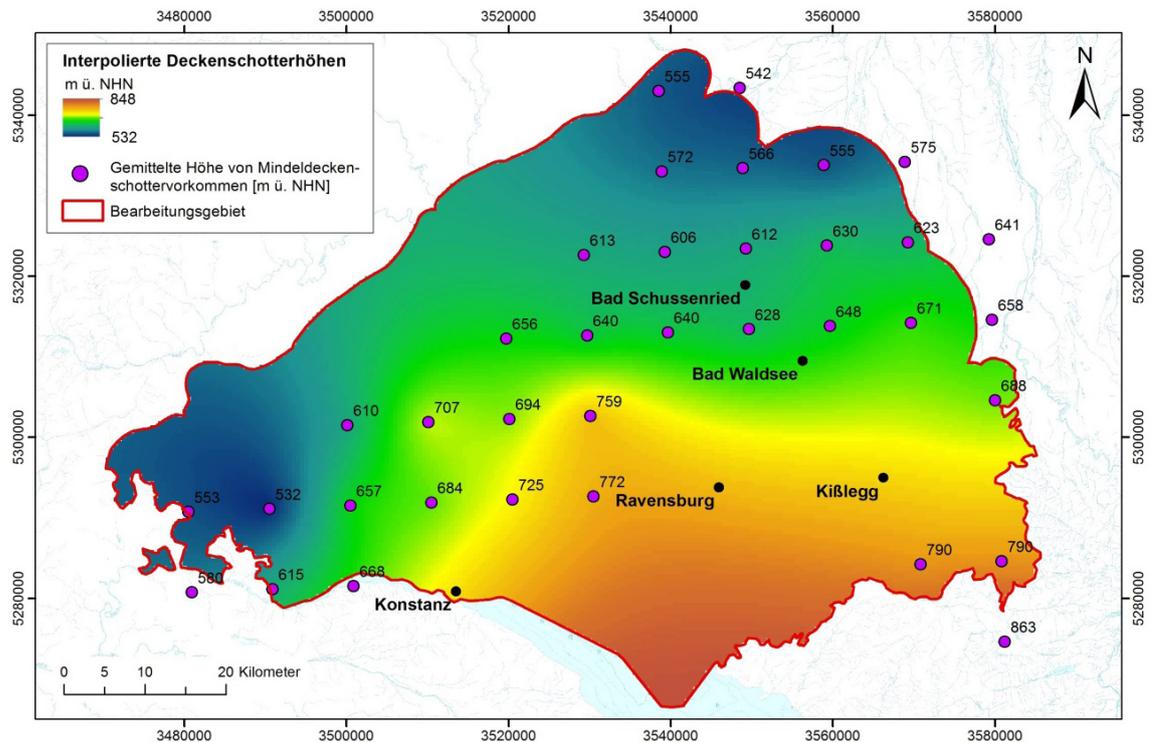


Abb. 38: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Mindel-Deckenschottern. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Berechnung der Differenz aus der „Mindel-Deckenschotter-Bezugsfläche“ und der Quartärbasis

Mit Hilfe der gemittelten Höhen der Mindel-Deckenschotter-Bezugsfläche wurde dann die Differenz zur Quartärbasis aus dem GeoMol-Projekt (500 m-Raster, Abb. 32) berechnet. Das Ergebnis zeigt Abbildung 39.

Die berechneten Werte liegen in einem Spektrum von etwa -150 bis 830 m. Negative Werte sind nicht plausibel und daher in der Abbildung farblich nicht weiter aufgelöst (graue Flächen). Das Auftreten negativer Werte ist methodisch bedingt auf die Verwendung des fluviatilen Bezugsniveaus zurückzuführen, das die umgebende Topographie unterschneidet. Die positiven Differenzbeträge, also die farbigen Flächen, werden mit dem Gesamtübertiefungsbetrag über 3 Hauptvergletscherungen gleichgesetzt. Sie sind die Bilanz aus glazialer und fluviatiler Erosion und Akkumulation im Bereich der verfügbaren Quartärbasis. Die höchsten Übertiefungswerte sind im Bereich des Bodensees und Überlinger Sees lokalisiert.

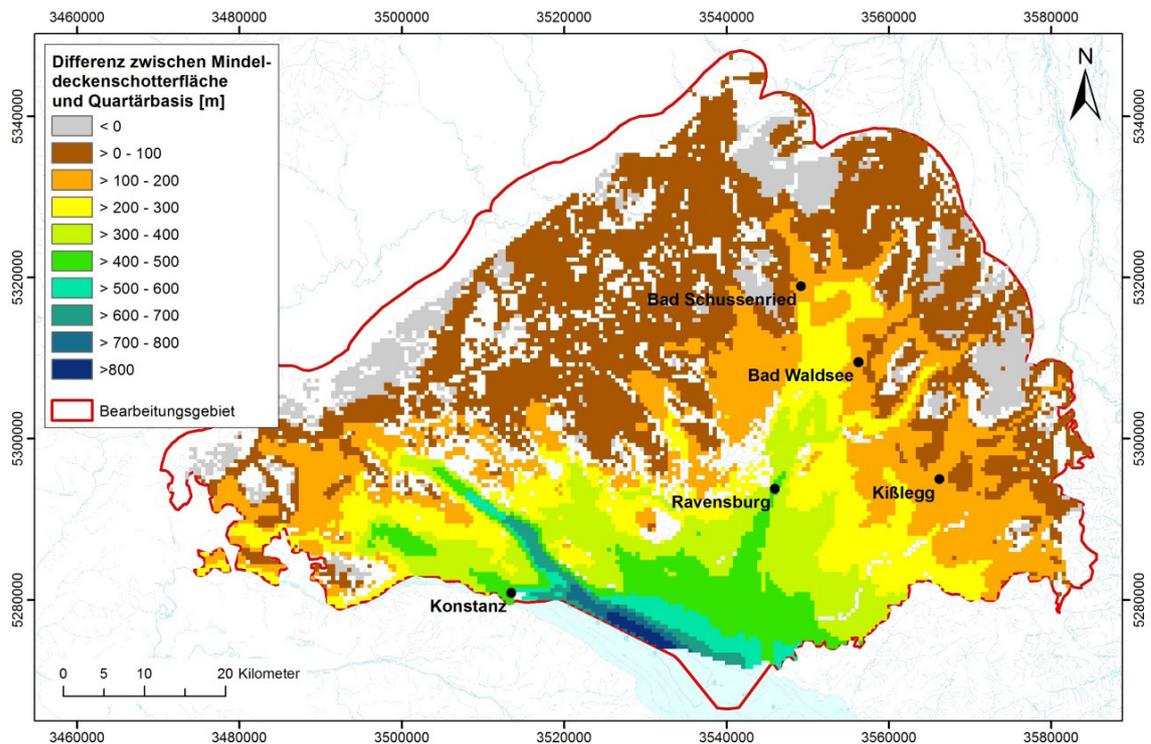


Abb. 39: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche der Mindel-Deckenschotter sowie vergleichbaren Ablagerungen und der Quartärbasis (GeoMol). Die Lücken in dem Rasterdatensatz stellen Gebiete ohne Quartär dar. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Die markantesten Übertiefungen sind vom südlichen Bodensee ausgehend nach NNE im Streichen des Schussentales (Richtung Bad Schussenried) und nach etwa NW im Streichen des Bodensees ausgerichtet. Eine dritte Vorzugsrichtung deutet sich nach NE im Verlauf der Argen (Richtung Kißlegg) an.

7.1.2 Beträge der glazialen Tiefenerosion pro Vergletscherung

Analog zur Übertiefungsbestimmung über den Zeitraum Mittel- und Spätpleistozän mit 3 Hauptvergletscherungen können fluviatile Sedimente, die jeweils vor der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit abgelagert wurden und auf der GeoLa-Karte ausgewiesen sind, für eine Übertiefungsbestimmung pro Kaltzeit verwendet werden. Diese sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tab. 6: Zusammenstellung der Daten zur Bestimmung von Übertiefungsbeträgen für einzelne Hauptvergletscherungen aus der Differenz eines präglazialen fluvialen Bezugsniveaus und den Diskontinuitäten.

| Kaltzeit | Flächen präglazialer fluvialer Ablagerungen und Hilfsflächen aus geologischen Karten | Diskontinuität |
|-------------------|--|----------------|
| Würm-Kaltzeit | Illmensee-Schotter (GeoLa) und Hilfhöhen präwürmzeitlicher fluvialer Ablagerungen (GK25 Bayern) | D1 |
| Riß-Kaltzeit | Dietmanns-Schotter (GeoLa) und Hilfhöhen prärißzeitlicher fluvialer Ablagerungen (GK25 Bayern und GÜK200) | D2 |
| Hoßkirch-Kaltzeit | Mindel-Deckenschotter, Tiefere Hochrhein-Deckenschotter, Oberschwaben-Deckenschotter (GeoLa) und Hilfhöhen prähoßkirchzeitlicher fluvialer Ablagerungen (GÜK200) | D3 |

Die folgende Abbildung 40 zeigt die Verbreitung der fluvialen Ablagerungen inklusive ihrer chronostratigraphischen Zuordnung zur Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit. Die Flächen wurden den geologischen Karten für den baden-württembergischen Teil des Bearbeitungsgebietes entnommen (ohne Hilfsflächen).

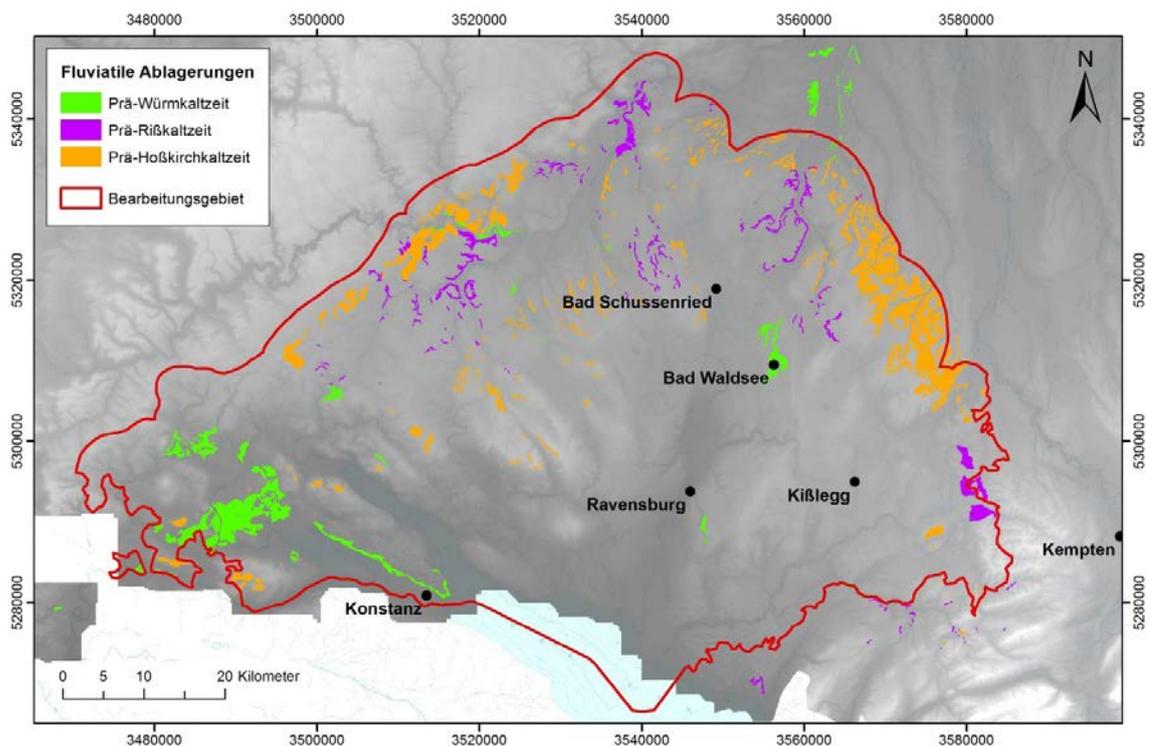


Abb. 40: Lage von fluvialen Ablagerungen der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)

Diese Einheiten wurden ausgewählt, weil sie das Höhengniveau einer Landoberfläche vor den Hauptvergletscherungen repräsentieren. Stratigraphisch vergleichbare geologische Flächen präglazialer fluviatiler Bildungen können sowohl aus den baden-württembergischen als auch aus den bayerischen Datensätzen extrahiert werden.

Mit Hilfe der fluviatilen Flächen der geologischen Karten (Tab. 6) wurden Höhenwerte aus dem DGM extrahiert, ergänzt, aggregiert und zu zwei präglazialen fluviatilen Bezugsniveaus der Riß- und der Würm-Kaltzeit interpoliert. Für die Berechnung des hoßkirchzeitlichen Übertiefungsbetrages liegt ein geeignetes Bezugsniveau aus Mindel-Deckenschottern aus diesem Arbeitsschritt vor. Die Differenzen werden, statt zur Präquartäroberfläche, zu den zugehörigen Diskontinuitäten (Kap. 6.1.4) gebildet. Die Lagerungsverhältnisse der fluviatilen Bezugsflächen und der entsprechenden Diskontinuitäten (Basis der Becken) sind in dem stark schematisierten Schnitt durch das „Bodensee-Amphitheater“ (ELLWANGER et al. 2011) farblich nach Zugehörigkeit markiert (Abb. 41).

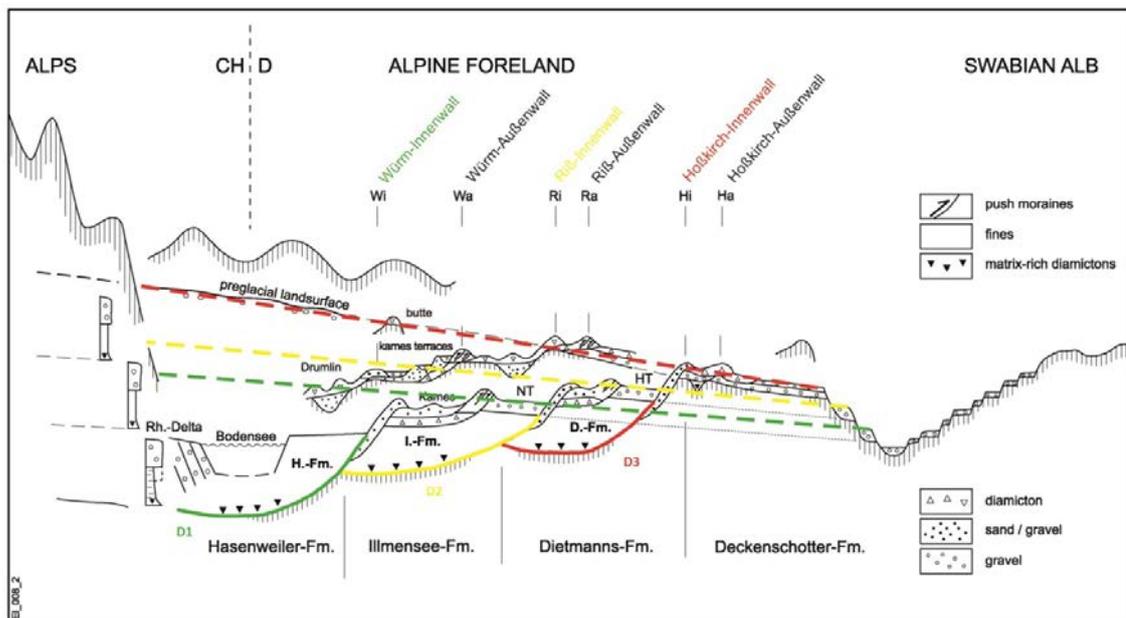


Abb. 41: Schematischer Schnitt durch das quartäre Strukturmodell des Bodenseegebietes von den Alpen im Süden zur Terrassenlandschaft des Donautales im Norden. Farblich markiert sind die jeweilige Lage von rekonstruierten präglazialen fluviatilen Bezugsflächen der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit und die zugehörigen Diskontinuitäten (Basis der Becken) D1 (grün), D2 (gelb) und D3 (rot). Die Becken werden im Norden durch die Endmoränen der Wiedervorstöße (Innenwälle) der Hoßkirch- (Hi), der Riß- (Ri) und der Würm- (Wi) Kaltzeit begrenzt. Nach ELLWANGER et al. (2011), verändert

Beträge der Tiefenerosion der Hoßkirch-Kaltzeit

Zur Bestimmung des hoßkirchzeitlichen Übertiefungsbetrages wird die Mindel-Deckenschotter-Bezugsfläche (s. Abb. 38) eingesetzt. Anstelle der Quartärbasis, die für die Ermittlung des Gesamterosionsbetrags verwendet wird, wird für den Einzelbetrag der Tiefenerosion der Hoßkirch-Kaltzeit die Diskontinuität (Erosionsbasis) D3 (vgl. Kap. 6.1.4) verwendet. Sie liegt als Isohypsen Darstellung vom LGRB vor und wurde zu einem Rasterdatensatz mit der Zellengröße von 500 m interpoliert. Anschließend erfolgte die Berechnung der Differenz zwischen der Mindel-Deckenschotter-Bezugsfläche und dem D3-Raster.

Abbildung 42 zeigt die Verteilung der berechneten Beträge der Tiefenerosion im Bereich der Diskontinuität D3. Für die Dietmanns-Becken (Hoßkirch-Kaltzeit) wurde ein höchster Differenzbetrag von etwa 270 m ermittelt. Hohe Differenzbeträge von mehr als 250 m liegen für Lokalitäten südlich der Ortslage Kisslegg, östlich der Ortslage Ravensburg und nördlich der Ortslage Bad Waldsee vor.

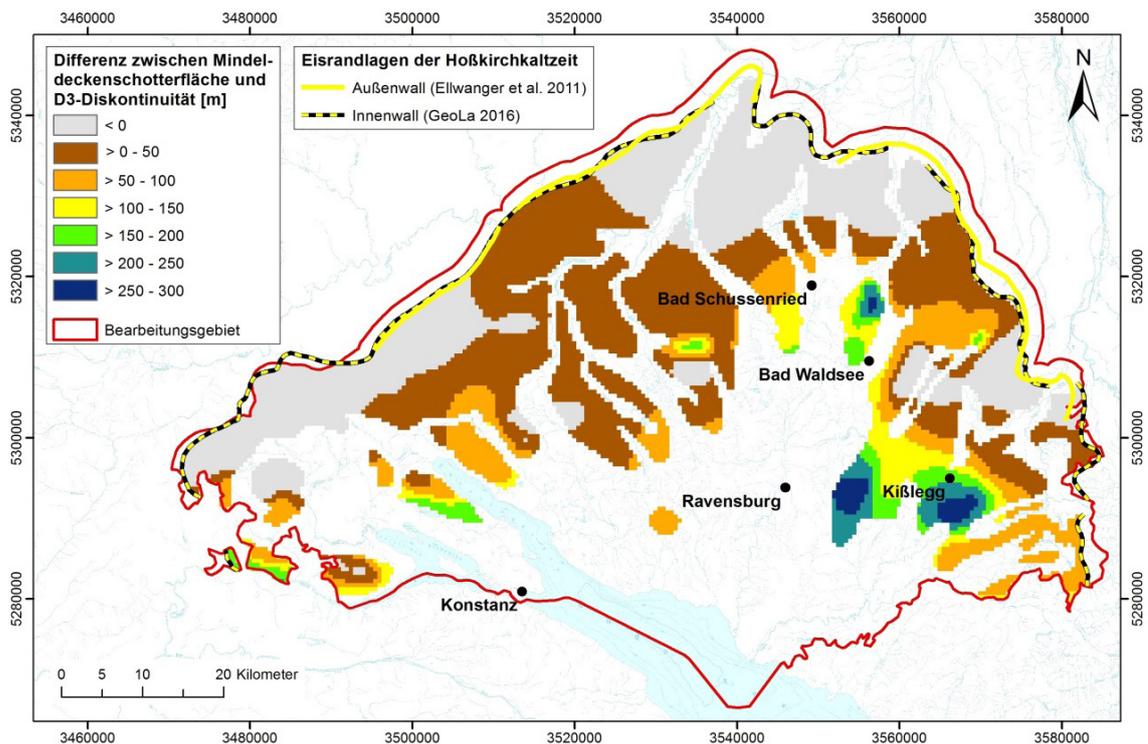


Abb. 42: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche aus Mindel-Deckenschottern und der Diskontinuität D3 im Bereich von D3. Hohe Differenzbeträge zeigen die Lage von Dietmanns-Becken (Hoßkirch-Kaltzeit) an. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Hauptstreichrichtungen der tiefsten glazigenen Strukturen können nur vermutet werden, da nur noch die Übertiefungen im distalen Vergletscherungsgebiet erhalten sind. Diese deuten sich in Richtung NNE und NE sowie WNW an.

Beträge der Tiefenerosion der Riß-Kaltzeit

Die rekonstruierte präglaziale fluviatile Bezugsfläche der Riß-Kaltzeit und die für die Interpolation verwendeten gemittelten Höhenwerte des DGM sind in Abbildung 43 dokumentiert.

