nagra.

Arbeitsbericht NAB 14-25

Erosion und Landschaftsentwicklung Nordschweiz

Zusammenfassung der Grundlagen im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitstabilität eines geologischen Tiefenlagers (SGT Etappe 2)

Dezember 2014

M. Schnellmann, U. Fischer,
S. Heuberger, F. Kober

**Nationale Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle**

Hardstrasse 73
CH-5430 Wettingen
Telefon 056-437 11 11

www.nagra.ch

nagra.

Arbeitsbericht NAB 14-25

Erosion und Landschaftsentwicklung Nordschweiz

Zusammenfassung der Grundlagen im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitstabilität eines geologischen Tiefenlagers (SGT Etappe 2)

Dezember 2014

M. Schnellmann, U. Fischer,
S. Heuberger, F. Kober

KEYWORDS
Geologische Langzeitentwicklung, Erosion, Nordschweiz, SGT Etappe 2

**Nationale Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle**

Hardstrasse 73
CH-5430 Wettingen
Telefon 056-437 11 11

www.nagra.ch

Nagra Arbeitsberichte stellen Ergebnisse aus laufenden Forschungsaktivitäten dar, welche nicht zwingend einem vollumfänglichen Review unterzogen wurden. Diese Berichtsreihe dient dem Zweck der zügigen Verteilung aktueller Fachinformationen.

"Copyright © 2014 by Nagra, Wettingen (Schweiz) / Alle Rechte vorbehalten.
Das Werk einschliesslich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ausserhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung der Nagra unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Übersetzungen, Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen und Programmen, für Mikroverfilmungen, Vervielfältigungen usw."

Zusammenfassung

Im vorliegenden Bericht werden Daten und Überlegungen dargelegt, welche für die Beurteilung der zukünftigen Entwicklung der Topographie und der Felsoberfläche im Bereich der Nordschweizer Standortgebiete wichtig sind. Dabei wird auf weiterführende thematische Berichte und Fachliteratur verwiesen. Nicht diskutiert wird die standortspezifische Tiefenlage der Wirtgesteine, welche für die Beurteilung der Relevanz der zukünftigen Erosion auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers und für den sicherheitstechnischen Vergleich der Standortgebiete zusätzlich wichtig ist. Die Ableitung der in SGT Etappe 2 verwendeten Erosionsszenarien erfolgt in Nagra (2014a), u.a. aufbauend auf dem vorliegenden Bericht. Dort wird für die verschiedenen Standortgebiete auch der Effekt der zukünftigen Erosion auf die Wirtgesteinsüberdeckung aufgezeigt. Der sicherheitstechnische Vergleich der Standortgebiete erfolgt in Nagra (2014b).

Die Klimabedingungen (Kap. 3) sind neben tektonischen Bewegungen ein wichtiger Steuerungsprozess für die Landschaftsentwicklung. Die letzten ca. 2.5 Millionen Jahre waren geprägt durch glazial-interglaziale Zyklen, zuerst mit 40 ka-Zyklizität und ab ca. 1 Million Jahren vor heute mit 100 ka-Zyklizität. Mit grosser Wahrscheinlichkeit werden auch die nächsten 10^6 Jahre durch ein glazial-interglaziales Klima dominiert sein. Numerische Modellierungen der zukünftigen Klimaentwicklung deuten darauf hin, dass die nächste grössere Kaltzeit mit Gletschervorstössen bis ins externe Alpenvorland in ca. 60 ka stattfinden könnte. Je nach Annahmen zum anthropogenen CO_2-Ausstoss könnte eine solche auch erst deutlich später auftreten. Eine verlässliche Prognose über einen Zeitraum von 10^6 Jahren ist zurzeit nicht möglich. Die Untersuchungen zur zukünftigen Erosion orientieren sich v.a. an der Landschaftsentwicklung in den letzten ca. 2.5 Millionen Jahren, die geprägt waren durch ein glazial-interglaziales Klima, welches mit grosser Wahrscheinlichkeit auch die nächsten 10^6 Jahre dominieren wird. Daneben werden aber auch die Effekte von alternativen Klimaentwicklungen auf die Erosion kurz aufgezeigt.