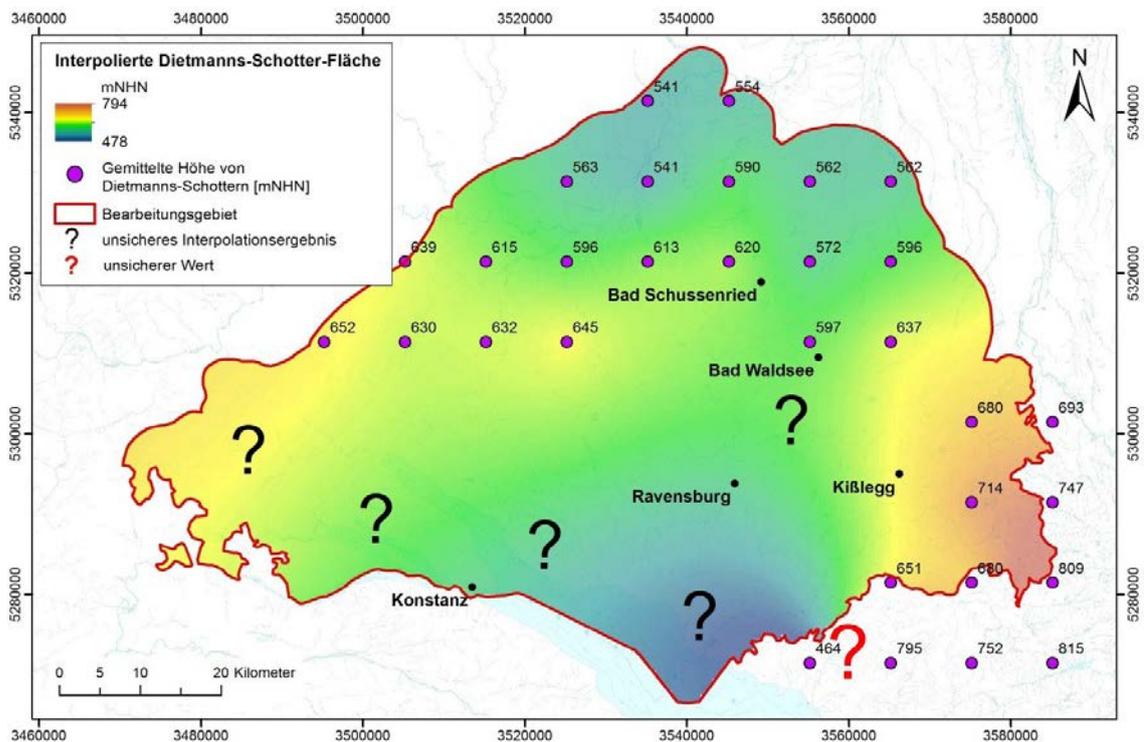


Abb. 43: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Dietmanns-Schottern und altersvergleichbaren fluviatilen Ablagerungen (s. Tab. 6) mit der Lage und Höhe [m ü. NHN] der Mittelwerte, die in die Berechnung eingegangen sind. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Die Datenlage der fluviatilen prärißzeitlichen Ablagerungen ist in den Bereichen der rißzeitlichen Stammbecken (südliches Schussenbecken, Singener Becken laut Abbildung 2 in DRASER et al. (2015)) sehr lückenhaft. Dort werden die größten Erosionsbeträge erwartet. Die Becken sind örtlich durch die nachfolgende Würm-Vergletscherung überprägt. Die Höhe prärißzeitlicher Schotter von 464 m ü. NHN östlich des Bodensees (rotes Fragezeichen in der Karte) ist auffällig, könnte jedoch ein Hinweis auf die Lage eines älteren Stammbeckens im Auslassbereich des Alpenrheintales sein. Bei einem Vergleich mit nahegelegenen Höhen von „Illensee-Schottern“ (s. Abb. 44) wäre auch eine stratigraphische Neueinordnung der prärißzeitlichen Schotter als präwürmzeitliche Schotter plausibel.

Eine Differenzenrechnung mit der D2-Diskontinuität (Kap. 6.1.4) wurde auf der Basis der verfügbaren Daten als nicht gut genug belegt eingestuft und daher nicht durchgeführt. Gegebenenfalls wäre eine Qualifizierung des Datensatzes durch eine Recherche nach Dietmanns-Schottern oder warmzeitlichen Sedimenten des Holstein in Bohrdokumentationen möglich. Eine entsprechende Recherche wurde in diesem Projekt jedoch nicht durchgeführt. Auch wäre es möglich, Stützstellen aus der Höhenlage anderer ausstreichender prärißzeitlicher Einheiten abzuleiten oder Daten aus der Schweiz oder Österreich zu erfragen und in die Berechnung zu integrieren.

Beträge der Tiefenerosion der Würm-Kaltzeit

Die Datenlage zur Annäherung einer präwürmzeitlichen Bezugsfläche ist im westlichen Oberschwaben zufriedenstellend. Für den Westen berechnete Erosionsbeträge werden daher nicht grundlegend angezweifelt. Im Bereich des Schussenbeckens sind mit Hilfe der erstellten Fläche ebenfalls ungefähre Aussagen zu den Erosionsbeträgen möglich. Allerdings ist die Datendichte nicht ausreichend, um beurteilen zu können, ob während der Würm-Vergletscherung noch größere Schmelzwassermengen zur Donau abfließen konnten oder ob gegebenenfalls glazial gestauchte Ablagerungen dies verhinderten. Das Relief der Fläche lässt vermuten, dass der würmzeitliche Gletscher in Richtung Schussental auf gegenläufiges Gefälle aufgefahren ist.

Die folgende Abbildung 44 zeigt die rekonstruierte präglaziale fluviale Bezugsfläche für die Würm-Kaltzeit mit den für die Interpolation verwendeten gemittelten Höhenwerten des DGM10. Die Vorgehensweise bei der Auswertung entspricht den vorgenannten Berechnungen der gesamten und der hoßkirchzeitlichen Übertiefung.

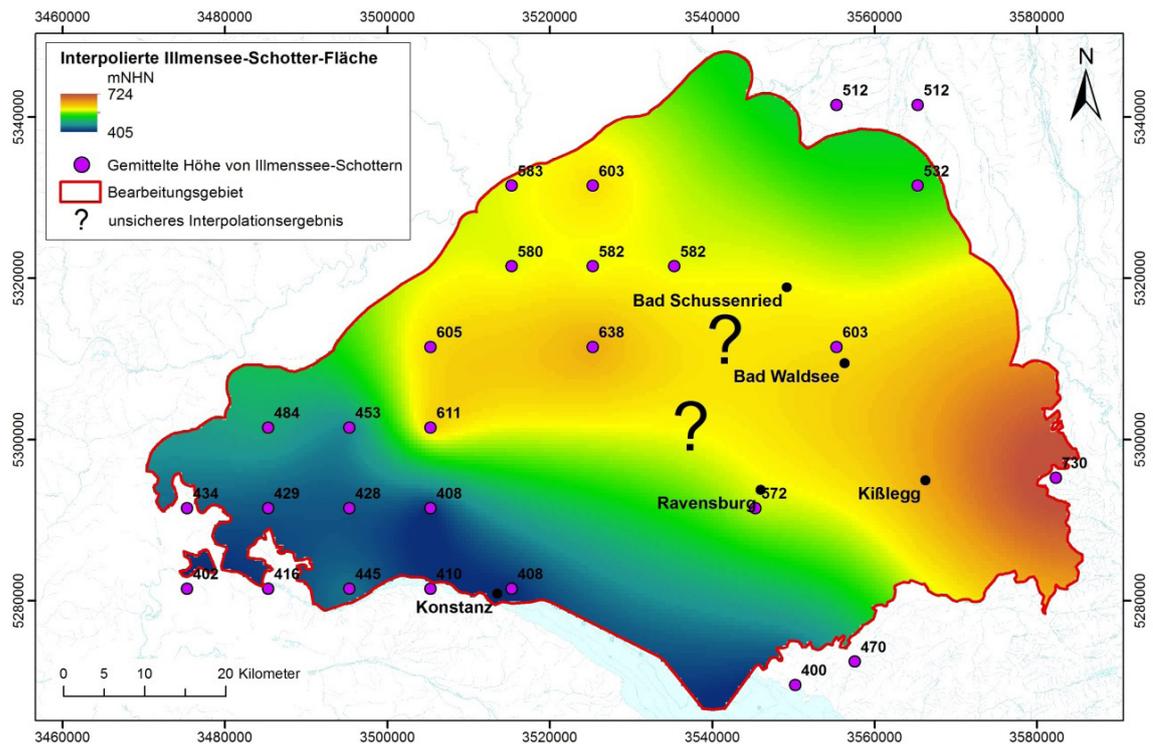


Abb. 44: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Illmensee-Schottern und altersvergleichbaren fluviatilen Ablagerungen (s. Tab. 6) mit der Lage und Höhe [m ü. NHN] der Mittelwerte, die in die Berechnung eingegangen sind. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Anstelle der Quartärbasis oder Diskontinuität D3 wird für die Bestimmung des wärmzeitlichen Übertiefungsbetrages die Diskontinuität (Erosionsbasis) D1 verwendet. Sie liegt als Isohypsen Karte vom LGRB vor und wurde zu einem Rasterdatensatz mit der Zellengröße von 500 m interpoliert. Anschließend erfolgte die Berechnung der Differenz zwischen der Bezugsfläche aus Höhen von Illmensee-Schottern und der D1 (Raster). Das Ergebnis der Differenzbildung mit der Diskordanz D1 zeigt Abbildung 45.

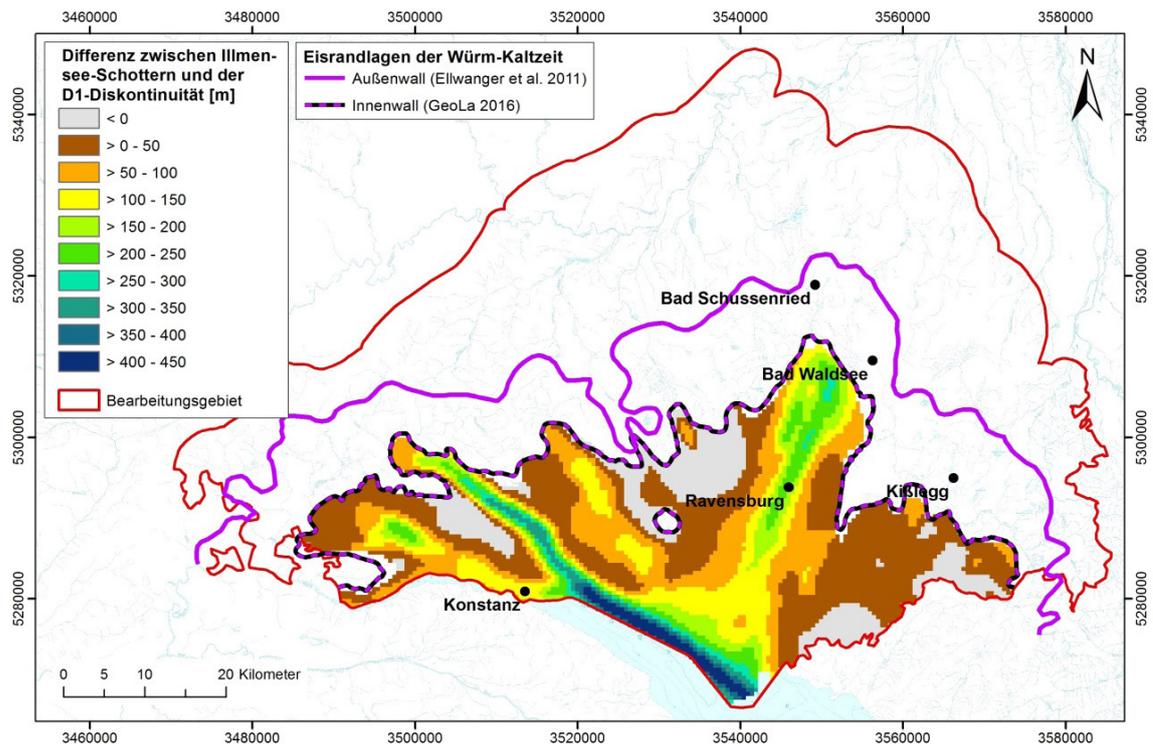


Abb. 45: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche aus Illmensee-Schottern und der Diskontinuität D1 im Bereich von D1. Hohe Differenzbeträge zeigen die Lage von Hasenweiler-Becken (Würm-Kaltzeit) an. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Für die Hasenweiler-Becken (Würm-Kaltzeit) wurde ein höchster Differenzbetrag von etwa 435 m ermittelt. Differenzbeträge von mehr als 400 m beschränken sich auf den Bereich des Bodensees. Im Verlauf des Schussentales südwestlich von Bad Waldsee kommen Höchstbeträge von etwa 250 m vor. Die Längsachsen der glazigenen tiefen Strukturen verlaufen vom südlichen Bodensee aus etwa nach NNE und NW.

Im Rheingletschergebiet wurde für die Würm-Kaltzeit ein im Vergleich mit den älteren Kaltzeiten höherer Übertiefungsbetrag ermittelt. Die Ursache dafür konnte nicht identifiziert werden. Ob ein ansteigender Trend von älteren zu jüngeren Vergletscherungen vorliegt, kann auf der Basis der derzeit vorliegenden Daten nicht beurteilt werden.

Für einen Überblick, welche Flächengröße im Wirkungsbereich des baden-württembergischen Rheingletschers wie stark von pleistozäner Erosion betroffen ist, kann eine Häufigkeitsverteilung dienen. Dazu wurde für das vergletscherte Gebiet in Baden-Württemberg aus der berechneten Verteilung des „Gesamtbetrags der Übertiefung“ der prozentuale Flächenanteil für 100 m-Erosionstiefenklassen ermittelt. Das Ergebnis ist in Tabelle 7 dokumentiert.

Tab. 7: Flächenanteil von Erosionstiefenklassen an der Fläche des vergletscherten Gebietes in Baden-Württemberg.

| Werteklasse des Betrages der Tiefenerosion [m] im vergletscherten Gebiet | Flächenanteil in [km ²] | Flächenanteil der Erosionstiefenklasse [%] |
|--|-------------------------------------|--|
| Gebiete ohne Quartär | 803,00 | 16,5 |
| <=0 | 324,25 | 6,6 |
| >0 – 100 | 1485,75 | 30,4 |
| >100 – 200 | 874,50 | 17,9 |
| >200 – 300 | 569,00 | 11,7 |
| >300 – 400 | 436,50 | 8,9 |
| >400 – 500 | 241,25 | 4,9 |
| >500 – 600 | 72,25 | 1,5 |
| >600 – 700 | 44,25 | 0,9 |
| >700 – 800 | 18,50 | 0,4 |
| >800 | 12,00 | 0,2 |
| Summe | 4881,25 | 100 |

7.2 Erstellung der Präquartäroberfläche für einen Teil Bayerns

Ziel war es, die überwiegend als gescannte Isohypsen-Karten verfügbaren Daten zur Präquartäroberfläche zu georeferenzieren (Gauß-Krüger-Koordinatensystem Zone 4), zu digitalisieren und für ein zusammenhängendes Gebiet mit Isohypsen aus Hilfsdatengrundlagen zu einer Übersicht im Rasterformat (GRID) zu verbinden. Zur Bemessung eines Interpolationsgebietes wurden die zusammenhängenden DTK25-Kartenblätter ausgewählt, die gut mit Daten aus wissenschaftlichen Fachbearbeitungen und angrenzenden DGM-Daten belegt waren. Zur Interpolation wurden alle Isohypsen in einer GIS-Datei zusammengeführt und zu einem GRID mit einer Zellengröße von 25 x 25 m verrechnet.

Das Schema in Abbildung 46 gibt einen Überblick über die Herkunft der Daten, die für die Erstellung des Rasterdatensatzes der Präquartäroberfläche verwendet wurden. Die farbige Reliefdarstellung ist ein beispielhaft ausgewähltes Teilgebiet aus Abbildung 47, in der das vollständige Interpolationsergebnis dargestellt ist.

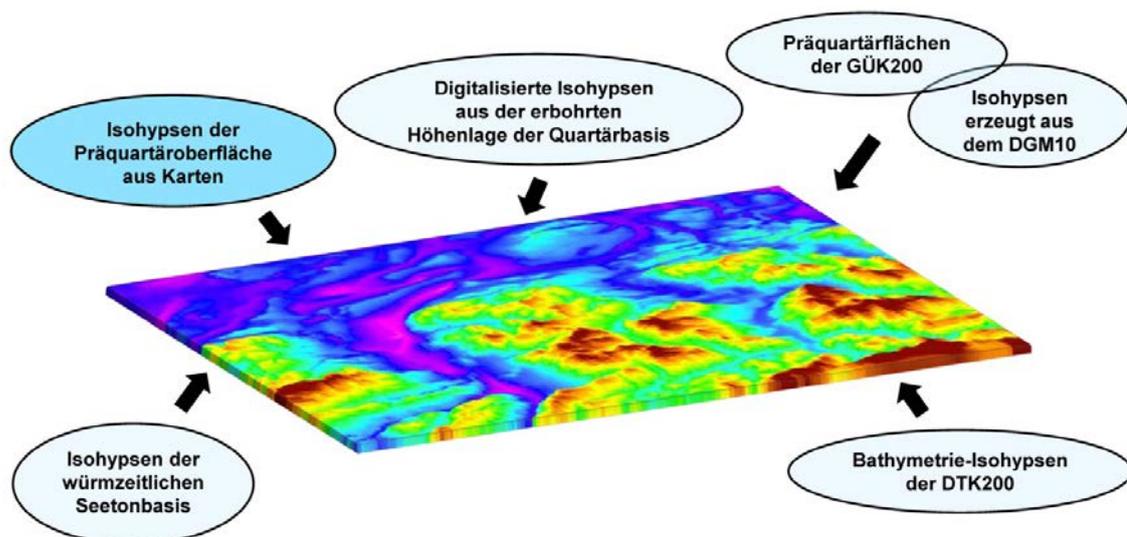


Abb. 46: Schema der zur Erstellung der Präquartäroberfläche verwendeten Datensätze. Die Datengrundlage „Isolinien der Präquartäroberfläche aus Karten“, die aus wissenschaftlichen Bearbeitungen stammen, ist farblich in dunklerem Blau hervorgehoben, die Hilfsdatenquellen sind hellblau hinterlegt.

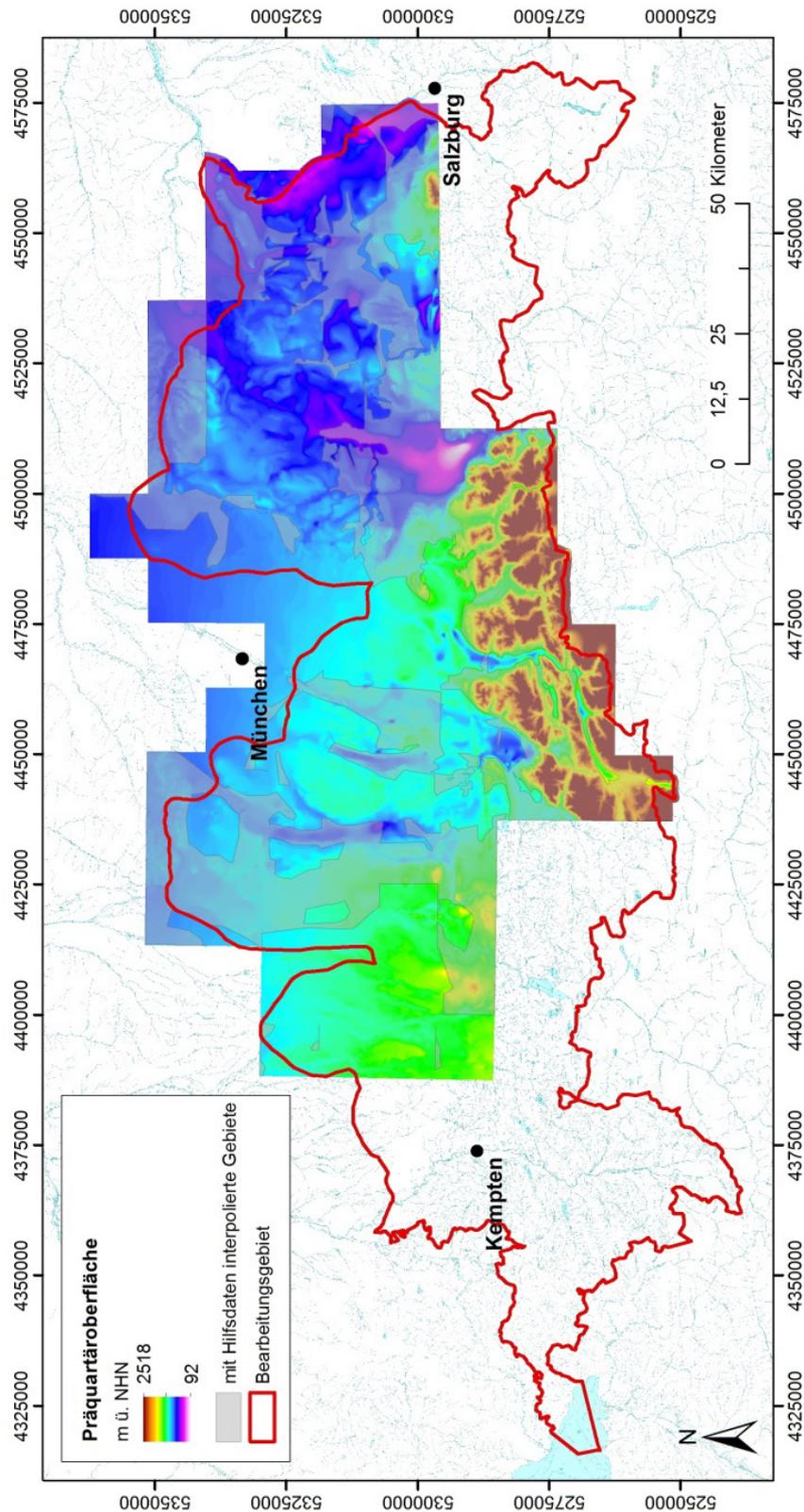


Abb. 47: Reliefkarte der Präquartäroberfläche als Ergebnis der Interpolation von Isohypsenkarten und Hilfsdaten für einen Teil des bayerischen Bearbeitungsgebietes. Die Gebiete, die mit Hilfsdaten berechnet wurden, sind grau überdeckt. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Aus dem gesamten Kartensatz wurden die Karten ausgewählt, die etwa eine zusammenhängende Fläche bilden. Von diesen wurden gut auflösende Isohypsen digitalisiert. Im weiteren Umfeld von Holzkirchen - südlich von München - wurden auch Isohypsen von zwei unterschiedlichen Karten verwendet, wenn sie gut miteinander korrelierten. Die Auswahl erfolgte nach Kartenmaßstab, Bearbeitungsdatum sowie Plausibilität zueinander, zur Topographie und zu punktuellen Quartärbasishöhen, die aus Schichtdaten des BIS extrahiert worden waren.

Beschreibung der Hilfsdaten

Die Hilfsdatengrundlagen setzen sich aus Bohrungen, Isohypsen der rezenten Topographie (DGM10) in Präquartärflächen der GÜK200 (BGR 2007), Bathymetrie-Isohypsen der DTK200 und Isohypsen der Würmbasis im Bereich des Rosenheimer Beckens zusammen. Sie werden am Ende dieses Unterkapitels detailliert beschrieben.

Ergänzend zur Präquartäroberfläche wurde für den Isohypsensatz jeder Karte je ein Umriss erzeugt. Mit diesen Umriss-Flächen kann die Präquartäroberfläche überlagert werden. Nur in den so gekennzeichneten Gebieten ist von einer wissenschaftlich geprüften Abbildung des Kenntnisstandes für den Zeitpunkt der Kartenerstellung auszugehen. Bei der Interpretation der Karten sind deren Aktualität und Maßstab zu beachten. In Abbildung 48 sind die Flächen nach dem Maßstab farblich differenziert dargestellt.

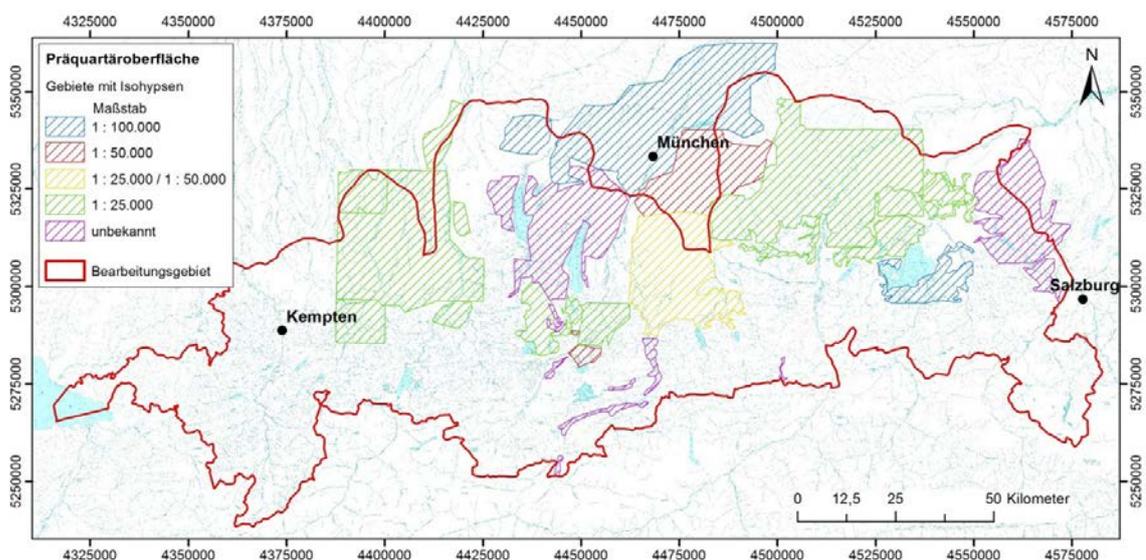


Abb. 48: Verbreitungsgebiete von Isohypsen der Präquartäroberfläche im bayerischen Bearbeitungsgebiet, die von der gleichen Karte stammen. Sie sind farblich differenziert nach dem Maßstab. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Aus der GÜK200 wurden zunächst alle Flächen selektiert, die stratigraphisch älter als Quartär sind (Abb. 49). Zusätzlich wurden aus dem DGM10-Raster Höhenlinien als

ein Konturlinien-Shape erzeugt. Aus diesem Konturlinien-Shape wurden anschließend mit den selektierten Flächen der GÜK200 die Isohypsen selektiert. Sie repräsentieren näherungsweise die Präquartäroberfläche in dem zur Interpolation vorgesehenen Gebiet. Dann erfolgte eine Prüfung auf Plausibilität im Vergleich mit den digitalisierten Isohypsen vorliegender Karten (Abb. 48). Der aus der GÜK200 erstellte Datensatz wurde dort ergänzend für die Interpolation der Präquartäroberfläche Bayerns verwendet, wo die Isohypsen der Karten weitständig sind und eine sinnvolle Einpassung möglich war.

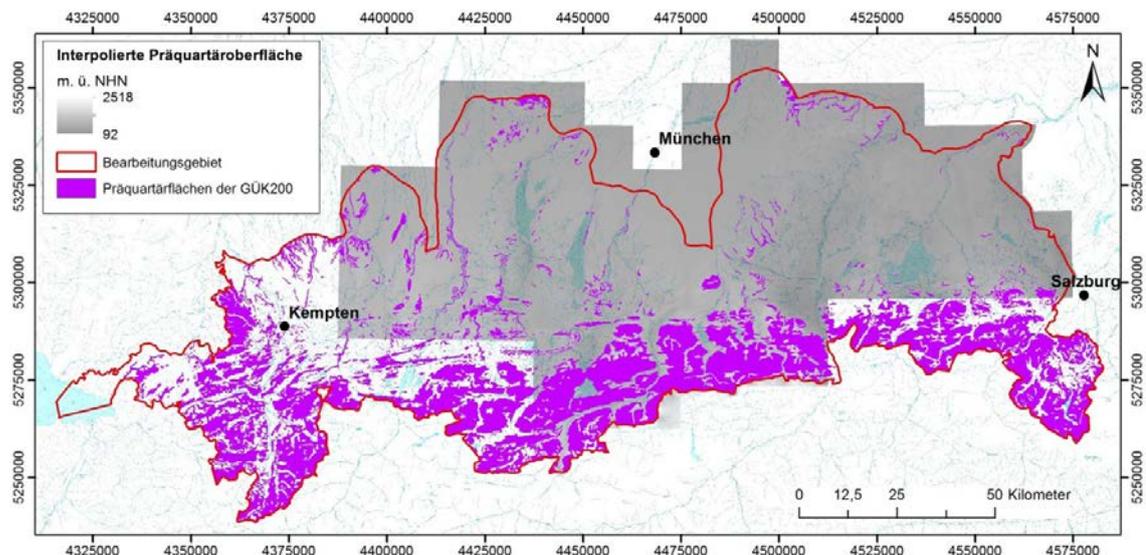


Abb. 49: Interpolierte Präquartäroberfläche und die Lage der Präquartärflächen der GÜK200. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Weitere Hilfsdaten für die Höhenlage der Quartärbasis wurden aus Bohrinformationen gewonnen. Aus den Schichtdaten der Bohrungen des BIS wurde ein Punktdatensatz abgeleitet, der unter anderem folgende Informationen enthält:

- Basis der tiefsten erbohrten Quartärschicht,
- Quartär durchteuft: ja/nein,
- Mächtigkeit des erbohrten Quartärs,
- Qualitätsinformation zum Schichtenprofil.

Mit Hilfe dieser Informationen wurden ergänzende Isohypsen in Gebieten, für die keine Informationen durch geologische Kartierungen vorlagen, digitalisiert. Nach Qualitätshinweisen in der Bohrdatenbank ist der überwiegende Teil der Bohrdaten nicht qualitätsbewertet. Eine Übersicht zur Qualitätsbewertung der Bohrungen im Bearbeitungsgebiet, die das Quartär durchteuft haben, gibt Tabelle 8.

Tab. 8: Anzahl der Bohrungen je Qualitätshinweis des LfU in der Schichtdatentabelle.

| Qualitätshinweis des LfU | Anzahl der Bohrungen |
|--|----------------------|
| eingeschränkt verwendbares Schichtenprofil | 187 |
| k. A. | 1.917 |
| nicht bewertetes Schichtenprofil | 1.714 |
| Referenzschichtenprofil | 29 |
| Verwendbares Schichtenprofil | 603 |

Anhand der Bohrinformationen wurden einzelne Korrekturen an den Isohypsen durchgeführt, wenn Inkonsistenzen augenscheinlich waren und die erbohrte Quartärbasis nach aktuellem Kenntnisstand plausibel war. Die Profildokumentationen von Geothermiebohrungen waren im Bereich der quartären Schichten und deren Basis oft nicht ausreichend. Daher wurden sie nicht berücksichtigt, wenn umliegende Bohrungen eine andere Tiefenlage der Quartärbasis anzeigen, obwohl im Bearbeitungsgebiet eine kleinräumige Heterogenität nicht ausgeschlossen werden kann.

Abbildung 50 zeigt die Lage der Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem des LfU (BIS) im bayerischen Teil des Bearbeitungsgebiets.

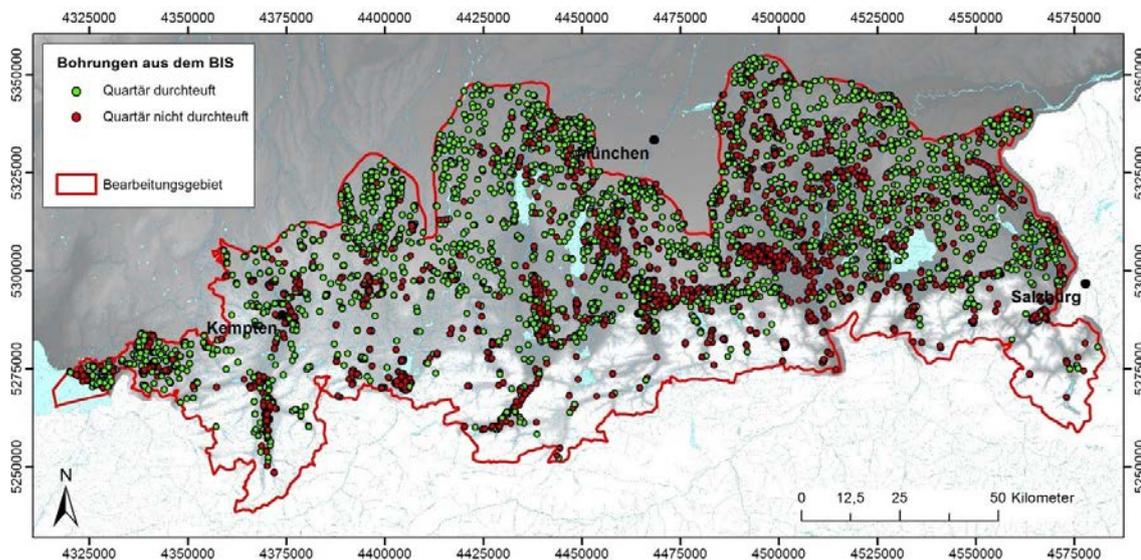


Abb. 50: Lage der Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem des LfU (BIS) im bayerischen Teil des Bearbeitungsgebiets. Die farbliche Differenzierung zeigt, ob sie das Quartär durchteuft haben oder nicht. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)

Im Bereich von Seen stehen meist keine geologischen Daten zur Verfügung. Es wurden daher behelfsweise Isohypsen der Bathymetrie in den Datensatz integriert. Sie bilden

den rezenten Seeboden ab und repräsentieren daher nur eine Mindesttiefenlage der Präquartäroberfläche. Die Bathymetrie-Informationen stammten aus der DTK200 sowie aus Karten des Bayerischen Wasserwirtschaftsamtes (WWA) und eines F&E-Vorhabens der BTU Cottbus (NIXDORF et al. 2004).

Für das Rosenheimer Becken liegt eine Karte der Mächtigkeit des Quartärs bis zur Basis des wärmzeitlichen Seetons von WOLFF (1973) vor, die vom LfU zur Verfügung gestellt wurde. Sie wurde auf der Basis von Schussbohrungen erarbeitet und gibt wichtige Anhaltspunkte bzgl. der Mindestmächtigkeit des Quartärs in diesem Bereich. Diese Informationen wurden im Rahmen des Projektes mit Hilfe von Geländehöhen in Isohypsen umgerechnet.

Anmerkung zum Ausmaß der glazialen Tiefenerosion in Bayern

Aufgrund des derzeitigen Bearbeitungsstandes der digitalen GK25 des Landesamtes liegt nur eine unvollständige, nicht ausreichend qualifizierte Präquartäroberfläche vor. Eine Überprüfung entsprechender Informationen in der GÜK200 (BGR 2007) zeigte Widersprüche zwischen den Kartenwerken auf. Die Lücken in der Datenabdeckung sowie die Widersprüche zwischen den Karten konnten auch mit den vorliegenden Bohrungsdaten oder geophysikalischen Messungen nicht belastbar geschlossen werden. Eine Bewertung des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion kann in Bayern nur lokal begrenzt anhand von Geländebefunden erfolgen. Eine flächendeckende Bewertung, die als Basis für die Prognose zukünftiger Übertiefungsstrukturen in der gesamten Region dient ist auf Basis der verfügbaren Daten nicht zu empfehlen.

8 Ergebnisdiskussion

8.1 Präquartäroberfläche

Zur Ermittlung und Darstellung der Lage, Orientierung und Tiefe von glazigenen Erosionsstrukturen ist die Präquartäroberfläche das beste gefundene Instrument. Ihre Aussagefähigkeit ist jedoch abhängig von der Art und Dichte der Daten, die für ihre Erstellung verwendet wurden. Die Abbildungsgenauigkeit tiefer glazigener Strukturen in Präquartäroberflächen kann daher große lokale Unterschiede aufweisen. So sind aufgrund der undulierenden Basisflächen der übertiefen Strukturen Interpolationen von punktuell erhobenen Daten allein nicht in der Lage, die natürlich vorhandene Morphologie nachzubilden (KORUS et al. 2017). Bessere Ergebnisse versprechen geophysikalische Verfahren, die eine räumlich kontinuierliche Abbildung des Untergrundes ermöglichen (AEM, 3D-Seismik).

PREUSSER et al. (2010) weisen jedoch auf die Schwierigkeit hin, in geophysikalischen Daten dicht gelagerte quartäre von tertiären Sedimenten zu unterscheiden.

Die nachfolgende Aufzählung gibt einen Überblick über Einflüsse auf die Güte der erzeugten Präquartäroberfläche:

- Kartenthematik (z. B. Quartärbasis, Tertiäroberfläche, Basis Grundwasserleiter, wärmzeitliche Seetonbasis, Bathymetrie),
- Maßstab der Karten,
- Aktualität der Karten,
- Mindesttiefe im Bereich von Bathymetriedaten und Datenlücken,
- Verzerrungen durch das Digitalisieren der Karten vor allem beim Scannen,
- Georeferenzierung,
- Transformation von Koordinatensystemen,
- Auflösung des verwendeten Höhenmodells,
- Art der Erkundung (z. B. Bohrungen, Geophysik),
- Güte der Bohrdaten (z. B. Bohrverfahren, Erkundungsziel, Art der Erfassung) und
- Rechenartefakte.

Eine quantitative Fehlerbestimmung kann aufgrund der vielen, zum Teil nicht quantifizierbaren Einflüsse nicht erfolgen. Nach vergleichenden Stichproben zwischen der Lage von Landschaftselementen und Blattschnitten, Höhenmodellen unterschiedlicher Auflösung und von Bohrungen werden der örtlich mögliche horizontale Fehler auf etwa 200 m und der mögliche vertikale Fehler auf etwa 30 m geschätzt. In Gebieten mit verwendeten Bathymetrie-Hilfsdaten liegen die Fehlerbeträge noch höher. In diesen Bereichen wird weder die Tiefe noch die Ausdehnung der tiefen glazigenen Strukturen treffend abgebildet. Besonders auffällig ist diese Problematik im Bereich des Chiemsees. Die Angabe der Orientierung der übertiefen Strukturen in diesem Bereich in West-Ost-Richtung anzunehmen ist, ist mit erheblichen Ungewissheiten behaftet.

Eine Optimierung der Präquartäroberfläche ist durch den Vergleich mit einem aktuellen qualitätsgesicherten Bohrdatenbestand und einem Höhenmodell möglich. Abbildung 51 zeigt das Ergebnis einer Differenzenrechnung zwischen der in den Bohrungen angetroffenen Höhe der Quartärbasis und der nächstgelegenen Höhe der interpolierten Präquartäroberfläche. Je heller die Punktfarbe, desto größer ist die Abweichung zwischen Bohrung und

berechneter Fläche. Die Karte vermittelt einen qualitativen Eindruck über höhere und niedrigere Abweichungen und somit von bestehendem Prüfbedarf.

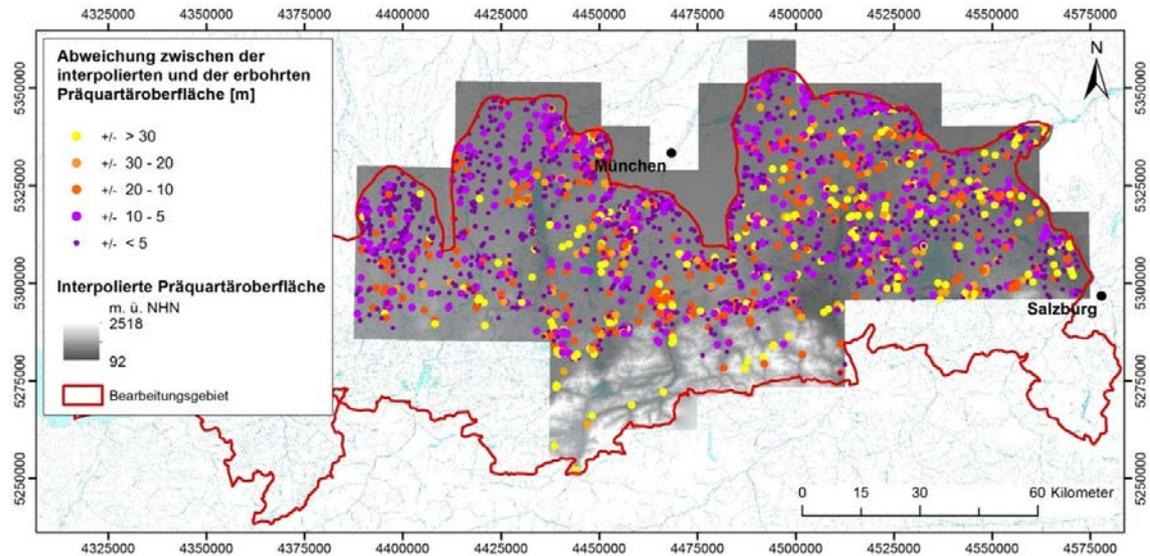


Abb. 51: Lage von Bohrungen, die das Quartär durchteuft haben, mit klassierter Darstellung der Abweichung zwischen der in Bohrungen angetroffenen und der aus Isolinkarten berechneten Präquartäroberfläche. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Die Präquartäroberfläche wurde im ArcGIS als Raster durch eine Interpolation zwischen den Isohypsen erzeugt, bei der auch abrupte Höhenübergänge, wie sie durch erosive Prozesse erzeugt werden, dargestellt werden können. Die Wiedergabe von Flusssystemen und Höhenrücken wird dadurch möglich. Allerdings wird im Bereich von Senken und Höhenrücken extrapoliert. Es kommt daher zum Beispiel im Bereich des Rosenheimer Beckens mit einer im Beckentiefsten extrapolierten „Präquartäroberfläche“ mit Minimalhöhen von etwa 100 m ü. NHN zu einer Überschätzung der Tiefe des Beckens. Die berechnete Höhe ist aufgrund der Verwendung von Mindesttiefen (Daten der würmzeitlichen Seetonbasis) zwar möglich, aber durch die in der verwendeten Karte wiedergegebenen Daten nicht belegt. Das Rosenheimer Becken ist nach dem Bodensee die nächsttiefste Erosionsstruktur im Bearbeitungsgebiet. Nach Datenlage muss im Rosenheimer Becken von einer Höhe der Präquartäroberfläche von etwa 150 m ü. NN ausgegangen werden.

Im bayerischen Teil des Bearbeitungsgebietes liegt bisher keine Präquartäroberfläche vor, mit der Gesamtübertiefungsbeträge berechnet werden können. Der zur Berechnung erstellte vorläufige Isohypsen-Datensatz kann jedoch bei Bedarf durch neue Daten, z. B. aus einer aktualisierten GK25, erweitert werden. Für das alpine Gebiet Bayerns ist zu prüfen, ob die Deckenschotter-Bezugsfläche extrapoliert werden kann oder ob eine andere Methode (s. Kap. 3.4) zur systematischen Quantifizierung des Übertiefungsbetrages zweckmäßiger ist.

Zur Identifizierung der Richtung vergangener Erosionsprozesse und der Lage von Gesteinsschwellen im Untergrund ist ein hoher Detaillierungsgrad der Präquartäroberfläche erforderlich. In unzureichend abgebildeten Bereichen kann der Einsatz flächenhafter geophysikalischer Messmethoden eine Verbesserung bringen. LONERGAN et al. (2006) empfehlen z. B. die Durchführung von 3D-Seismik zur Verbesserung von Richtungsangaben. Auch in der Altmoränenlandschaft Oberschwabens sind nach ELLWANGER et al. (2015) vermutlich noch Becken der ältesten Generation (Diskontinuität D3) noch nicht erkannt worden. Zur ihrer Identifizierung werden ebenfalls weitere Erkundungen benötigt.

8.2 *Ausmaß der glazialen Tiefenerosion*

8.2.1 Gesamtausmaß der glazialen Tiefenerosion

Der ermittelte maximale Betrag der Gesamtübertiefung beträgt für das baden-württembergische Bearbeitungsgebiet etwa 830 m. Für den südlichen Teil des Bodensees liegen keine Quartärbasisdaten aus dem GeoMol-Projekt vor. Hier sind nach einem Tiefenlinienplan aus dem Archiv des LfU von 1984, der nach Angabe auf der Karte etwa der Quartärbasis entspricht, und geophysikalischen Untersuchungen (WALACH 1993, SCHREINER 2000) auch höhere Beträge möglich. Das errechnete Ausmaß stimmt in seiner Größenordnung etwa mit Literaturangaben für dieses Gebiet überein (s. Kap. 5.1.2). Die Datenlage zu den Mindel-Deckenschottern wird als ausreichend für Aussagen zur gesamten Erosionstiefe eingeschätzt.