Im Hinblick auf die Beurteilung der zukünftigen Erosion wird in diesem Bericht als neue Bezugsfläche die lokale Erosionsbasis eingeführt (Kap. 4). Sie wird im Wesentlichen durch Interpolation der Höhenlage der Haupttäler berechnet und stellt damit die Basis für die lokalen fluviatilen und gravitativen Erosionsprozesse dar. Die im vorliegenden Bericht und in SGT Etappe 2 generell verwendete lokale Erosionsbasis bezieht sich nicht auf das Niveau der heutigen Haupttäler, sondern auf die in der Regel tiefer liegende Basis der heute verfüllten Paläoflusstäler. Diese stellen die tiefste in der Vergangenheit erreichte lokale Erosionsbasis dar. Das Gesteinspaket, welches über diesem Niveau liegt, bildet die lokale Topographie. Unter die lokale Erosionsbasis greifende Felsrinnen (übertiefte Felsrinnen) werden durch glaziale Erosionsprozesse erklärt. Im vorliegenden Bericht werden die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis, der lokalen Topographie und der glazialen Tiefenerosion in separaten Kapiteln diskutiert.

Als Basis für die Beurteilung der Entwicklung der lokalen Erosionsbasis (Kap. 5) wurde die Entwicklungs- und Eintiefungsgeschichte der Hauptflüsse der letzten 5 – 10 Millionen Jahre betrachtet. In diesem Zeitraum kam es als Resultat von Flussanzapfungen (Anbindung eines Flusses an ein Einzugsgebiet mit tieferer Erosionsbasis) zu raschen Absenkungen der lokalen Erosionsbasis, zum Beispiel in Zusammenhang mit der Umlenkung der ursprünglichen Aare-Donau Richtung Doubs und schliesslich zum Rhein. Eine Analyse der rezenten Einzugsgebiete und Flussläufe von Donau, Rhein und Rhone ergibt im Bereich der geologischen Standortgebiete für die nächsten 10^6 Jahre kein Potenzial für eine grössere Absenkung der lokalen Erosionsbasis in Zusammenhang mit der Anbindung an ein anderes Flusssystem. Für die letzten 2.5 Millionen Jahre kann die Flussnetzentwicklung anhand von Schotterniveaus rekonstruiert werden. Dabei zeigt sich, dass die Eintiefung der Hauptflüsse in den Fels unregelmässig war:

Neben Zeiten mit prägnanter Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis gab es Abschnitte mit längerem Auf und Ab (Aufschotterungs- und Einschneidephasen), ohne dass die Felsbasis netto vertieft wurde. Für das SMA-Lagers (Betrachtungszeitraum 10^5 Jahre) muss demnach für die Berücksichtigung des ungünstigsten Erosionsszenariums mit einer höheren mittleren Eintiefungsrate gerechnet werden als für das HAA-Lager (Betrachtungszeitraum 10^6 Jahre). Die Höhendifferenz zwischen der Basis der Höheren Deckenschotter und dem tiefsten fluviatilen Felsbett (lokale Erosionsbasis) beträgt im Bereich der Standortgebiete ca. 200 – 250 m, diejenige zwischen Tieferen Deckenschottern und dem tiefsten fluviatilen Felsbett ca. 100 – 200 m, wobei die Differenz im Allgemeinen von Basel Richtung Bodensee und von Koblenz Richtung Alpen zunimmt. Grund für die vergangene Eintiefung der lokalen Erosionsbasis dürfte eine Kombination von Hebung und exogenen Phänomenen (Änderung von Klima und damit Eismächtigkeit und -dynamik im Alpenraum, Vergrösserung Rhein-Einzugsgebiet) sein.