In Baden-Württemberg sind nach angewandeter Methodik etwa 46 % des vergletscherten Gebietes (ohne Puffer) von einer pleistozänen Tiefenerosion von mehr als 100 m und davon etwa 17 % von mehr als 300 m betroffen. Gebiete mit Erosionsbeträgen von mehr als 600 m sind nur zu einem sehr geringen Anteil vorhanden. Die tiefsten Erosionsstrukturen sind in ihrem Verlauf etwa nach NNE zur Donau und nach NW zum Hochrhein ausgerichtet.

Für Bayern wurden im Rahmen dieser Bearbeitung keine absoluten Erosionstiefen berechnet, da keine flächendeckend belastbare Präquartäroberfläche vorliegt. Aufgrund des derzeitigen Bearbeitungsstandes der digitalen GK25 des Landesamtes liegt nur eine unvollständige, nicht ausreichend qualifizierte Präquartäroberfläche vor. Eine Überprüfung entsprechender Informationen in der GÜK200 (BGR 2007) zeigte Widersprüche zwischen den Kartenwerken auf. Die Lücken in der Datenabdeckung sowie die Widersprüche zwischen den Karten konnten auch mit den vorliegenden Bohrungsdaten oder Ergebnissen von geophysikalischen Messungen nicht belastbar geschlossen werden. Eine Bewertung des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion kann in Bayern nur lokal begrenzt anhand von Geländebefunden erfolgen. Eine flächendeckende Bewertung, die als Basis für die

Prognose zukünftiger Übertiefungsstrukturen in der gesamten Region dient ist auf Basis der verfügbaren Daten nicht zu empfehlen. Bei einem Bezug auf verfügbare Daten zur Quartärmächtigkeit ist sowohl in den Alpen als auch im Vorland von einer Unterschätzung auszugehen. Im Loisachtal wurden Quartärmächtigkeiten von etwa 550 m geophysikalisch erkundet (s. Kap. 5.1.2), die mit dem Betrag der Gesamtübertiefung gleichgesetzt werden. Die nach Datenlage tiefste gefundene Struktur des bayerischen Alpenvorlandes ist der Rosenheimer See. Da in die erstellte Präquartäroberfläche Höhen der würmzeitlichen Seetonbasis eingeflossen sind, sind in diesem Bereich keine Aussagen zu einem möglichen Maximalbetrag der Tiefenerosion möglich.

Die Methode von PATTON et al. (2015) zur Identifizierung glazigener Übertiefungen durch automatisierte Kartierung von Übertiefungen mit Hilfe von Höhenmodellen der rezenten Topographie (s. Kapitel 3.3.2) wurde in diesem Projekt an der auf Grundlage von Bohrungen erstellten Quartärbasis des vergletscherten Gebietes von Baden-Württemberg getestet. Dabei wurde festgestellt, dass für dieses Gebiet die Methode die Methode nicht geeignet ist, da die undulierende Basis der glazigenen Strukturen in der verwendeten Quartärbasis nicht ausreichend aufgelöst ist.

8.2.2 Ausmaß der glazialen Erosion der einzelnen Vergletscherungen

Für die Dietmanns-Becken (Hoßkirch-Kaltzeit) wurde südlich von Kißlegg ein maximaler Erosionsbetrag von 270 m errechnet. Er ist nicht durch eine Erkundung vor Ort belegt. Im Tannwald-Becken wurde, ebenfalls für die Hoßkirch-Kaltzeit ein höchster Differenzbetrag von etwa 260 m, bezogen auf eine Mindel-Deckenschotter-Bezugsfläche, ermittelt. Seismische Daten des LIAG belegen dort eine 260 m tiefe Beckenstruktur - gemessen von der rezenten Geländeoberfläche aus. Im Vergleich dazu beobachteten PENCK & BRÜCKNER (1909a) mittlere Differenzen zwischen älteren und jüngeren Talböden in den Alpen von 250 – 350 m.

Eine ähnliche Größenordnung berechnete SEILER (1979) für die Riß-Vergletscherung mit 200 bis 300 m unter der heutigen Talhöhe für die Bayerischen Alpen. Für die Illmensee-Becken (Riß-Kaltzeit) im baden-württembergischen Alpenvorland liegen keine belastbaren berechneten Erosionstiefen aus diesem Projekt vor. Auch fehlen Belegbohrungen, die rißzeitliche Beckentiefen von mehr als 200 m nachweisen.

Für die Hasenweiler-Becken (Würm-Kaltzeit) wurde ein höchster Differenzbetrag zwischen der Illmensee-Schotter-Bezugsfläche und der Diskontinuität D1 von etwa 435 m im Bodensee ermittelt. Die Diskontinuitätsfläche ist hier durch Geländebefunde und die Anzahl verfügbarer Bohrungen gut belegt. Im näheren Umfeld dieses hohen Differenzbetrages sind Illmensee-Schotter nachgewiesen. Das Berechnungsergebnis wird daher nicht grundlegend

angezweifelt. Dieser Erosionsbetrag ist damit deutlich höher als die vorgenannten möglichen Erosionsbeträge der Hoßkirch- und Riß-Kaltzeit.

Die Ermittlung der Erosionsbeträge für die einzelnen Vergletscherungen wurde für die vorliegende Untersuchung mit stark geglätteten Flächen durchgeführt (s. Kap. 7.1.2). Eine Summierung der einzelnen Erosionsbeträge jeder Kaltzeit - mit ihren Abweichungen zu den jeweils realen Flächen - zu einem Gesamtbetrag der Übertiefung kann daher einen kumulativen Fehler zur Folge haben. Der so ermittelte Betrag der Übertiefung enthält auch Anteile von fluviatiler Erosion und flächenhafter glazialer Abrasion. Eine Differenzierung dieser Anteile ist aufgrund von Rückkopplungen zwischen den Erosionsprozessen und wiederholten Überprägungen der Landschaft kaum möglich.

Die Repräsentativität der Auswertungen in Baden-Württemberg für das gesamte nordalpine vergletscherte Gebiet kann erst nach entsprechenden Analysen weiterer Gletschergebiete bewertet werden. Bei dieser Fragestellung sind die Größe des Nährgebietes, die Lage des Rheingletschers zu den Alpen, isostatische Ausgleichsbewegungen in den Westalpen und der Rheingraben als Vorflutniveau zu berücksichtigen.

8.3 Lokale Einflüsse auf die Genese von übertieften Strukturen

Durch eine Überblicksbetrachtung der Daten und durch Angaben in der Literatur konnten im Bearbeitungsgebiet Beispiele für die in Kapitel 3.2 genannten lokalen Einflüsse im Umfeld von tiefen glazigenen Strukturen gefunden werden. Diese sind:

- Gletscherrand: Ammersee, Starnberger See, Wurzacher Ried, Überlinger See, Salemer Becken,
- Gletscherkonfluenz: Sylvensteinenge, Tegernsee, Mündung des Rißbaches in die Isar, Königssee, Illertal,
- Talauslass (Diffluenz): Inn, Saalach, Tiroler Achen, Isar, Loisach, Iller,
- Talverengungen: südlich Lenggries, nordöstlich Bad Tölz,
- Schwellen: Sylvensteinsee, Riegsee, Staffelsee, Kochelsee, Samerberg-Becken, Wimbachtal, Klausbachtal, Königssee, Schussenbecken zu anschließenden Becken, Salemer Becken zu seinem Stammbecken, Illertal bei Greggenhofen,
- Geländestufe: Tannauer Becken, lokal am Alpenrand,
- Morphotektonische Vorprägung: Loisach-Störung, Störungen im Oberen Isartal,

- Untergrundbeschaffenheit: weiche Schichten des Zeitabschnittes Rhät bis Cenoman im Oberen Ammertal und des Rhät und des Jura im Jachen-Tal.

Es gibt auch Beispiele, die zeigen, dass sich keine glazigene Erosionsstruktur bildet, obwohl lokale Einflüsse, die zu ihrer Bildung führen könnten, vorhanden sind. Dies belegen folgende Beispiele aus dem Alpenraum, Kanada und Skandinavien:

- BUECHI et al. (2016) gehen beim übertiefen Glatt-Tal nicht von einer tektonischen Vorprägung aus, während dies für mehrere Täler in den bayerischen Alpen diskutiert wird.
- VAN HUSEN (1979) nennt das Beispiel des Ennstales in den Ostalpen, wo glaziale Tiefenerosion ohne „Gefällsstufen“ beobachtet wird.
- BRÜCKL et al. (2010) konnten keinen signifikanten Einfluss von Konfluenzen auf die von ihnen untersuchten übertiefen Täler feststellen, was im Widerspruch zu Beobachtungen von LLOYD (2015) steht.
- CUTLER et al. (2001) nennen Seen mit nahe gelegenen „tunnel channels“ und Seen ohne „tunnel channels“ in der Region der „Great Lakes“ in Nordamerika.
- EBERT et al. (2015) stellten bei ihren Untersuchungen in Skandinavien keinen direkten Einfluss des Gesteinstyps auf die Muster der glazialen Erosion fest.

Die Bildungswahrscheinlichkeit glazigener Erosionsstrukturen erhöht sich möglicherweise, wenn Bildungsbedingungen in Kombination vorkommen. Auswirkungen für die Kombination von bruchtektonisch geschwächtem Untergrund und Eis-Konfluenz im Umfeld von glazigenen Strukturen diskutieren LLOYD (2015) und PREUSSER et al. (2010). Für erhöhte Erosionsraten kommt laut LLOYD (2015) bei weniger festen strukturell aufgelockerten gefalteten Gesteinen neben der steigenden Fließgeschwindigkeit des Eises in Konfluenzzonen vor allem der Trennflächenabstand als Schlüsselfaktor in Betracht.

Als unvorhersehbar sehen COOK & SWIFT (2012) die Bildung tiefer glazigener Erosionsstrukturen am Gletscherrand an. Sie liegen im Bereich der Ablationszone der Gletscher und werden vom Schmelzwasserabfluss der Gletscheroberfläche beeinflusst. Die Ausprägung dieser Beeinflussung ist nicht vorhersagbar. Zudem wird die Lage des Gletscherrandes von klimatischen Faktoren gesteuert. Vor allem der Niederschlag stellt aufgrund seiner kurzfristigen witterungsabhängigen Variabilität eine große Ungewissheit dar (HAEBERLI & MAISCH 2007). LIVINGSTONE & CLARK (2016) ordnen „tunnel valleys“ im Bundesstaat Wisconsin Rückzugsstadien des Chippewa-Lobus zu und zeigen, dass glazigene Erosionsstrukturen in Abhängigkeit der variablen Randlage des Gletschers sukzessive gebildet werden (s. auch KEHEW et al. (2012)). Insgesamt sind die Abläufe im Bereich des Gletscherrandes noch

nicht ausreichend verstanden, weshalb für diesen Bereich keine Prognosen abgegeben werden können.

8.4 *Zukünftige Fragestellungen*

Abbildung 52 zeigt die höhenklassierte Quartärbasis von Oberschwaben im Bearbeitungsgebiet in Baden-Württemberg zusammen mit der Lage von Tongesteinsvorkommen. Aus der Quartärbasis lässt sich die Lage und Tiefen der glazigenen Erosionsstrukturen ableiten. Die übertiefen Stammbecken des Rheingletschers verlaufen vom Bodensee aus nach NNE zur Schwäbischen Alb und nach NW zum Hochrhein. Zusätzlich sind in der Abbildung die Regionen, in denen nach HOTH et al. (2007) untersuchungswürdige Tongesteinsvorkommen als Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiven Abfalls ausgewiesen sind, skizziert. Das Deckgebirge über den untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen in der Hochrheinregion ist von glazialen Erosionsstrukturen zum Teil betroffen. Dagegen ist das Deckgebirge der Tongesteinsvorkommen in der Schwäbischen Alb nicht betroffen, auch wenn sie im Bereich der pleistozänen Vergletscherungen, die in der Abbildung durch die Begrenzung des Arbeitsgebietes symbolisiert ist, liegen. In einer zukünftigen Kaltzeit ist ein erneuter Vorstoß eines Rheingletschers in das Voralpengebiet möglich. Ob die untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen im Hochrheingebiet erneut von einer glazigenen Erosion betroffen sein können, wäre im regionalen Maßstab zu prüfen.

Vom Illergletschergebiet liegt bislang keine zusammenhängende Quartärbasis vor. Die Quartärbasis, der zu errechnende glazigene Erosionsbetrag und die Erosionsrichtung dieses Gebietes sind zukünftig zu erarbeiten. Die rezente Iller fließt in die Donau und damit auf die ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen der Schwäbischen Alb zu (HOTH et al. 2007). Unter diesem Aspekt wäre zu prüfen, in wie weit dieser Bereich durch eine glazigene Erosion eines zukünftigen Illergletschers betroffen sein könnte.

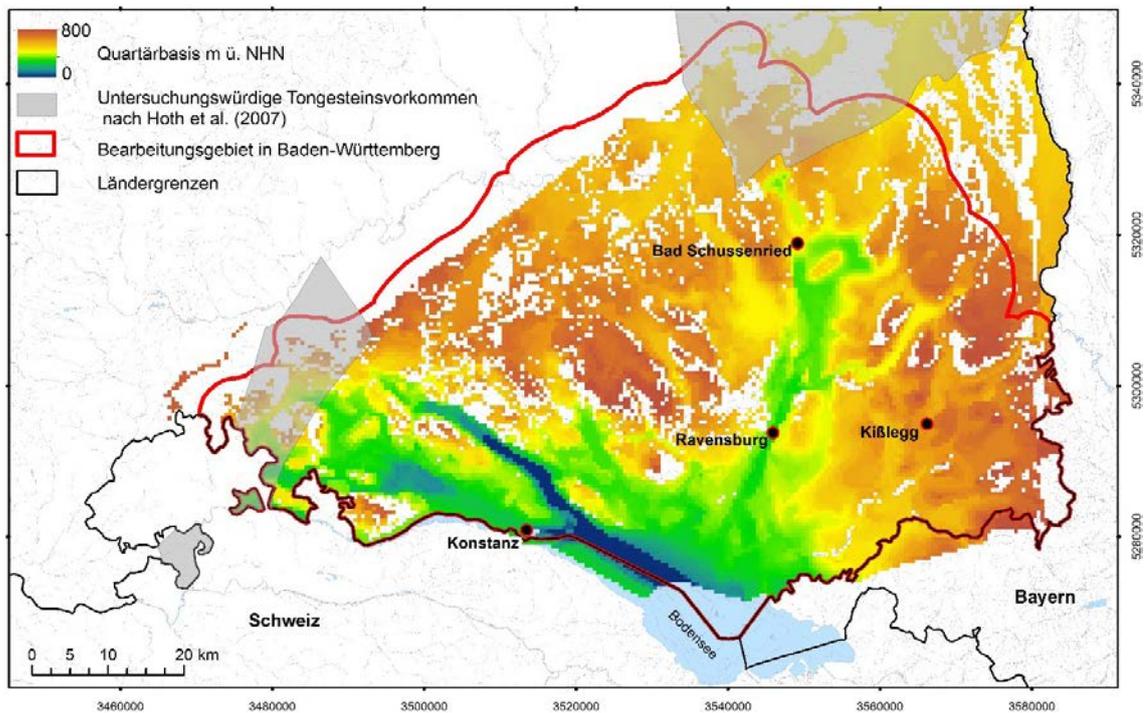


Abb. 52: Quartärbasis für das Bearbeitungsgebiet in Baden Württemberg und angrenzende Bereiche aus dem GeoMol-Projekt [m ü. NHN] und die Lage der untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen nach (HOTH et al. 2007). Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)

Um präzisere Ergebnisse für das Ausmaß der Tiefenerosion für die einzelnen Kaltzeiten von Baden-Württemberg zu erzielen, erscheint eine Verbesserung der Berechnungsgrundlagen der paläofluviatilen Bezugsflächen sinnvoll. Dies könnte durch die Ergänzung von stratifizierten Schichtdaten zu vorglazialen fluviatilen oder interglazialen Ablagerungen aus Bohrungen, aus Bearbeitungen der GK25 von Baden-Württemberg oder auch durch Geodaten aus der Schweiz erfolgen. Die Höheninformationen der Holstein- und Eem-Ablagerungen sind wichtig für die Berechnung der präißzeitlichen bzw. der präwürmzeitlichen Bezugsflächen. Nach Ergänzung können für die Berechnung außer den Informationen zu fluviatilen Ablagerungen auch alle weiteren geeigneten geologischen Einheiten genutzt werden. Nur so kann beurteilt werden, ob ein Trend zu größeren Übertiefungsbeträgen von der Hoßkirch- zur Würm-Vergletscherung vorhanden ist. Zusätzlich ließe sich möglicherweise der Einfluss von Abflussrichtungen und Barrieren auf die glaziale Tiefenerosion aufzeigen.

Es konnte nicht systematisch geklärt werden, welchen Einfluss die Untergrundbeschaffenheit auf die Lage und Tiefe der Übertiefungen hat. Erosionsresistente Gesteine bilden in Süddeutschland häufig Schwellen, Rippen und Stufen in der Geländeoberfläche. So beschreibt FISCHER (2002) im bayerischen Bearbeitungsgebiet sowohl wenig erosionsresistente Gesteine wie mergelige Partnachsichten, Raibler-, Kössener Schichten und Cenomanmergel als auch stark erosionsresistente Gesteine wie Kiesel-, Hornstein- und Oberrhätkalke.

Ihre Verbreitung könnte durch eine Verknüpfung von Informationen zur Morphologie und Erodierbarkeit bestimmt werden und in einen räumlichen Zusammenhang, z. B. GIS basiert, mit den Übertiefungen gebracht werden. Dazu könnte eine Quartär abgedeckte GÜK200 genutzt werden, die sich derzeit bei der BGR in Bearbeitung befindet. Informationen zur Durchlässigkeit an der Basis von glazigenen Strukturen ließen sich ebenfalls aus dieser Quelle und aus quartärabgedeckten hydrogeologischen Karten ableiten. Da sowohl in den Lockergesteinen der Vorland-Molasse als auch im Bereich der verfalteten und verschuppten alpinen Einheiten kleinräumige fazielle Heterogenitäten auftreten, sind zusätzlich auch kleinmaßstäbliche Karten des präquartären Untergrundes heranzuziehen.

Zudem ist eine Untersuchung des Einflusses der Untergrundtemperaturverteilung auf die glaziale Tiefenerosion zu empfehlen. Dazu kann die Nutzbarkeit der Ergebnisse des GeoMol-Projektes sowie der von RÜHAAK (2015) und RÜHAAK et al. (2010) verwendeten Daten für Baden-Württemberg geprüft werden (s. Kap. 7.4).

9 Zusammenstellung von Aspekten zur Prognose zukünftiger glazialer Tiefenerosion

Basis einer Prognose der zukünftigen Lage und Geometrie von übertieften Strukturen sind Annahmen zur Bewegungsrichtung und -geschwindigkeit der Gletscher sowie ihrer Eisströme und zu zukünftigen Eisrandlagen. Für eine Prognose können lokal identifizierbare, idealerweise quantifizierbare Parameter und Beobachtungen in rezenten oder ehemaligen Gletschergebieten herangezogen werden, die als Einflussgrößen auf die Tiefenerosion erforscht sind. Unterschiede zwischen Gebirge und Alpenvorland und zwischen Westen und Osten erfordern eine räumlich differenzierte Betrachtung der Zusammenhänge.

Die Komplexität sowie die räumliche und zeitliche Variabilität des Naturraumes inklusive der Gletscher und das ungenügende Prozessverständnis zur Genese von übertieften Strukturen erschweren die Prognose der Lage und Tiefe solcher Phänomene in zukünftigen Kaltzeiten. Nach JISKOOT (2011) können kleine Änderungen bestimmter Einflussfaktoren unkontrollierte Effekte auf die Gletscherbewegung haben. Zum Beispiel sind Änderungen der Gletscherlänge das Produkt der Entwicklung mehrerer meteorologischer Parameter (SHRESTRA 2011). Hinzu kommen weitere, nicht meteorologische Parameter. Die Komplexität beruht zudem auf möglichen Rückkopplungsprozessen zwischen Klima, Topographie, Tektonik, Isostasie, Erosion, Lithologie, Basaltemperatur und Gletschergeometrie. Es kann zur Selbstverstärkung kommen, wenn z. B. Täler mit zunehmender Vertiefung mehr Eis aufnehmen können (HALL & KLEMAN 2014).

Auf den Austrag großer Sedimentmengen reagiert das Gebirge regional mit Hebung (KORUP & SCHLUNEGGER 2009, WILLETT 2010), die wiederum Erosion zur Folge hat. Ein Beispiel

dafür könnte die von BANSEMER (2004) beschriebene isostatische Anomalie am „Rheinknie“ bei Basel sein. Bei Hebungsprozessen weisen ELLWANGER et al. (2015) auf die Schwierigkeit der Unterscheidung von endogen-tektonisch induzierten und isostatischen Bewegungen hin.

In diesem Bericht werden auch Beobachtungen zu glazialen Erosionsstruktur aus Gebieten angeführt, die landschaftlich nicht dem Bearbeitungsgebiet entsprechen. Fraglich ist, ob und inwieweit diese Feststellungen auf Gebirgs- und Vorlandvergletscherungen übertragbar sind. Selbst innerhalb des Bearbeitungsgebietes sind für das Gebirge und das Alpenvorland sowie in Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Gletschers und der Position zum Gletscher unterschiedliche Bildungsmechanismen zu erwarten. Stehen an einem Ort bestimmte lokale Einflüsse im Zusammenhang mit der Bildung einer glazialen Erosionsstruktur, kann jedoch nicht mit Sicherheit daraus geschlossen werden, dass an einem anderen Ort mit vergleichbaren Bedingungen auch eine glaziale Erosionsstruktur entsteht. Allerdings ist an Orten mit den spezifischen lokalen Einflüssen von einer erhöhten Bildungswahrscheinlichkeit auszugehen.

9.1 Auftreten von übertieften Strukturen

Wichtig für die Vorhersage von Lage und Tiefe zukünftiger Rinnen ist die Kenntnis von der Intensität der Tiefenerosion, die bei den einzelnen zurückliegenden Gletschervorstößen auftrat. Nach Auffassung von ELLWANGER et al. (2015) entstehen übertiefte Rinnen nicht bei jedem Vorstoß. Er entwickelt die Vorstellung von landschaftsübergleitenden Gletschervorstößen bei extrem kalt-trockenen und von landschaftsumformenden bei kalt-feuchten Klimabedingungen. Er verknüpft dabei auch die Beckengenese mit den Wiedervorstößen. Im Zusammenhang mit dieser Vorstellung sind folgende Fragen noch unbeantwortet:

- Lassen sich die postulierten extrem kalt-trockenen Klimabedingungen, die eine übergleitende und die kalt-feuchten, die eine umformende Dynamik mit sich bringen, in entsprechender Chronologie in Klimadaten wiederfinden?
- Ist die Sublimation von beträchtlichen Gletscheranteilen unter extrem kalt-trockenen Klimabedingungen physikalisch plausibel und in erforderlichem Maße bilanzierbar?
- Erfordert ein Erosionsereignis einen vorangegangenen landschaftsübergleitenden Vorstoß?
- Ist die Vorstellung auf andere Gletschergebiete als das süddeutsche Alpenvorland übertragbar?

9.2 *Zukünftige Verbreitung der Gletscher*

Für eine Prognose der zukünftigen Verbreitung von Gletschern wird davon ausgegangen, dass diese die maximale nordalpine Eisrandlage wieder erreichen können. Bis zur Eisrandlage ist potentiell glaziale Erosion möglich. ANDERSON et al. (2012) simulierten den Zusammenhang zwischen der Gletscherlänge und der im Zeitverlauf zunehmenden Tieferlegung der Landschaft und stellten fest, dass sich die Gletscherlänge proportional zum kumulierten Erosionsbetrag verringert. Ihre Ergebnisse können den vielerorts beobachteten Trend, dass jüngere Gletschervorstöße hinter älteren zurück bleiben, erklären. Diese Theorie wurde schon von KAPLAN et al. (2009) thematisiert. Es gibt jedoch auch Beispiele für das örtliche Überfahren älterer Eisrandlagen – Habsburg-Vergletscherung in der Schweiz (KELLER, O. 2014) – und dafür, dass jüngere Eisvorstöße nahezu an ältere heranreichen – Riß an Hoßkirch in Baden-Württemberg.

Auf Probleme für eine Prognose zukünftiger alpiner Vergletscherungen weisen THACKRAY et al. (2008) hin. Sie stellen in einem Vergleich weltweiter quartärer Gebirgsvergletscherungen fest, dass große regionale Gletschervorstöße oft nicht zeitgleich auftraten und führen dies unter anderem auf die individuelle Massenbilanz der glazialen Systeme zurück. Das bedeutet, dass Gebirgsgletscher in sehr komplexer Art und Weise auf Faktoren wie Niederschlag, Temperatur, Eisdynamik und Untergrundbeschaffenheit reagiert haben. Modellberechnungen und darauf aufbauende Prognosen zur Dynamik zukünftiger Gletschersysteme sollten diese komplexen Zusammenhänge abbilden.

9.3 *Lage zukünftiger übertiefer Strukturen*

Entscheidend für die Lage künftiger Erosionsstrukturen könnte die Abflussrichtung bereits existierender fluvialer Systeme sein. Ausgehend von Fallstudien zu einzelnen Becken in Baden-Württemberg sehen ELLWANGER et al. (2015) Möglichkeiten der Prognose künftiger Ausräumungen, insbesondere von Stammbecken, die in Süddeutschland die tiefsten Erosionsstrukturen einer Vergletscherung repräsentieren. Sie gehen von einer Steuerung der räumlichen Ausrichtung der jeweils nächstfolgenden morphogenetischen Sequenz durch die fluvialen Systeme aus. Das Argen-Urstromtal ist fluvial bis unter die jüngste Erosionsfläche (D1-Diskontinuität) eingeschnitten und gibt daher bei einer zukünftigen Vergletscherung die Bewegungsrichtung des Eises hin zum Hochrhein vor. Ein künftiges „D0-Stammbecken“ ist weiter südlich und westlich im Gebiet der Nordschweiz – zum Beispiel im Thurtal – möglich. Er schließt jedoch eine Übertretung der Wasserscheide zur Donau durch Schmelzwässer des Rheingletschers nicht völlig aus.

In Süddeutschland sind mögliche Änderungen des Hauptabflusses und Transfluenzen zu berücksichtigen. Fließrichtungswechsel gegen den Uhrzeigersinn sind im Pleistozän für

den Inn, die Isar, die Iller, den Kocher und den Ur-Rhein bekannt (SCHOLZ 2016). Bei den Hauptvorstoßrichtungen des Rheingletschers in Baden-Württemberg ist ebenfalls eine Linksdrehung festzustellen. Sie reicht von einer NNE-Orientierung der Hoßkirch-, über eine NNW-Orientierung der Riß- zu einer NW-Orientierung der Würm-Vergletscherung (ELLWANGER et al. 2015). KNAUER (1952) beschreibt zahlreiche glazial verschüttete Täler in den Alpen, in denen sich die Flüsse neue Wege erschlossen haben. In den Chiemgauer Alpen führte die glaziale Akkumulation von Moränen zur Etablierung von labilen Wasserscheiden (FISCHER 2002).

Im Hinblick auf eine Prognose für die nächste Vergletscherung, die in etwa auf die heutige Morphologie treffen würde, kann tendenziell davon ausgegangen werden, dass sich die Gletscher entlang des derzeit gegebenen Abflussnetzes bewegen werden. Der Oberrheingraben gibt somit das Vorflutniveau im Bodenseegebiet vor. Nach VILLINGER (1998) dehnt sich das Einzugsgebiet des Oberrheins zu Ungunsten des Donaeinzugsgebietes seit dem Jungtertiär bis heute aus. Es ist daher anzunehmen, dass der fluviatile Hauptabfluss und damit der glaziale Vorschub in einer nächsten Kaltzeit nach Westen in Richtung Oberrheingraben erfolgen werden. Unterstützt wird diese Annahme durch die derzeitige morphologische Situation mit einem nördlich des Bodensees ansteigenden Relief. Geringere Fließwiderstände sind daher in Richtung Westen zu erwarten. Im bayerischen Bearbeitungsgebiet ist potenziell mit Übertiefungen (Stammbecken) im Bereich der trichterförmigen Gebirgsauslässe zu rechnen. In welche Richtung sich der Eisvorschub im Einzelnen fortsetzt und wo ein Gletscher „auffingert“, kann auf der Grundlage des derzeitigen Kenntnisstandes nicht prognostiziert werden. Glazial bedingte Abflussänderungen durch Barrieren aus Gletschereis und Sedimenten, die während einer Vergletscherung zur Ablagerung kommen, sind nicht vorhersehbar.

Im süddeutschen Alpenvorland sind im Illergletschergebiet nach HOTH et al. (2007) im Zusammenhang mit einer Endlagersuche untersuchungswürdige Tongesteinsvorkommen vorhanden. Ein zukünftiger Illergletscher könnte sich im derzeitigen Tal der Iller nach Norden in die Richtung dieser Tongesteinsvorkommen bewegen. Sollten sich in einer zukünftigen Kaltzeit durch Transfluenzen oder natürliche Barrieren Änderungen im Einzugsgebiet ergeben, sind eine Zunahme des Gletschervolumens, eine größere Ausbreitung des Gletschers und ein größeres Ausmaß der Tiefenerosion im Illergletschergebiet nicht auszuschließen. Nach SCHOLZ (2016) verlagerte die Iller im Pleistozän im Alpenvorland ihren Lauf vom Günz-, über das Mindel- und das Rothtal immer weiter nach Westen und besitzt ihren derzeitigen Flussverlauf erst seit dem Ende der Würm-Kaltzeit. Diese Änderungen des fluvialen Abflusses und somit des Schmelzwasserabflusses könnten ein Grund dafür sein, dass im alpenvorländischen Illertal keine bedeutenden Übertiefungen festzustellen sind, da die Vorlandtäler im Illergletschergebiet demnach keiner wiederholten Erosion durch die Schmelzwässer ausgesetzt waren. Einen anderen Grund sehen PENCK & BRÜCKNER (1909a) in

der von anderen Gletschergebieten abweichenden erosionsbeständigeren petrographischen Beschaffenheit der Molassezone am Alpenrand. Das Tal zeigt dort keinen stark entwickelten Ausgangstrichter mit Stammbecken (PENCK & BRÜCKNER 1909a), obwohl die Oberfläche des Illergletschers am Alpenrand mit etwa 1.300 m ü. NHN (FISCHER 2002) keine niedrigere Höhenlage und damit vermutlich auch keine deutlich andere Mächtigkeit aufwies als andere Gletscher.

Der Prognoseansatz „Morphologische Vorformen“ (s. Kap. 3.2.1) lässt sich auf das Bearbeitungsgebiet anwenden. Bei einer zukünftigen Vergletscherung ist glaziale Tiefenerosion möglich, wenn Härtlinge exponiert aus der Geländemorphologie herausragen und wenn sich dort bei der Überfahrung durch einen Gletscher Spalten im Eis bilden. Für das Bearbeitungsgebiet gibt es Beispiele von Härtlingen, die in Bereichen mit bekannter Tiefenerosion vorkommen. Als Beispiele für die Härtlingsrücken des Helvetikums, die vor allem aus den Sandsteinen der Garschella-Formation sowie aus Schrattekalk bestehen, sind die „Köchel“ im Murnauer Moos und Härtlinge entlang der Loisach östlich von Hechendorf zu nennen. Härtlinge, die aus Gesteinen der Faltenmolasse aufgebaut sind, treten nördlich der Linie Altenau-Murnau auf.

In Kapitel 3.2.4 wird der Einfluss des Gletscherrandes auf die Bildung und Lage glazialer Erosionsstrukturen aufgezeigt. Sie liegen im Bereich der Ablationszonen von Gletschern und werden vom Schmelzwasser Abfluss der Gletscheroberfläche beeinflusst. Diese Beeinflussung sehen COOK & SWIFT (2012) als unvorhersehbar an. Zudem ist die Lage des Gletscherrandes von klimatischen Faktoren gesteuert. Vor allem der Niederschlag stellt aufgrund seiner kurzfristigen witterungsabhängigen Variabilität eine Ungewissheit dar (HAEBERLI & MAISCH 2007).

FREY et al. (2010) entwickelten eine „Multilevel-Strategie“ um übertiefte Abschnitte an der Basis rezenter Alpengletscher zu identifizieren und die Bildung von Gletscherseen im Hochgebirge vorauszusagen. Die übertiefen Abschnitte können in zukünftigen Vergletscherungen weiter vertieft werden (s. Kap. 3.2.1), wobei in diesem Zusammenhang auch mit Tiefenerosion durch die katastrophale Entleerung von unter dem Eis zu erwartenden Schmelzwasserseengerechnet werden muss (s. Kap. 3.1). In der Arbeit wird jedoch auf große Unsicherheiten der dort entwickelten Szenarien hingewiesen.

9.4 Erosionstiefen

Bei der Prognose der Erosionstiefe einer zukünftigen Vergletscherung müssen die maximalen Erosionstiefen vergangener Kaltzeiten unter vergleichbaren Bedingungen angesetzt werden, da für weitergehende Differenzierungen nach unterschiedlichen Einflussfaktoren keine ausreichenden Belege vorliegen (s. a. Kap. 7.1 und 8.2).

Bei einer Prognose über mehrere zukünftige Kaltzeiten kann es zu einer Überschätzung des Gesamterosionsbetrages und damit der Tiefe kommen, wenn der maximale Erosionsbetrag einer Vergletscherung mit der Anzahl der angenommenen Kaltzeiten multipliziert wird. Grund dafür ist, dass eine weitere Ausräumung einer Struktur theoretisch zwar an der bestehenden Erosionsbasis ansetzen kann, wahrscheinlicher ist aber zumindest eine Teilverfüllung der als Sedimentfallen wirkenden Übertiefungen, insbesondere der Tiefenmaxima. Die Verfüllungsentwicklung von übertieften Strukturen ist nicht einheitlich. Sie ist unter anderem abhängig von der Tiefe der Senke sowie der Sedimentfracht der eintragenden Flüsse. Ältere Beckenfüllungen werden an einem Ort vollständig ausgeräumt, an einem anderen Ort überfahren.

9.5 Erosionsraten

Untersuchungen weltweit (COWTON et al. 2012, HÄUSELMANN et al. 2007, SANDERSEN et al. 2009, SHUSTER et al. 2005) zeigen, dass sich tiefgreifende glaziale Erosion katastrophal als Ereignis und auch in relativ kurzer Zeit (Dimension von 103 Jahren) ereignen kann. Konstante Erosionsraten können daher nicht vorausgesetzt werden. Zudem können regionale isostatische Ausgleichsbewegungen und lokale Klimaverhältnisse Einfluss auf die glazialen Erosionsprozesse nehmen. Eine Prognose auf der Basis von Erosionsraten, die über Gebiete oder Zeitabschnitte gemittelt sind, ist daher nicht zielführend.

9.6 Numerische Berechnungen

Für die Prognose der Lage und Tiefe zukünftiger übertieferter Strukturen werden auch numerische Modelle genutzt. Modellrechnungen zur glazialen Erosion nach FISCHER (2009) und LLOYD (2015) sind zusammen mit eigenen Rechercheergebnissen in Tabelle 9 zusammengestellt.

Tab. 9: Publikationen zur Simulation glazialer Erosion

| Autor des Modells und Quellenangabe sofern vom Modell abweichend | Lokaler Einfluss auf die glaziale Tiefenerosion |
|--|---|
| OERLEMANS (1984) in: FISCHER (2009), LLOYD (2015) | Equilibrium Line Altitude |
| HARBOR et al. (1988) in: FISCHER (2009) | Gletschertal-Querschnitt, Gesteinshärte |
| HARBOR (1992) in: FISCHER (2009) | Gletschertal-Querschnitt |
| HARBOR (1992) in: FISCHER (2009) | Gletschertal-Querschnitt, Gesteinshärte |
| ALLEY et al. (2000) | Gletschertal |
| MACGREGOR et al. (2000) in: FISCHER (2009) und LLOYD (2015) | Talkonfluenz, unterhalb der Equilibrium Line Altitude |
| AMUNDSON & IVERSON (2006) in: LLOYD (2015) | Hängetäler |
| HERMAN & BRAUN (2006) in: LLOYD (2015) | Gletschertal, Talkonfluenz |
| JAMIESON et al. (2008) in: FISCHER (2009) und LLOYD (2015) | Equilibrium Line Altitude |
| KESSLER et al. (2008) in: FISCHER (2009) und LLOYD (2015) | Gletschertal, Talkonfluenz, Fjorde |
| TOMKIN (2009) in: LLOYD (2015) | Equilibrium Line Altitude und unterhalb |
| MACGREGOR et al. (2009) in: FISCHER (2009) und LLOYD (2015) | Karbereich, unterhalb der Equilibrium Line Altitude |
| FREY et al. (2010) | Glaziale Seen |
| HERMAN et al. (2011) in: LLOYD (2015) | Equilibrium Line Altitude und unterhalb |
| HEADLEY et al. (2012) | Tal-Längsprofil unter dem Einfluss von Hebung |
| EGHOLM et al. (2011) in: LLOYD (2015) | Gletschertal und -rand, Gesteinshärte, Karbereich |
| LIVINGSTONE et al. (2013) | Orte subglazialer Seen und Abflusswege |
| PEDERSEN et al. (2014) | Erosionsmuster |
| HEADLEY & EHLERS (2015) | Talprofil, Landschaft über mehrere Kaltzeiten |
| LINSBAUER et al. (2016) | Subglaziale Topographie |
| BEAUD et al. (2016) | Subglaziale Topographie |

COOK & SWIFT (2012) sehen die Notwendigkeit, in Modellierungen der glazialen Tiefenerosion Eis-, Wasser- und Sedimenttransportprozesse zu koppeln, um realistische Ergebnisse zu erzielen. Gletscher-Modelle erfordern zudem die Spezifizierung der Topographie (BENN & EVANS 2010).

LLOYD (2015) wertete 9 Gletschererosionsmodelle mit ihren immanenten Rückkopplungen und Zusammenhängen aus und kam zu dem Schluss, dass die betrachteten Modellansätze noch nicht weit genug entwickelt sind, um die Lage und Größe von Übertiefungen mit

Präzision voraussagen zu können. Die ausgewerteten wissenschaftlichen Arbeiten legen nahe, dass Ort und Ausmaß von Übertiefungen nicht ausschließlich von glazialen Prozessen (z. B. Gletschergeschwindigkeit und Schmelzwasseraufkommen) gesteuert werden. Zusätzlich sind auch topographische (Unregelmäßigkeit des Talbodens und Konfluenzpunkte) sowie geologische Faktoren (Erodierbarkeit) zu berücksichtigen. Nach EGHOLM et al. 2012 ist die vollständige Kopplung von Eisbewegung, Wasser- und Sedimenttransport für numerische Modelle essentiell. Zusätzlich sollten realistische, den Prozess der Erosion stabilisierende Rückkopplungsmechanismen, wie sie in der Natur im Gesamtsystem eines Gletschers und seiner Umgebung vorkommen, in die Rechenmodelle mit einbezogen werden. Dies soll verhindern, dass in den Modellen sich selbst verstärkende Prozesse generiert werden, die sich auf die lineare Erosion und die Bildung von glazialen Erosionsstrukturen auswirken.

Auch FLOWERS & BEAUD (2014) räumen Grenzen ihrer Berechnung von Erosionsraten und Erosionsmustern bei Langzeitbetrachtungen aufgrund von ungenügender Rechenleistung ein. GRABOWSKI et al. (2011) untersuchten den Einfluss der Eigenschaften von Sedimenten auf ihre Erodierbarkeit für aquatische Systeme und zeigen Probleme bei Vorhersagen auf. Für die Entwicklung eines Modells zur Vorhersage von Erodierbarkeiten sehen sie noch Bedarf an Labor- und Felddaten. Simulationen zukünftiger wiederholter Vergletscherungen benötigen Geländemodelle, die die Landoberflächen abbilden, über die das Eis in Zukunft gleiten wird. Diese sind jedoch insbesondere für spätere Kaltzeiten nicht verfügbar.

10 Zusammenfassung

In diesem Bericht werden Aspekte der glazialen Tiefenerosion, die im Hinblick auf eine Prognose der Lage und Tiefe von zukünftigen übertieften Strukturen in Süddeutschland bedeutsam sein können, beschrieben. Die regionale geowissenschaftliche Situation und Datenlage im pleistozänen Vergletscherungsgebiet wird dargestellt. Die im Projekt durchgeführten Auswertungen zum Ausmaß der Tiefenerosion und der Erstellung einer Präquartäroberfläche werden methodisch erläutert. Einzelne Prognoseansätze werden vorgestellt und Ungewissheiten aufgezeigt.

Die Recherchen zeigen, dass eine flächendeckende Präquartäroberfläche eine unentbehrliche Datengrundlage für die Analyse bestehender übertiefter Strukturen ist, da sich in ihr sowohl die Lage als auch die Tiefe der Strukturen abbilden. Aktuell liegen Modelle der Präquartäroberfläche für das baden-württembergische Bearbeitungsgebiet und für einen Teil des bayerischen Bearbeitungsgebietes vor. Das bayerische Modell hat einen vorläufigen Charakter.

Für Baden-Württemberg war es möglich, aus der Höhenlage geeigneter stratigraphischer Einheiten präglaziale Bezugsflächen abzuleiten, um absolute Beträge der glazialen Tiefenerosion zu ermitteln. Dies erfolgte durch Berechnung der Differenz zwischen der entsprechenden Bezugsfläche und der Quartärbasis (GeoMol-Projekt) oder der Erosionsbasis einer Hauptvergletscherung (ELLWANGER et al. 2015). Nach den Kalkulationen liegen im Bereich der Quartärbasis des GeoMol-Projektes von Oberschwaben (Alpenvorland) seit dem Mittelpleistozän höchste kumulative Erosionsbeträge von 830 m für drei Kaltzeiten und von 435 m für eine Kaltzeit vor. Berechnungen für das gesamte Rheingletschergebiet würden höhere Beträge ergeben. Eine geophysikalisch erkundete etwa 550 m tiefe Struktur im bayerischen Loisachtal in den Alpen ist die tiefste dokumentierte Struktur im bayerischen Bearbeitungsgebiet.

In Baden-Württemberg sind nach angewandeter Methodik etwa 46 % des ehemals vergletscherten Gebietes von einer pleistozänen Tiefenerosion von mehr als 100 m und etwa 17 % von mehr als 300 m betroffen (vgl. Tab. 7).

In der Literatur werden weltweit für viele Regionen lokale Faktoren, die Einfluss auf die glaziale Tiefenerosion nehmen, beschrieben. Diese Faktoren finden sich auch im Bearbeitungsgebiet im Bereich übertiefer Strukturen. Ihre Bedeutung für die lokale Bildung übertiefer Strukturen ist nicht ausreichend erforscht. Deshalb sind Prognosen für zukünftige subglaziale Erosionsstrukturen in Regionen, die von einer zukünftigen Vergletscherung betroffen sein können, nur mit großen Ungewissheiten möglich.

Literaturverzeichnis

- AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., ALFIMOV, V., CLAUDE, A., GRAF, H.R., DEHNERT, A., KUBIK, P.W., RAHN, M., KUHLEMANN, J. & SCHLÜCHTER, C. (2014): The first major incision of the Swiss Deckenschotter landscape. – *Swiss Journal of Geosciences*, **107**, 2-3: 337-347, DOI: 10.1007/s00015-014-0176-6; Basel.
- ALLEY, R.B., LAWSON, D.E., EVENSON, E.B., STRASSER, J.C. & LARSON, G.J. (1998): Glaciohydraulic supercooling; a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice; II, Theory. – *Journal of Glaciology*, **44**, 148: 563-569, DOI: 10.1017/S0022143000002070; Cambridge.
- ALLEY, R.B., LAWSON, D.E., EVENSON, E.B. & LARSON, G.J. (2000): Overdeepenings along the flow paths of valley glaciers; a potential key to modeling effects of glacier erosion on mountains. – *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, **32**, 7: p. A-330; Boulder.
- AMUNDSON, J.M. & IVERSON, N.R. (2006): Testing a glacial erosion rule using hang heights of hanging valleys, Jasper National Park, Alberta, Canada. – *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **111**: 8, DOI: 10.1029/2005JF000359; Washington D.C.
- ANDERSON, R.S., MOLNAR, P. & KESSLER, M.A. (2006): Features of glacial valley profiles simply explained. – *Journal of Geophysical Research*, **111**, F1, DOI: 10.1029/2005JF000344; Washington D.C.
- ANDERSON, R.S., DÜHNFORH, M., COLGAN, W. & ANDERSON, L. (2012): Far-flung moraines: Exploring the feedback of glacial erosion on the evolution of glacier length. – *Geomorphology*, **179**: 269-285, DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.018; Amsterdam.
- ANSELMETTI, F.S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FURRER, H., GRAF, H.R., LOWICK, S.E., PREUSSER, F. & RIEDI, M.A. (2010): A nearly equal 180,000 years sedimentation history of a perialpine overdeepened glacial trough (Wehntal, N-Switzerland). – *Swiss Journal of Geosciences*, **103**, 3: 345-361, DOI: 10.1007/s00015-010-0041-1; Basel.
- ANSELMETTI, F.S. (2016): Drilling Overdeepened Alpine Valleys (DOVE). – *ICDP Full Proposal*: p. 174.
- AUGUSTINUS, P.C. (1992): The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: a case study from the Southern Alps, New Zealand. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **17**, 1: 39-51, DOI: 10.1002/esp.3290170104; London.

- BADER, K. & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseetal (Oberes Allgäu). – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, **46**: 25-45; Hannover.
- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern; Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **29**: 49-61, DOI: 10.3285/eg.29.1.05; Stuttgart.
- BADER, K. (1981): Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee. – Eiszeitalter und Gegenwart, **31**: 37-52, DOI: 10.3285/eg.31.1.04; Stuttgart.
- BAKKE, J. & NESJE, A. (2011): Equilibrium-Line Altitude (ELA). – In: SINGH, V.P., SINGH, P. & HARITASHYA, U.K. [eds.]: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. – 268-277; Dordrecht (Springer).
- BANSEMER, K. (2004): Spätkänozoische Reliefentwicklung der Schweizer Alpen. – Dissertation, Universität Bonn: 135 S.; Bonn.
- BEAUD, F., FLOWERS, G.E. & VENDITTI, J.G. (2016): Efficacy of bedrock erosion by subglacial water flow. – Earth Surface Dynamics, **4**, 1: 125-145, DOI: 10.5194/esurf-4- 125- 2016; Göttingen.
- BECKENBACH, E., MÜLLER, T., SEYFRIED, H. & SIMON, T. (2014): Potential of a high-resolution DTM with large spatial coverage for visualization, identification and interpretation of young (Würmian) glacial geomorphology – a case study from Oberschwaben (southern Germany). – Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal, **63**, 2: 107-129, DOI: 10.3285/eg.63.2.01; Berlin.
- BECKER, A. & ANGELSTEIN, S. (2004): Rand- und subglaziale Rinnen in den Vorbergen des Süd-Schwarzwaldes bei Bad Säckingen, Hochrhein. – Eiszeitalter und Gegenwart, **54**, 1: 1-19, DOI: 10.3285/eg.54.1.01; Stuttgart.
- BENN, D.I. (2007): Glaciers. – Progress in Physical Geography, **30**, 3: 337-343, DOI: 10.1191/0309133306pp491pr; Thousand Oaks.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J A. (2010): Glaciers and glaciation. – 802 p.; Abingdon (Hodder Education).
- BERGER, A.L. & SPOTILA, J.A. (2008): Denudation and deformation in a glaciated orogenic wedge; the St. Elias Orogen, Alaska. – Geology, **36**, 7: 523-526, DOI: 10.1130/ G24883A.1; Boulder.

- BGR (2007): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200.000 (GÜK200). – (BGR); https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Sammlungen-Grundlagen/GG_geol_Info/Karten/Deutschland/GUEK200/guek200_inhalt.html.
- BOULTON, G.S. (1979): Processes of glacier erosion on different substrata. – *Journal of Glaciology*, **23**, 89: 15-38, DOI: 10.3198/1979JoG23-89-15-38; Cambridge.
- BOURGEOIS, O., DAUTEUIL, O. & VAN VLIET-LANOE, B. (2000): Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **25**: 59-76; Chichester.
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **26**: 26-39; Graz.
- BRENNAND, T.A., RUSSELL, H.A.J. & SHARPE, D.R. (2006): Tunnel channel character and evolution in central southern Ontario. – In: KNIGHT, P.G. [ed.]: *Glacier Science and Environmental Change*: 37-39, DOI: 10.1002/9780470750636.ch6; Oxford.
- BRINER, J.P. (2007): Supporting evidence from the New York drumlin field that elongate subglacial bedforms indicate fast ice flow. – *Boreas*, **36**, 2: 143-147, DOI: 10.1111/j.1502-3885.2007.tb01188.x; Hoboken.
- BROOK, M.S., KIRKBRIDE, M.P. & BROCK, B.W. (2004): Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and northwest Iceland. – *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography*, **86**, 3: 225-234, DOI: 10.1111/j.0435-3676.2004.00227.x; Stockholm.
- BRÜCKL, E., BRÜCKL, J., CHWATAL, W. & ULLRICH, C. (2010): Deep alpine valleys; examples of geophysical explorations in Austria. – *Swiss Journal of Geosciences*, **103**, 3: 329- 344, DOI: 10.1007/s00015-010-0045-x; Basel.
- BUECHI, M.W., FRANK, S.M., GRAF, H.R., MENZIES, J. & ANSELMETTI, F.S. (2016): Subglacial emplacement of tills and meltwater deposits at the base of overdeepened bedrock troughs. – *Sedimentology*, **64**, 3: 658-685, DOI: 10.1111/sed.12319; Hoboken.
- BURKI, V. (2009): Glaziale Erosion: Prozesse und ihre Kapazitäten. – *Nagra Arbeitsbericht*, NAB 09-06, 44 S.; Wettingen.
- BURSCHIL, T., BUNESS, H., GABRIEL, G., WIELANDT-SCHUSTER, U. & ELLWANGER, D. (2015): Reflexionsseismische Erkundung des Tannwald-Beckens (Baden-Württemberg). – 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leibniz Universität Hannover, 23.-26.03.2015, 375 S.; Hannover.

- BURSCHIL, T., BUNESS, H. & GABRIEL, G. (2016): Shallow P-wave and S-wave seismic imaging of overdeepened Alpine structures. – Ortner, H. [ed.]: Abstract Volume of GeoTirol2016 - Annual Meeting of DGGV and PANGEO Austria, Innsbruck, 25. - 28.09.2016, 36 p.; Innsbruck.
- BURVAL WORKING GROUP (2006): Groundwater Resources in Buried Valleys - a Challenge for Geosciences. – 303 p., Leipzig Institut für Angewandte Geophysik; Hannover.
- CARR, S.J., LUKAS, S. & MILLS, S.C. (2010): Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. – Earth Surface Processes and Landforms, **35**, 9: 1103-1115, DOI: 10.1002/esp.2034; Hoboken.
- CARRIVICK, J.L. & TWEED, F.S. (2013): Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. – Quaternary Science Reviews, **78**: 34-52, DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.07.028; Amsterdam.
- CHAMPAGNAC, J.-D., SCHLUNEGGER, F., NORTON, K., VON BLANCKENBURG, F., ABBUEHL, L.M. & SCHWAB, M. (2009): Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. – Tectonophysics, **474**, 1-2: 236-249, DOI: 10.1016/j.tecto.2009.02.024; Amsterdam.
- 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: 10.1016/j.earscirev.2012.09.009; Amsterdam.
- COSTANTINI, D. & ORTNER, H. (2013): Klüfte und Deformationsstrukturen in jungpleistozänen Beckensedimenten des Rißtales, Bayern. – Geo.Alp, **10**: 5-26; Innsbruck.
- COWTON, T., NIENOW, P., BARTHOLOMEW, I., SOLE, A. & MAIR, D. (2012): Rapid erosion beneath the Greenland ice sheet. – Geology, **40**, 4: 343-346, DOI: 10.1130/G32687.1; Boulder.
- CUTLER, P.M., MICKELSON, D.M., MACAYEAL, D.R. & COLGAN, P.M. (1999): Permafrost around the southern Laurentide ice sheet; its influence on ice dynamics, landform genesis and water drainage. - GSA Annual Meeting, Abstracts with Programs, **31**: 204-204; Denver.
- CUTLER, P.M., COLGAN, P.M., MICKELSON, D.M. & MACAYEAL, D.R. (2000): Influence of the Great Lakes on the advance of the southern Laurentide ice sheet at the last glacial maximum. – GSA Annual Meeting, Abstracts with Programs, **32**: 330-331; Reno.

- CUTLER, P.M., MICKELSON, D.M., COLGAN, P.M., MACAYEAL, D.R. & PARIZEK, B.R. (2001): Influence of the Great Lakes on the dynamics of the southern Laurentide ice sheet: numerical experiments. – *Geology*, **29**, 11: 1039-1042, DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<1039:IOTGLO>2.0.CO;2; Boulder.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Potsdam (Deutsche Stratigraphische Kommission).
- DOPPLER, G., KROEMER, E., ROEGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary stratigraphy of southern Bavaria. – *Eiszeitalter und Gegenwart* *Quaternary Science Journal*, **60**, 2-3: 329-365, DOI: 10.3285/eg.60.2-3.08; Stuttgart.
- DR. VON MOOS AG (2009): Beurteilung der glazialen Tiefenerosion im Rahmen der Festlegung der geologischen Standortgebiete. – Expertenbericht Nr. 8600, 8600-T-04-11-09: 22 S.; Villigen (Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat).
- DRASER, J., ELLWANGER, D. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2015): Erosions-Akkumulations-Zyklen & Beckengenese im östlichen Rheingletschergebiet - DEUQUA Exkursion, Allgäu 21. - 23.09.2015., Exkursionsführer: 25 S.; Freiburg i. Br. (LGRB).
- 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; Boulder.
- DÜRST STUCKI, M., REBER, R. & SCHLUNEGGER, F. (2010): Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. – *Swiss Journal of Geosciences*, **103**, 3: 363-374, DOI: 10.1007/s00015-010-0042-0; Basel.
- 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: 10.1016/j.epsl.2013.10.009; Amsterdam.
- EBERT, K., HALL, A.M., KLEMAN, J. & ANDERSSON, J. (2015): Unequal ice sheet erosional impacts across low relief shield terrain in northern Fennoscandia. – *Geomorphology*, **233**: 64-74, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.09.024; Amsterdam.
- EGHOLM, D.L., KNUDSEN, M.F., CLARK, C.D. & LESEMANN, J.E. (2011): Modeling the flow of glaciers in steep terrains: the integrated Second-Order Shallow Ice Approximation (iSOSIA). – *Journal of Geophysical Research*, **116**, F2, DOI: 10.1029/2010JF001900; Washington D.C.

- EGHOLM, D.L., PEDERSEN, V.K., KNUDSEN, M.F. & LARSEN, N.K. (2012): On the importance of higher order ice dynamics for glacial landscape evolution model. - *Geomorphology*, **141-142**: 67-80; Amsterdam.
- EHLERS, T.A., SZAMEITAT, A., ENKELMANN, E., YANITES, B.J. & WOODSWORTH, G.J. (2015): Identifying spatial variations in glacial catchment erosion with detrital thermochronology. – *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **120**, 6: 1023-1039, DOI: 10.1002/2014JF003432; Washington D.C.
- ELLWANGER, D., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & NEEB, I. (2003): Eine landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrand zum Oberrhein. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland - GeoArchaeo Rhein*, **4**: 81-124; Münster.
- 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 Quaternary Science Journal*, **60**, 2-3: 306-328, DOI: 10.3285/eg.60.2-3.07; Berlin.
- ELLWANGER, D., FRANZ, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012): Zur Einführung: Heidelberger Becken, Oberschwaben-Oberrhein, Geosystem Rhein. – In: LGRB [Hrsg.]: *Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen*, **26**: 7-24; Freiburg i. Br.
- ELLWANGER, D., FRANZ, M., NEEB, I., RUPF, I., WEINSZIEHR, R. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2015): Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebietetes: Übertiefte Becken- und Moränen-Landschaft. – *LGRB-Fachbericht*, **4**: 86 S.; Freiburg i. Br.
- ERGENZINGER, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **18**, 1: 152-168, DOI: 10.3285/eg.18.1.10; Stuttgart.
- FAHNESTOCK, M., ABDALATI, W., JOUGHIN, I., BROZENA, J. & GOGINENI, P. (2001): High Geothermal Heat Flow, Basal Melt, and the Origin of Rapid Ice Flow in Central Greenland. – *Science*, **294**, 5550: 2338-2342, DOI: 10.1126/science.1065370; Washington D.C.
- FIEBIG, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen Alpenvorland - ein Vergleich. - Dissertation, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg: 122 S.; Freiburg i. Br.

- FIEBIG, M. (2004): Lithofazielle Untersuchungen an pleistozänen Sedimenten im östlichen Rheingletschergebiet. – ZDGG, **154**, 2-3: 301-342; Stuttgart.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2008): Pleistocene glaciations of the northern Alpine Foreland. – Geographica Helvetica, **63**, 3: 145-150, DOI: 10.5194/gh-63-145-2008; Egg.
- FISCHER, K. (1988): Die wärmzeitliche und stadiale Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen. – In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland - Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Berliner Geographische Abhandlungen, **47**: 207-225; Berlin.
- FISCHER, K. (2002): Deutschlands Alpenanteil. – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands, 3. Auflage: 786 S.; Stuttgart (Klett).
- FISCHER, U.H. (2009): Glacial erosion: a review of its modelling. – Nagra Arbeitsbericht, NAB 09-23: 34 S.; Wettingen.
- FISCHER, U.H. (2015): Prozessverständnis der glazialen Tiefenerosion: Zusammenfassung. – Nagra Arbeitsbericht, NAB 15-05: 36 S.; Wettingen.
- FISCHER, U.H., BEBIOLKA, A., BRANDEFELT, J., FOLLIN, S., HIRSCHORN, S., JENSEN, M., KELLER, S., KENNEL, L., NASLUND, J.-O. & NORMANI, S. (2015): Radioactive Waste Under Conditions of Future Ice Ages. – In: HAEBERLI, W. & WHITEMAN, C. [eds.]: Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. – Hazards and Disasters Series: 345-393, DOI: 10.1016/B978-0-12-394849-6.00011-1; Amsterdam (Elsevier).
- FLOWERS, G.E. & BEAUD, F. (2014): Sensitivity of modelled erosion rates to hydrologic transients and process representation in a hydraulically-coupled ice-flow model. – Nagra Arbeitsbericht, NAB 14-23: 53 S.; Wettingen.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers: Neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den Alpenen 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; Stuttgart.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000., 4. Neubearb. Auflage – Landesamt für Umwelt, Geologische Übersichtskarte: 329 S.; München.

- FREY, H., HAEBERLI, W., LINSBAUER, A., HUGGEL, C. & PAUL, F. (2010): A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **10**, 2: 339-352, DOI: 10.5194/nhess-10-339-2010; Katlenburg-Lindau.
- GAO, C. (2011): Buried bedrock valleys and glacial and subglacial meltwater erosion in southern Ontario, Canada. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **48**, 5: 801-818, DOI: 10.1139/e10-104; Ottawa.
- 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*. – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GLASER, S., LAGALLY, U., LOTH, G., SCHMID, H. & SCHWERD, K. (2008): *Geotope in Oberbayern - Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **6**, 192 S.; Augsburg (LfU).
- GLASSER, N.F. (1991): *Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland*. – PhD, University of Edinburgh: 298 p.; Edinburgh.
- GRABOWSKI, R.C., DROPPA, I.G. & WHARTON, G. (2011): Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties. – *Earth-Science Reviews*, **105**, 3-4: 101- 120, DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.01.008; Amsterdam.
- GRAF, H.R. (1993): *Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz*. - Dissertation ETH Zürich Nr. 10205; Zürich.
- GRAF, H.R. (2009): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, **58**, 1: 12-53, DOI: 10.3285/eg.58.1.02; Stuttgart.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **189**, 1-3: 81-117; Stuttgart.
- HABBE, K.A. (1995): Das deutsche Alpenvorland. – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.]: *Physische Geographie Deutschlands*: 439-475; Gotha (Perthes).
- HABBE, K.A. (1996): Über glaziale Erosion und Übertiefung. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **46**, 1: 99-119, DOI: 10.3285/eg.46.1.08; Stuttgart.

- HAEBERLI, W. & MAISCH, M. (2007): Klimawandel im Hochgebirge. – In: ENDLICHER, W. & GERSTENGARBE, F.-W. [Hrsg.]: Der Klimawandel - Einblicke, Rückblicke und Ausblicke: 98-107; Berlin (Geographisches Institut der Humboldt-Universität).
- HAEBERLI, W., LINSBAUER, A., COCHACHIN, A., SALAZAR, C. & FISCHER, U.H. (2016a): On the morphological characteristics of overdeepenings in high-mountain glacier beds. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **41**: 1980-1990, DOI: 10.1002/esp.3966; Hoboken.
- HAEBERLI, W., SCHAUB, Y. & HUGGEL, C. (2016b): Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. – *Geomorphology*, in press, DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.02.009; Amsterdam.
- HAEFELI, R. (1968): Gedanken zum Problem der glazialen Erosion. – In: MÜLLER, L. [Hrsg.]: *Felsmechanik und Ingenieurgeologie*, **4**: 31-51; Wien & New York (Springer).
- HAHNE, J., ELLWANGER, D., FRANZ, M., STRITZKE, R. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2012): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem baden-württembergischen Rheinsystem Oberrheingraben, Hochrhein, Oberschwaben - eine Zusammenfassung des aktuellen Kenntnisstandes. – In: LGRB [Hrsg.]: *Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen*, **26**: 119-154; Freiburg i. Br.
- HALL, A.M. & KLEMAN, J. (2014): Glacial and periglacial buzzsaws: fitting mechanisms to metaphors. – *Quaternary Research*, **81**, 2: 189-192, DOI: 10.1016/j.yqres.2013.10.007; New York.
- HARBOR, J.M., HALLET, B. & RAYMOND, C.F. (1988): A numerical model of landform development by glacial erosion. – *Nature*, **333**: 347-349, DOI: 10.1038/333347a0; London.
- HARBOR, J.M. (1992): Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. – *GSA Bulletin*, **104**, 10: 1364-1375, DOI: 10.1130/0016-7606(1992)104<1364:NMOTDO>2.3.CO;2; Boulder.
- HÄUSELMANN, P., FIEBIG, M., KUBIK, P. W. & ADRIAN, H. (2007): A first attempt to date the original „Deckenschotter“ of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides. - *Quaternary International*, **164**: 33-42, DOI: 10.1016/j.quaint.2006.12.013; Amsterdam.
- HEADLEY, R.M., ROE, G. & HALLET, B. (2012): Glacier longitudinal profiles in regions of active uplift. – *Earth and Planetary Science Letters*, **317-318**: 354-362, DOI: 10.1016/j.epsl.2011.11.010; Amsterdam.

- HEADLEY, R.M. & EHLERS, T.A. (2015): Ice flow models and glacial erosion over multiple glacial - interglacial cycles. – *Earth Surface Dynamics*, **3**, 1: 153-170, DOI: 10.5194/esurf-3-153-2015; Göttingen.
- HENDL, M. & LIEDTKE, H. (1997): *Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie*. – 866 S.; Gotha (Klett-Perthes).
- HERMAN, F. & BRAUN, J. (2006): Fluvial response to horizontal shortening and glaciations; a study in the Southern Alps of New Zealand. – *Journal of Geophysical Research*, **111**, F01008, 23 p., DOI: 10.1029/2004JF000248; Washington D.C.
- HERMAN, F. & BRAUN, J. (2008): Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand; insights from a glacial erosion model. – *Journal of Geophysical Research*, **113**, F02009, 24 p., DOI: 10.1029/2007JF000807; Washington D.C.
- HERMAN, F., BEAUD, F., CHAMPAGNAC, J.-D., LEMIEUX, J.-M. & STERNAL, P. (2011): Glacial hydrology and erosion patterns; a mechanism for carving glacial valleys. – *Earth and Planetary Science Letters*, **310**, 3-4: 498-508, DOI: 10.1016/j.epsl.2011.08.022; Amsterdam.
- HEUBERGER, S., BÜCHI, M. & NAEF, H. (2012): Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the Late Miocene. – *Nagra Arbeitsbericht*, NAB 12-20: 132 S.; Wettingen.
- HILDES, D.H.D. (2001): Modelling subglacial erosion and englacial sediment transport of the North American Ice Sheets. – PhD, University of British Columbia: 149 S.; Vancouver.
- HOOKE, R.L. (1991): Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. – *GSA Bulletin*, **103**, 8: 1104-1108; Boulder.
- HOOKE, R.L. & JENNINGS, C.E. (2006): On the formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. – *Quaternary Science Reviews*, **25**, 11-12: 1364-1372, DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.01.018; Amsterdam.
- HOTH, P., WIRTH, H., REINHOLD, K., BRÄUER, V., KRULL, P. & FELDRAPPE, H. (2007): Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands – Untersuchung und Bewertung von Tongesteinsformationen. – BGR-Bericht: 118 S.; Berlin & Hannover.

- HUUSE, M. & LYKKE-ANDERSEN, H. (2000): Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. – *Quaternary Science Reviews* **19**, 12: 1233-1253, DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00103-1; Amsterdam.
- IBS-VON SEHT, M., SIEMON, B., PIELAWA, J., VOSS, W., PETERSEN, H., BALZER, H.-U. & PLATH, C. (2015): Hubschrauber-geophysik - Befliegung AEM-Nordschweiz 176 Birrfeld (CH). – *Technischer Bericht BGR*: 118 S.; Hannover.
- JAMIESON, S. S.R., HULTON, N.R.J. & HAGDORN, M. (2008): Modelling landscape evolution under ice sheets. – *Geomorphology*, **97**, 1-2: 91-108, DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.02.047; Amsterdam.
- JANSZEN, A. (2012): Tunnel valleys: genetic models, sedimentary infill and 3D architecture. – PhD, Delft University of Technology: 195 p.; Delft.
- JERZ, H. (1979): Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **29**: 63-69, DOI: 10.3285/eg.29.1.06; Stuttgart.
- JERZ, H. (1996): Bayern. – In: BENDA, L. & GEOLOGISCHE DIENSTE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*. – 296-326; Berlin & Stuttgart (Gebrüder Bornträger).
- JISKOOT, H. (2011): Dynamics of Glaciers. – In: SINGH, V.P., SINGH, P. & HARITASHYA, U.K. [eds.]: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. – 245-256; Dordrecht (Springer).
- JORDAN, P. (2010): Analysis of overdeepened valleys using the digital elevation model of the bedrock surface of Northern Switzerland. – *Swiss Journal of Geosciences*, **103**, 3: 375-384, DOI: 10.1007/s00015-010-0043-z; Basel.
- 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: 10.1016/j.quascirev.2005.11.006; Amsterdam.
- JØRGENSEN, F. & SANDERSEN, P.B.E. (2008): Mapping of buried tunnel valleys in Denmark; new perspectives for the interpretation of the Quaternary succession. – Danish Ministry of the Environment, Geological Survey of Denmark and Greenland: 33-36; Copenhagen.
- KAPLAN, M.R., HEIN, A.S., HUBBARD, A. & LAX, S.M. (2009): Can glacial erosion limit the extent of glaciation? – *Geomorphology*, **103**, 2: 172-179, DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.020; Amsterdam.

- KASSEBAUM, C. & WROBEL, M. (2015): Geologische und hydrogeologische Beschreibung der WRRL-GWK im Rahmen der Bestandsaufnahme 2013. – Bayrisches Landesamt für Umwelt: 28 S.; Augsburg.
- KEHEW, A.E., LORD, M.L. & KOZLOWSKI, A.L. (2007): Glacial landforms: glacifluvial landforms of erosion. – In: ELIAS, S.A. [ed.]: Encyclopedia of Quaternary Science. – 818-831, DOI: 10.1016/B0-44-452747-8/00088-0; Amsterdam (Elsevier).
- KEHEW, A.E., PIOTROWSKI, J.A. & JORGENSEN, F. (2012): Tunnel valleys: Concepts and controversies - A review. – Earth-Science Reviews, **113**, 1-2: 33-58, DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.02.002; Amsterdam.
- KELLER, O. (2009): Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte: Zur Umlenkung eines Flusses im Eiszeitalter. – Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, **127**: 193-208; Ostfildern (Thorbecke).
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal, **59**, 1-2: 88-119, DOI: 10.3285/eg.59.1-2.08; Berlin.
- KELLER, O. (2014): Erwägungen zur Korrelation mittelpleistozäner Relikte des Rheingletschers mit der Nordschweizer Stratigraphie. – Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal, **63**, 1: 19-43, DOI: 10.3285/eg.63.1.02; Stuttgart.
- KELLER, S. (2009): Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland. – BGR-Bericht, 23 S.; Hannover.
- KELLER, S. (2010): Bedeutung von ausgewählten eiszeitlichen Prozessen für die Langzeitsicherheit von Endlagerstandorten in Norddeutschland. – In: Flügge, J. & Rübel, A. [Hrsg.]: Grundsatzfragen Hydrogeologie. Workshop der GRS in Zusammenarbeit mit dem PTKA-WTE vom 05. - 06.11.2009, GRS-Bericht, **264**, 145-173; Braunschweig.
- KESSLER, M.A., ANDERSON, R.S. & BRINER, J.P. (2008): Fjord insertion into continental margins driven by topographic steering of ice. – Nature Geoscience, **1**, 6: 365-369, DOI: 10.1038/ngeo201; London.
- KJAER, K.H., LARSEN, E., VAN DER MEER, J., INGOLFSSON, O., KRUEGER, J., BENEDIKTSSON, I.O., KNUDSEN, C.G. & SCHOMACKER, A. (2006): Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface; a new mechanism for rapid flowing ice. – Quaternary Science Reviews, **25**, 21-22: 2704-2712, DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.06.010; Amsterdam.

- KLASEN, N. (2008): Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. – Dissertation, Universität zu Köln: 209 S.; Köln.
- KNAUER, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. – *Geologica Bavarica*, **11**, 31 S.; München.
- KORUP, O. & SCHLUNEGGER, F. (2009): Rock-type control on erosion-induced uplift, eastern Swiss Alps. – *Earth and Planetary Science Letters*, **278**, 3-4: 278-285, DOI: 10.1016/j.epsl.2008.12.012; Amsterdam.
- KORUS, J.T., JOECKEL, R.M., DIVINE, D.P. & ABRAHAM, J.D. (2017): Three-dimensional architecture and hydrostratigraphy of cross-cutting buried valleys using airborne electromagnetics, glaciated Central Lowlands, Nebraska, USA. – *Sedimentology*, **64**, 2: 553-581, DOI: 10.1111/sed.12314; Hoboken.
- KRABBENDAM, M. & BRADWELL, T. (2014): Quaternary evolution of glaciated gneiss terrains; pre-glacial weathering vs. glacial erosion. – *Quaternary Science Reviews*, **95**: 20-42, DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.03.013; Amsterdam.
- 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). – Dissertation, Technische Universität München: 226 S.; München.
- KÜHNI, A. & PFIFFNER, O.A. (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. – *Geomorphology*, **41**, 4: 285-307, DOI: 10.1016/S0169-555X(01)00060-5; Amsterdam.
- LAGALLY, U., GLASER, S., JOBE, E., LOTH, G., MURR, A., SCHMID, H., SCHMID, W., SCHWERD, K., SIEBLITZ, S. & TEIPEL, U. (2009): Geotope in Schwaben – *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **7**, 160 S.; Augsburg (LfU).
- LEMKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit - Erdgeschichte Bau Bodenschätze – *Geologie von Bayern I.*, 175 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LEMPE, B.V. (2012): Die geologischen Verhältnisse auf der GK25 Blatt Nr. 8027 Memmingen unter besonderer Berücksichtigung der Verwitterungserscheinungen in pleistozänen Schmelzwasserschottern und deren Einfluss auf ihre bautechnischen Eigenschaften. Entwicklung einer Verwitterungsklassifizierung. – Dissertation, Technische Universität München: 376 S.; München.

- LESER, H. (1987): Zur Glazialproblematik auf Blatt Freiburg-Süd der Geomorphologischen Karte 1 : 100000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100, Blatt 2). – Eiszeitalter und Gegenwart, **37**, 1: 139-144; Stuttgart.
- LESER, H. & METZ, B. (1988): Vergletscherungen im Hochschwarzwald. – Berliner Geogr. Abh., **47**: 155-175; Berlin.
- LIEDTKE, H. (2002): Höhepunkt der letzten Eiszeit vor 20.000 Jahren (Übersichtskarte im Maßstab 1 : 3.750.000). – Institut für Länderkunde, Leipzig.
- 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.
- LINSBAUER, A., FREY, H., HAEBERLI, W., MACHGUTH, H., AZAM, M.F. & ALLEN, S. (2016): Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya–Karakoram region. – *Annals of Glaciology*, **57**, 71: 119-130, DOI: 10.3189/2016AoG71A627; Cambridge.
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsletters on Stratigraphy*, **41**, 1-3: 385-399, DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0385; Berlin & Stuttgart.
- LIVINGSTONE, S.J., CLARK, C.D., WOODWARD, J. & KINGSLAKE, J. (2013): Potential subglacial lake locations and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets. – *The Cryosphere*, **7**: 1721-1740, DOI: 10.5194/tc-7-1721-2013; Göttingen.
- LIVINGSTONE, S.J. & CLARK, C.D. (2016): Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation. – *Earth Surface Dynamics*, **4**, 3: 567-589, DOI: 10.5194/esurf-4-567-2016; Göttingen.
- LLOYD, C. (2011): Glacial Overdeepening. – In: SINGH, V.P., SINGH, P. & HARITASHYA, U.K. [eds.]: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*: p.358; Dordrecht (Springer).

- LLOYD, C., CLARK, C. & SWIFT, D. (2012): Controls on the location and geometry of glacial overdeepening. – Geophysical Research Abstracts, **14**: EGU2012-173, EGU General Assembly Conference 2012, Wien 22. - 27.04.2012; Katlenburg-Lindau.
- LLOYD, C.T. (2015): Controls upon the location and size of glacial overdeepenings. – PhD, University of Sheffield: 238 p.; Sheffield.
- LONERGAN, L., MAIDMENT, S.C.R. & COLLIER, J.S. (2006): Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution.- Journal of Quaternary Science, **21**, **8**: 891-903, DOI: 10.1002/jqs.1015; Chichester.
- LOUIS, H. (1952): Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. – Eiszeitalter und Gegenwart, **2**, 1: 12-24, DOI: 10.3285/eg.02.1.02; Stuttgart.
- MACGREGOR, K.R., ANDERSON, R.S., ANDERSON, S.P. & WADDINGTON, E.D. (2000): Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. – Geology, **28**, 11: 1031- 1034, DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<1031:NSOGLP>2.0.CO; 2; Boulder.
- MACGREGOR, K.R., ANDERSON, R.S. & WADDINGTON, E.D. (2009): Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys. – Geomorphology, **103**, 2: 189-204, DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.022; Amsterdam.
- MENZIES, J. & SHILTS, W.W. (1996): Subglacial environments. – In: MENZIES, J. [ed.]: Past glacial environments. Sediments, forms and techniques: 15-136; Oxford (Butterworth & Heinemann).
- METZ, B. (1992): Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. – In: MÄCKEL, R. & METZ, B. [Hrsg.]: Schwarzwald und Oberrheintiefland: Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. – Freiburger Geographische Hefte, **36**: 57-77; Freiburg i. Br.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – Dissertation, Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D, Geoökologie und Quartärforschung: 118 S.; Tübingen.
- NAGRA (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager - Geologische Grundlagen. – Nagra Technischer Bericht NTB 08-04: 439 S.; Wettingen.

- NAGRA (2014): Sicherheitstechnischer Vergleich und Vorschlag der in Etappe 3 weiter zu untersuchenden geologischen Standortgebiete. Textband. – Nagra Technischer Bericht NTB 14-01: 420 S.; Wettingen.
- NIXDORF, B., HEMM, M., HOFFMANN, A. & RICHTER, P. (2004): Dokumentation von Zustand und Entwicklung der wichtigsten Seen Deutschlands. – UBA Texte, Forschungsbericht 000511: 51 S.; Berlin (Umweltbundesamt).
- O'COFAIGH, C. (1996): Tunnel valley genesis. – *Progress in Physical Geography*, **20**, 1: 1-19, DOI: 10.1177/030913339602000101; London.
- OERLEMANS, J. (1984): Numerical experiments on large-scale glacial erosion. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **20**: 107-126; Innsbruck.
- OGG, J.G. & SMITH, A.G. (2004): The geomagnetic polarity time scale. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. [eds.]: *Geologic Time Scale 2004*: 63-86; Cambridge (Cambridge University Press).
- 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: 10.1016/j.geomorph.2015.01.003; Amsterdam.
- PAUL, W. & SCHINKE, K. (1997): Die glaziomorphologische Sonderstellung des Mittleren Schwarzwalds im Jungpleistozän. – *Geologisches Landesamt Baden-Württemberg Jahresheft*, **36**: 205-213; Freiburg i. Br.
- PEDERSEN, V.K., HUISMANS, R.S., HERMAN, F. & EGHOLM, D.L. (2014): Controls of initial topography on temporal and spatial patterns of glacial erosion. – *Geomorphology*, **223**: 96-116, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.06.028; Amsterdam.
- PELLETIER, J.D. (2008): Glacial erosion and mountain building. – *Geology*, **36**, 7: 591-592, DOI: 10.1130/focus072008.1; Boulder.
- PENCK, A. (1905): Glacial features in the surface of the Alps. – *The Journal of Geology*, **13**, 1: 1-19; Chicago.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909a): Die Alpen im Eiszeitalter - Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen. – Band **2**, 395-716; Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909b): Die Alpen im Eiszeitalter - Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – Band **1**, 1-393; Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).

- PIETSCH, J. & JORDAN, P. (2014): Digitales Höhenmodell Basis Quartär der Nordschweiz - Version 2014 und ausgewählte Auswertungen. – Nagra Technischer Bericht NTB 14-02, 81 S.; Wettingen.
- PIOTROWSKI, J.A. (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; Oxford.
- PIOTROWSKI, J.A., HERMANOWSKI, P. & PIECHOTA, A.M. (2009): Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. – Earth Surface Processes and Landforms, **34**, 4: 481-492, DOI: 10.1002/esp.1728; London.
- POMPER, J.E., SALCHER, B.C., EICKITZ, C. & PRASICEK, G. (2016): The glacially overdeepened Salzach Valley: Constraints on its geometry and filling (Poster). – Ortner, H. [ed.]: Abstract Volume of GeoTirol2016 - Annual Meeting of DGGV and PANGEO Austria, Innsbruck, 25. - 28.09.2016, p. 267; Innsbruck.
- PREUSSER, F. (2008): Characterisation and evolution of the River Rhine system. – Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw, **87**, 1: 7-19, DOI: 10.1017/S0016774600024008; Cambridge.
- 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; Basel.
- REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – Swiss Journal of Geosciences, **103**, 3: 385-405, DOI: 10.1007/s00015-010-0046-9; Basel.
- ROBL, J., PRASICEK, G., HERGARTEN, S. & STÜWE, K. (2015): Alpine topography in the light of tectonic uplift and glaciation. – Global and Planetary Change, **127**: 34-49, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2015.01.008; Amsterdam.
- ROTHER, K. (1995): Die eiszeitliche Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge im Spiegel neuerer Forschungen. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **139**, 1: 45-52; Gotha & Leipzig.
- RÜHAAK, W., RATH, V. & CLAUSER, C. (2010): Detecting thermal anomalies within the Molasse Basin, southern Germany. – Hydrogeology Journal, **18**, 8: 1897-1915, DOI: 10.1007/s10040-010-0676-z; Berlin & Heidelberg.

- RÜHAAK, W. (2015): 3-D interpolation of subsurface temperature data with measurement error using kriging. – *Environmental Earth Sciences*, **73**, 4: 1893-1900, DOI: 10.1007/s12665-014-3554-5; Berlin & Heidelberg.
- RUSSELL, H.A.J., ARNOTT, R.W.C. & SHARPE, D.R. (2003): Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. – *Sedimentary Geology*, **160**, 1-3: 33-55, DOI: 10.1016/S0037-0738(02)00335-4; Amsterdam.
- SALCHER, B.C., HINSCH, R. & WAGREICH, M. (2010): High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria. – *Geomorphology*, **122**, 3-4: 283-293, DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.037; Amsterdam.
- SANDERSEN, P.B.E., JORGENSEN, 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: 10.1111/j.1502-3885.2009.00105.x; Oslo.
- SCHAEFER, I. (1951): Über die Gliederung des Eiszeitalters. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **1**, 1: 56-63, DOI: 10.3285/eg.01.1.04; Stuttgart.
- SCHNELLMANN, M., FISCHER, U.H., HEUBERGER, S. & KOBER, F. (2014): Erosion und Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz - Zusammenfassung der Grundlagen im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitstabilität eines geologischen Tiefenlagers (SGT Etappe 2). – *Nagra Arbeitsbericht NAB 14-25*: 114 S.; Wettingen.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1983): Geologische Übersichtskarte GÜK200 CC 8726 Kempten (Allgäu). – BGR; Hannover.
- SCHOLZ, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 3. vollst. überarb. und erw. Aufl.: 305 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehratals und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit (SW Deutschland). – *Eiszeitalter Gegenwart*, **45**, 1: 62-74, DOI: 10.3285/eg.45.1.07; Stuttgart.
- SCHREINER, A. (2000): Über die Entstehung des Bodenseebeckens (SW-Deutschland). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, **1999**, 3-4: 459-466; Stuttgart.

- SCHREINER, A. & SAWATZKI, G. (2000): Der Wiesetalgletscher im Südschwarzwald in der Würm- und Rißeiszeit. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, **82**: 377-410, DOI: 10.1127/jmogh/82/2000/377; Stuttgart.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **140**: 5-21; Graz.
- SEEGER, T., KASPAR, E., KLAIBER, B. & EINSELE, G. (1989): Periglaziale Deckschichten und ihre hydrologische Bedeutung in Kammlagen des Buntsandstein-Nordschwarzwaldes. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **31**: 197-213; Freiburg i. Br.
- SEILER, K.P. (1977): Hydrogeologie glazial übertiefer Täler der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Wössner Tal. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **29**: 5-118; Wien.
- SEILER, K.P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen; Ergebnisse glazialgeologischer, hydrologischer und geophysikalischer Untersuchungen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **29**, 1: 35-48, DOI: 10.3285/eg.29.1.04; Stuttgart.
- SELBY, M.J. (1982): Rock mass strength and the form of some inselbergs in the central Namib Desert. – Earth Surface Processes and Landforms, **7**, 5: 489-497, DOI: 10.1002/esp.3290070509; Hoboken.
- SEMMELE, A. (1995): Das Süddeutsche Stufenland mit seinen Grundgebirgsrändern. – In: LIEDTKE, H.M.J. & MARCINEK, J. [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands: 389-437; Gotha (Perthes).
- SHRESTRA, A.B. (2011): Climate Change and Glaciers. – In: SINGH, V.P., SINGH, P. & HARITASHYA, U.K.: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers: 145-152; Dordrecht (Springer).
- SHUSTER, D.L., EHLERS, T.A., RUSMOREN, M.E. & FARLEY, K.A. (2005): Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. – Science, **310**, 5754: 1668-1670, DOI: 10.1126/science.1118519; Washington D.C.
- SJOGREN, D.B., FISHER, T.G., TAYLOR, L.D., JOL, H.M. & MUNRO-STASIUK, M.J. (2002): Incipient tunnel channels. – Quaternary International, **90**: 41-56, DOI: 10.1016/S1040-6182(01)00091-X; Oxford.
- STARK, L. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland - ohne Endlagereinfluss (AnSicht). – BGR, Ergebnisbericht: 152 S.; Hannover.

- STERNAL, P., HERMAN, F., FOX, M.R. & CASTELLTORT, S. (2011): Hypsometric analysis to identify spatially variable glacial erosion. – *Journal of Geophysical Research*, **116**, F03001, DOI: 10.1029/2010JF001823; Washington D.C.
- STEWART, I. S., SAUBER, J. & ROSE, J. (2000): Glacio-seismotectonics; ice sheets, crustal deformation and seismicity. – *Quaternary Science Reviews*, **19**, 14-15: 1367-1389, DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00094-9; Amsterdam.
- STOKES, C.R. & CLARK, C.D. (2001): Palaeo-ice streams. – *Quaternary Science Reviews*, **20**, 13: 1437-1457, DOI: 10.1016/S0277-3791(01)00003-8; Amsterdam.
- SUTINEN, R., JAKONEN, M., LIWATA, P. & HYVONEN, E. (2007): Late Weichselian sheetflow drainage of subglacial Lokka ice lake. – *Special Paper, Geological Survey of Finland*, **46**: 55-62; Espoo.
- 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; Stuttgart.
- TAYLOR, W.P. & WILSON, C.D.V. (1997): Tectonically influenced glacial erosion, and ensuing valley infill: a geophysical survey. – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrology*, **30**: 97-113, DOI: 10.1144/GSL.QJEGH.1997.030.P2.01; London.
- THACKRAY, G.D., OWEN, L.A. & YI, C. (2008): Timing and nature of late Quaternary mountain glaciation. – *Journal of Quaternary Science*, **23**, 6-7: 503-508, DOI: 10.1002/jqs.1225; Chichester.
- TOMKIN, J.H. (2009): Numerically simulating alpine landscapes: the geomorphologic consequences of incorporating glacial erosion in surface process models. – *Geomorphology*, **103**, 2: 180-188, DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.021; Amsterdam.
- VALLA, P., RAHN, M., SHUSTER, D. & VAN DER BEEK, P. (2015): Deciphering tectonic, climatic-induced and hydrothermal signals in the late-stage exhumation history of the upper Rhône valley (Swiss Alps). – *Geophysical Research Abstracts*, **17**: EGU2015-14664, EGU General Assembly Conference; Wien 12. - 17.04.2015.
- VAN DER BEEK, P. & BOURBON, P. (2008): A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. – *Geomorphology*, **97**, 1–2: 52-72, DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.02.038; Amsterdam.

- VAN DER VEEN, C.J., LEFTWICH, T., VON FRESE, R., CSATHO, B.M. & LI, J. (2007): Subglacial topography and geothermal heat flux: Potential interactions with drainage of the Greenland ice sheet. – *Geophysical Research Letters*, **34**, L12501, DOI: 10.1029/2007GL030046; Washington D.C.
- VAN DER VEGT, P., JANSZEN, A. & MOSCARIELLO, A. (2012): Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. – In: HUUSE, M., REDFERN, J., LE HERON, D.P., DIXON, R.J., MOSCARIELLO, A. & CRAIG, J. [eds.]: *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. – Geological Society Special Publications, **368**: 75-97, DOI: 10.1144/SP368.13; London.
- VAN HUSEN, D. (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen aus den Ostalpen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **29**, 1: 9-22, DOI: 10.3285/eg.29.1.02; Stuttgart.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 1999: 135-156; Wien.
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, **60**, 2-3: 366-387, DOI: 10.3285/eg.60.2-3.09; Stuttgart.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, **80**: 361-398, DOI: 10.1127/jmogv/80/1998/361; Stuttgart.
- VILLINGER, E. (2011): Geologische Übersichts- und Schulkarte Baden-Württemberg 1 : 1.000.000 (Erläuterungen). – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau: 374 S.; Freiburg i. Br. (LGRB).
- WALACH, G. (1993): Beiträge der Gravimetrie zur Erforschung der Tiefenstruktur alpiner Talfurden. – *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, **8**: 83-98; Wien.
- WALLER, R.I., MURTON, J.B. & KRISTENSEN, L. (2012): Glacier-permafrost interactions: processes, products and glaciological implications. – *Sedimentary Geology*, **255-256**: 1-28, DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.02.005; Amsterdam.
- WASMUND, E. (1929): Obermiozäne Entstehungs- und diluviale Entwicklungsgeschichte des Tischberg-Härtlings am Starnberger See. – *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt/Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, **79**: 571-626; Wien.

- WELLNHOFER, P. (1983): Geologie rechts und links der Isar - Das Land der Isar im geologischen Blockbild. – In: PLESSEN, M.-L. [Hrsg.]: Die Isar. Ein Lebenslauf: S. 24; München (Heinrich Hugendubel Verlag).
- WENDEBOURG, J. & RAMSHORN, C. (1987): Der Verzahnungsbereich alpiner und Südostschwarzwälder Rißvereisung (Baden-Württemberg). – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg, **29**: 255-268; Freiburg i. Br.
- WHEELER, J.O., HOFFMAN, P.F., CARD, K.D., DAVIDSON, A., SANFORD, B.V., OKULITCH, A.V. & ROEST, W.R. (1997): Geological map of Canada (D1860A). – Geological Survey of Canada, Ottawa.
- WIELANDT-SCHUSTER, U. & DRASER, J.H. (2016): Rheingletscher-Einheiten. – Stratigraphische Übersichtstabelle regionaler pleistozäner Einheiten, Az. 4646//16 4358 [unveröff.], LGRB; Freiburg i. Br.
- WILLETT, S.D. (2010): Late Neogene erosion of the Alps. a climate driver? – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **38**: 411-437, DOI: 10.1146/annurev-earth-040809-152543; Palo Alto.
- WINSBORROW, M.C.M., CLARK, C.D. & STOKES, C.R. (2010): What controls the location of ice streams? – Earth-Science Reviews, **103**, 1-2: 45-59, DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.07.003; Amsterdam.
- WOLFF, H., BADER, K., BRUGGEY, J., MÜLLER, W., CRAMER, K., HAGN, H., JERZ, H., PFLAUMANN, U., HERB, G., RISCH, H., SCHUCH, M., HOHENSTATTER, E., STEPHAN, W. & VEIT, E. (1973): Geologische Karte mit Erläuterung (1 : 25.000) 8238 Neubeuern. – Bayerisches Geologisches Landesamt; München.
- ZIEGLER, J.H. (1981): Zur spätglazialen Seen-und Flußgeschichte im Gebiet des Salzach-Vorlandgletschers in Bayern. – Laufener Spezialbeiträge und Laufener Seminarbeiträge (LSB), Bayerische Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege, **11**: 7-16; Laufen.
- ZIENERT, A. & FEZER, F. (1967): Vogesen- und Schwarzwald-Kare. – Eiszeitalter und Gegenwart, **18**, 1: 51-75, DOI: 10.3285/eg.18.1.02; Öhringen.

| Tabellenverzeichnis | Seite |
|---|-------|
| Tab. 1: Qualitativer Vergleich von Methoden zur Übertiefungsbemessung aus der Literatur..... | 45 |
| Tab. 2: Ergebnis der Recherche von Eisrandlagen in Süddeutschland und angrenzenden Alpenländern..... | 56 |
| Tab. 3: Stratigraphische Tabelle des Quartärs nach DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002), OGG & SMITH (2004) und ELLWANGER et al. (2003). Quelle: DOPPLER et al. (2011). (↑[Name]↓ = unsichere stratigraphische Position, * = morphotektonische Einheit)..... | 60 |
| Tab. 4: Übersicht über die stratigraphischen Einheiten im Rheingletschergebiet (WIELANDT-SCHUSTER & DRASER 2016)..... | 63 |
| Tab. 5: Zusammenstellung der verwendeten Publikationen, die Hinweise auf die flächige Verbreitung von möglichen glazigenen Erosionsstrukturen in Süddeutschland und angrenzenden Ländern liefern..... | 70 |
| Tab. 6: Zusammenstellung der Daten zur Bestimmung von Übertiefungsbeträgen für einzelne Hauptvergletscherungen aus der Differenz eines präglazialen fluviatilen Bezugsniveaus und den Diskontinuitäten..... | 92 |
| Tab. 7: Flächenanteil von Erosionstiefenklassen an der Fläche des vergletscherten Gebietes in Baden-Württemberg..... | 99 |
| Tab. 8: Anzahl der Bohrungen je Qualitätshinweis des LfU in der Schichtdatentabelle..... | 104 |
| Tab. 9: Publikationen zur Simulation glazialer Erosion..... | 120 |

| Abbildungsverzeichnis | Seite |
|---|-------|
| Abb. 1: Schematischer Vergleich eines typischen fluviatilen Tallängsprofils mit stetig abwärts gerichtetem Verlauf (links) mit einem undulierenden Tallängsprofil mit ansteigenden Strecken (rechts), das durch einen Gletscher geformt wurde. Quelle: ANSELMETTI et al. (2016), verändert | 10 |
| Abb. 2: Modelle zur Genese von „tunnel valleys“: (a) Katastrophale Entleerung von Schmelzwasserreservoirien entlang von Abflussbahnen und (b) Allmählich rückschreitende, rinnenartige Erosion. Quelle: LIVINGSTONE & CLARK (2016), verändert | 13 |
| Abb. 3: Glaziale Erosion durch morphologische Vorformung. Stufen und Schwellen im Talprofil begünstigen die Bildung von Spalten im Eiskörper. In diesen kann Schmelzwasser bis an die Gletschersohle abfließen und erosiv wirksam werden. Quelle: LLOYD (2015) | 16 |
| Abb. 4: Skizze zur Lage einer Übertiefung im Bereich einer Verengung des Talquerschnitts. Als Ursache der Tiefenerosion wird ein Anstieg der Fließgeschwindigkeit des Eises diskutiert. Quelle: LLOYD (2015) | 18 |
| Abb. 5: Skizze zur Lage einer Übertiefung im Bereich einer Gletscherkonfluenz. Als Ursache der Tiefenerosion wird ein Anstieg der Fließgeschwindigkeit des Eises diskutiert. Quelle: LLOYD (2015) | 19 |
| Abb. 6: Glazial übertiefte Talabschnitte und das Eisstromnetz in den nördlichen Kalkalpen mit Angaben zur Höhe der Eisoberfläche (in m ü. NN) bei Eishöchststand (Riß-Kaltzeit). Die Eisströme sind bis zum Alpennordrand dargestellt. Eisströme bewegen sich von einem Tal in andere Täler (Transfluenz). Quelle: SEILER (1979) | 20 |
| Abb. 7: Glaziale Erosion bei unterschiedlicher Beschaffenheit des Untergrundes. Gleitet ein Gletscher über einen Untergrund aus wechselnd kompetenten Gesteinsschichten, kommt es im Bereich der weniger kompetenten Schichten zu einer tieferen Ausschürfung. Quelle: LLOYD (2015), verändert | 21 |
| Abb. 8: Übertiefte Strukturen am Gletscherrand. Die rezenten Seen Irrsee, Mondsee, Attersee und Traunsee (Österreich) sind durch glaziale Tiefenerosion in der Würm-Kaltzeit am Gletscherrand entstanden. Graue Fläche: Verbreitung des Würm-Gletschers, gestreifte Flächen: Verbreitung von Niederterrassen. Quelle: VAN HUSEN & REITNER (2011) | 24 |
| Abb. 9: Das Schema zeigt die Lagebeziehung von subglazialen Tunneltälern und Seen im Bereich des Eisrandes, wo der Gletscher auf Permafrost aufgefahren ist. Es kommt zum Anfrieren des Gletschers und zur Behinderung des subglazialen Abflusses. Subglaziale Seen nehmen die Schmelzwässer auf. Unter steigendem hydraulischen Druck kommt es zur Erosion und Bildung von Abflussrinnen in den Untergrund, die die angestauten Schmelzwässer in Richtung Eisrand abführen. Quelle: JANSZEN (2012), Ausschnitt | 25 |

| | | |
|----------|---|----|
| Abb. 10: | Glazigene Erosionsstruktur im Bereich der Gleichgewichtslinie ELA. An der ELA bis zum Gletscherfuß überwiegt die Ablation. Schmelzwässer fließen in Gletscherspalten bis zur Gletscherbasis und tragen Sediment aus. Quelle: LLOYD (2015) | 26 |
| Abb. 11: | A) Ergebnis der Interpolation von TEM-Messungen nordwestlich von Aarhus. Es ist die Tiefenlage der Oberfläche einer Gesteinsschicht [m] dargestellt, die geringe elektrische Widerstände aufweist. B) Verbreitung von „tunnel valleys“ verschiedener Generationen, die aus den TEM-Messungen abgeleitet wurden. Quelle: JÖRGENSEN & SANDERSEN (2008) | 29 |
| Abb. 12: | Beispiel zum Ansatz „Quartärmächtigkeit“. Die rezente Geländeoberfläche stellt das Bezugsniveau dar. | 32 |
| Abb. 13: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Überschreitung einer Quartärmächtigkeit von 100 m“ in der Aufsicht. In Gelb- und Brauntönen dargestellt sind Quartärmächtigkeiten von mehr als 50 m in Felsrinnen in der Nordschweiz. Mächtigkeiten von mehr als 100 m sind durch die schwarzen gepunkteten Linien abgegrenzt. Hintergrund DHM25 © swisstopo. Quelle: NAGRA (2008), verändert | 33 |
| Abb. 14: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Quartärmächtigkeit > 100 m“ im Längsprofil. Als Übertiefung wird der Bereich des Tales angesprochen in dem unterhalb der magenta-farbenen Linie quartäres Lockergestein vorhanden ist. | 34 |
| Abb. 15: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Einheitlich festgelegte Bezugshöhe der fluviatilen Erosionsbasis“ im Längsprofil. | 35 |
| Abb. 16: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis“ in der Aufsicht. Die Lage der übertieften Strukturen wird durch die Darstellung von Gebieten mit einer Quartärmächtigkeit von mehr als 50 m veranschaulicht. Das Konstruktionsdreieck und die Isolinien der Höhe beschreiben die schiefe Ebene. Hintergrund DHM25 © swisstopo. Quelle: DR. VON MOOS AG (2009), verändert | 37 |
| Abb. 17: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Schiefe Ebene der fluviatilen Erosionsbasis“ im Längsprofil. Die magentafarbene Linie verdeutlicht den Anschnitt der Dreiecksfläche im Profilschnitt. | 38 |
| Abb. 18: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Tiefstes fluviatiles Erosionsniveau entlang des Talverlaufs“ im Längsprofil. Es sind mehrere Generationen von fluviatilen Erosionsniveaus, das tiefste fluviatile Erosionsniveau und das glaziale Erosionsniveau in einem Tallängsprofil dargestellt. Der Übertiefungsbetrag kann aus dem tiefsten fluviatilen Erosionsniveau (magenta) und dem glazialen Erosionsniveau (schwarz) ermittelt werden. Quelle: PIETSCH & JORDAN (2014), verändert | 39 |
| Abb. 19: | Beispiel zum Übertiefungskriterium „Lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflusstäler“ im Querprofil. Dargestellt ist das interpolierte Niveau der tiefsten fluviatilen Erosion. Der Übertiefungsbetrag kann aus dem tiefsten fluviatilen Erosionsniveau und der Präquartäroberfläche ermittelt werden. Die tiefe Struktur rechts im Bild kann als übertieft ausgewiesen werden. Quelle: SCHNELLMANN et al. (2014), verändert | 40 |

| | | |
|----------|--|----|
| Abb. 20: | Ansatz „HE-LR-Höhen“: Querschnitt eines durch Gletscherabrasion und lokaler glazialer Tiefenerosion geformten Tales. Im Talgrund sind quartäre Lockergesteine zur Ablagerung gekommen. Die Bezugsfläche zur Übertiefungsbemessung wird aus Höhen interpoliert, die im Bereich von glazigenen Abrasionsflächen aus dem DGM extrahiert wurden. Der magenta-farbene Pfeil zeigt den Übertiefungsbetrag an. Quelle: VAN DER BEEK & BOURBON (2008), verändert | 41 |
| Abb. 21: | Ansatz „Basis von Deckenschottern“: Querschnitt einer Landschaft mit mehreren übertieften Tälern. Die Übertiefungsbeträge werden mit Hilfe von Bezugsniveaus entsprechend der Basis verschieden alter frühglazialer Terrassensedimente ermittelt. Die Übertiefungsbeträge ergeben sich aus der Verschneidung des jeweilige weegfigen Bezugsniveaus und der Präquartäroberfläche oder der Erosionsbasis einer Glazialphase. Quelle: HEUBERGER et al. (2012), verändert | 42 |
| Abb. 22: | Sammeldarstellung der rezenten Verbreitung aller Deckenschotter im baden-württembergischen Rheingletschergebiet. Abbildung aus dem Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, http://www.lgrb-bw.de ; genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264 | 44 |
| Abb. 23: | Längsprofil eines subglazialen „Parent“-Beckens mit weiteren eingeschachtelten „Child“-Becken. Es werden verschiedene Kennzahlen zur Beschreibung der Geometrie der „parent“-Becken und zugehörigen „child“-Becken definiert. Quelle: PATTON et al. (2015) | 49 |
| Abb. 24: | Vergleich unterschiedlich ausgeprägter Eisränder terrestrischer Eisströme im Längsprofil und in der Aufsicht. (a) Das Eis gleitet über festen Untergrund und endet lobenförmig. (b) Das Eis mündet in einen proglazialen See und kalbt dort. Der Eisstrom endet +/- gleichförmig am Rand des proglazialen Sees. Quelle: STOKES & CLARK (2001), verändert | 51 |
| Abb. 25: | Gletschertypen der Gebirgsvergletscherung | 53 |
| Abb. 26: | Ausgewählte Eisrandlagen der Hauptvergletscherungen nach unterschiedlichen Autoren. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG) | 58 |
| Abb. 27: | Struktureller Aufbau des Bearbeitungsgebietes in Bayern (verändert nach WELLNHOFER (1983)). Quelle: GLASER et al. (2008). Die Abbildung wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) | 59 |
| Abb. 28: | Entwicklung einer eiszeitlichen Terrassenlandschaft – in Anlehnung an die Verhältnisse bei Grönenbach: Günz-Kaltzeit mit den Älteren Deckenschottern, Mindel-Kaltzeit mit den Jüngeren Deckenschottern, Riß-Kaltzeit mit den Hochterrassenschottern, Würm-Kaltzeit mit den Niederterrassenschottern, Quelle: LAGALLY et al. (2009). Die Abbildung wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) | 64 |

| | | |
|----------|---|----|
| Abb. 29: | Übersicht digitalisierter Flächeninformationen im Bearbeitungsgebiet aus 6 Publikationen. Sie weisen auf mögliche glazigene Erosionsstrukturen hin. Die recherchierten Umrisse sind nach Autor farblich differenziert dargestellt und thematisch nicht vollständig vergleichbar (s. Tab. 5). Hintergrund: DGM10 und Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 69 |
| Abb. 30: | Präquartäroberfläche im Bodenseegebiet. Oben: Quartärbasislinien und Störungen im Gebiet des Bodensees und Hegaus. (Quelle: SCHREINER (2000), verändert) Unten: Strukturkarte des präquartären Untergrundes für das Vorarlberger Rheintal nach Seismik (Nordteil) und Gravimetrie (Südteil), (Quelle: WALACH (1993), verändert)..... | 73 |
| Abb. 31: | Rekonstruktion des Felsuntergrundes im Salzsachtal mit der Salzach-Übertiefung, basierend auf Bohrinformationen und seismischen Daten. Quelle: ICDP-Antrag 2016: Drilling Overdeepened Alpine Valleys (ANSELMETTI et al. 2016)..... | 77 |
| Abb. 32: | Bearbeitungsgebiet Baden-Württemberg: Rasterdatensatz der Quartärbasis (Zellengröße 500 x 500 m) und Verteilung der verwendeten Belegbohrungen. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 79 |
| Abb. 33: | Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D3 (Basis Dietmanns-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, http://www.lgrb-bw.de); genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264..... | 82 |
| Abb. 34: | Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D2 (Basis Illmensee-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, http://www.lgrb-bw.de); genehmigt unter Az. 2851.3//16_326..... | 83 |
| Abb. 35: | Verbreitung und Tiefenlage der Haupt-Diskontinuität D1 (Basis Hasenweiler-Formation), dargestellt in Höhenstufen und Isolinien. Hintergrund: Rasterdatensatz der Felsoberfläche aus dem GeoMol-Projekt. Quelle: Fachbericht 2015-04 „Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränenlandschaft“ herausgegeben 2015 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg, http://www.lgrb-bw.de); genehmigt unter Az. 2851.3//16_3264..... | 84 |
| Abb. 36: | Schematischer Schnitt durch das quartäre Strukturmodell des Bodenseegebietes (verändert nach ELLWANGER et al. (2011))..... | 88 |

| | |
|--|-----|
| Abb. 37: Verbreitung von Mindel-Deckenschottern, Tieferen Hochrhein-Deckenschottern, Oberschwaben-Deckenschottern und Jüngeren Deckenschottern in Oberschwaben. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 89 |
| Abb. 38: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Mindel-Deckenschottern. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 90 |
| Abb. 39: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche der Mindel-Deckenschotter sowie vergleichbaren Ablagerungen und der Quartärbasis (GeoMol). Die Lücken in dem Rasterdatensatz stellen Gebiete ohne Quartär dar. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 91 |
| Abb. 40: Lage von fluviatilen Ablagerungen der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 92 |
| Abb. 41: Schematischer Schnitt durch das quartäre Strukturmodell des Bodenseegebietes von den Alpen im Süden zur Terrassenlandschaft des Donautales im Norden. Farblich markiert sind die jeweilige Lage von rekonstruierten präglazialen fluviatilen Bezugsflächen der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeit und die zugehörigen Diskontinuitäten (Basis der Becken) D1 (grün), D2 (gelb) und D3 (rot). Die Becken werden im Norden durch die Endmoränen der Wiedervorstöße (Innenwälle) der Hoßkirch- (Hi), der Riß- (Ri) und der Würm- (Wi) Kaltzeit begrenzt. Nach ELLWANGER et al. (2011), verändert..... | 93 |
| Abb. 42: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche aus Mindel-Deckenschottern und der Diskontinuität D3 im Bereich von D3. Hohe Differenzbeträge zeigen die Lage von Dietmanns-Becken (Hoßkirch-Kaltzeit) an. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 94 |
| Abb. 43: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Dietmanns-Schottern und altersvergleichbaren fluviatilen Ablagerungen (s. Tab. 6) mit der Lage und Höhe [m ü. NHN] der Mittelwerte, die in die Berechnung eingegangen sind. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 95 |
| Abb. 44: Konstruierte einfache Bezugsfläche aus Höhen von Illensee-Schottern und altersvergleichbaren fluviatilen Ablagerungen (s. Tab. 6) mit der Lage und Höhe [m ü. NHN] der Mittelwerte, die in die Berechnung eingegangen sind. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 97 |
| Abb. 45: Verteilung der Differenzbeträge [m] zwischen der Bezugsfläche aus Illensee-Schottern und der Diskontinuität D1 im Bereich von D1. Hohe Differenzbeträge zeigen die Lage von Hasenweiler-Becken (Würm-Kaltzeit) an. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 98 |
| Abb. 46: Schema der zur Erstellung der Präquartäroberfläche verwendeten Datensätze. Die Datengrundlage „Isolinien der Präquartäroberfläche aus Karten“, die aus wissenschaftlichen Bearbeitungen stammen, ist farblich in dunklerem Blau hervorgehoben, die Hilfsdatenquellen sind hellblau hinterlegt..... | 100 |

| | |
|---|-----|
| Abb. 47: Reliefkarte der Präquartäroberfläche als Ergebnis der Interpolation von Isohypsenkarten und Hilfsdaten für einen Teil des bayerischen Bearbeitungsgebietes. Die Gebiete, die mit Hilfsdaten berechnet wurden, sind grau überdeckt. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 101 |
| Abb. 48: Verbreitungsgebiete von Isohypsen der Präquartäroberfläche im bayerischen Bearbeitungsgebiet, die von der gleichen Karte stammen. Sie sind farblich differenziert nach dem Maßstab. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 102 |
| Abb. 49: Interpolierte Präquartäroberfläche und die Lage der Präquartärflächen der GÜK200. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 103 |
| Abb. 50: Lage der Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem des LfU (BIS) im bayerischen Teil des Bearbeitungsgebiets. Die farbliche Differenzierung zeigt, ob sie das Quartär durchteuft haben oder nicht. Hintergrund: DGM50 und Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 104 |
| Abb. 51: Lage von Bohrungen, die das Quartär durchteuft haben, mit klassierter Darstellung der Abweichung zwischen der in Bohrungen angetroffenen und der aus Isolinienkarten berechneten Präquartäroberfläche. Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 107 |
| Abb. 52: Quartärbasis für das Bearbeitungsgebiet in Baden Württemberg und angrenzende Bereiche aus dem GeoMol-Projekt [m ü. NHN] und die Lage der untersuchungswürdigen Tongesteinsvorkommen nach (HOTH et al. 2007). Hintergrund: Gewässer der DTK200 (BKG)..... | 113 |