In Zusammenhang mit der Abtragung der lokalen Topographie (Kap. 6) wird zuerst auf die flächenhaften Denudationsraten eingegangen. Die vorhandenen Daten ergeben für die Nordschweiz für glazial nicht stark überprägte Gebiete durchschnittliche Werte von < 0.1 mm/Jahr. In Gebieten mit hohem Relief oder mit rückschreitender Erosion können diese auch erhöht sein. Auch zeitlich kann es innerhalb von Glazial-Interglazial-Zyklen grössere Variationen der Denudationsrate geben. Viel schneller und deshalb kritischer für zukünftige Erosionsbetrachtungen wird die lokale Topographie durch sogenannte Durchbruchsrinnen eingeschnitten. Solche können in Zusammenhang mit Gletschervorstössen entstehen, wenn durch Eis, Moränen und/oder Aufschotterung bestehende Täler verschlossen werden und als Folge neue Täler durch Erhebungen oder Felsriegel eingeschnitten werden können. In der Nordschweiz wurden auf diese Weise bestehende 100 – 200 m hohe Felsriegel durchbrochen und in relativ rascher Zeit bis nahezu auf das Niveau der lokalen Erosionsbasis eingeschnitten. Das Potenzial für die zukünftige Entstehung solcher Durchbrüche oder neuerer Täler ist dort am grössten, wo die Topographie flach ist und Gletschervorstösse in der Vergangenheit vergleichsweise häufig aufgetreten sind (und deshalb auch in Zukunft vergleichsweise häufiger auftreten dürften). Dies betrifft v.a. die Standortgebiete Zürich Nordost und den Ostteil des Standortgebiets Nördlich Lägern. Zudem ist in Gebieten mit vielen bestehenden Durchbruchsrinnen eher mit neuen Rinnen zu rechnen (Ostteil des Standortgebiets Südranden) als in Bereichen mit intakten Hochzonen (Standortgebiet Jura Ost). Die Bedeutung allfälliger Durchbruchsrinnen für die vorliegende Fragestellung ist massgeblich von der Tiefenlage des Wirtgesteins abhängig (vgl. dazu Nagra 2014a, b).

Bei der Entstehung der übertieften Felsrinnen (Kap. 7) im externen Alpenvorland scheinen subglaziale Schmelzwässer eine wichtige Rolle gespielt zu haben, einerseits durch direkte Erosion, und andererseits durch das effiziente Abtransportieren von erodiertem Material. Das Modell der Felsoberfläche zeigt für die Nordschweiz in den Hauptrinnen Übertiefungen relativ zur lokalen Erosionsbasis an, welche meist zwischen 50 und 200 m liegen und maximal ca. 250 m erreichen. Da die Zentren der Täler aber nur selten erbohrt wurden, sind für die zentralen Haupttäler auch grössere Tiefen möglich. Die Konzentration der Übertiefungen auf das Molassesubstrat deutet auf einen wichtigen Einfluss der Lithologie des Substrats hin. Einzig die Rinnen im Reuss- und im unteren Aaretal sind in mesozoische Schichten als Übertiefung eingeschnitten, wobei sich diese Rinnen vor allem im Bereich der Durchbrüche durch die Malmkalke verengen. Ihr Tiefgang relativ zur lokalen Erosionsbasis nimmt gemäss Felsoberflächenmodell auf maximal 50 – 100 m ab. In der Nordschweiz sind in den Standortgebieten Zürich Nordost und im Westteil von Nördlich Lägern mehrere Übertiefungen bekannt und können demnach wahrscheinlich auch in Zukunft vergleichsweise einfach entstehen. Im mesozoischen Substrat ist allerdings mit einem im Vergleich zu den heutigen, in die Molasse eingeschnittenen Rinnen mit einem geringen Tiefgang der Rinnen zu rechnen. Zudem ist bei der Beurteilung der Relevanz von neuen Übertiefungen die Tiefenlage des Wirtgesteins zu beachten (Nagra 2014a, b).

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung I

Inhaltsverzeichnis III

Figurenverzeichnis V

1 Einleitung 1

2 Grundsätzliche Überlegungen 3
2.1 Erosion und Hebung: Zusammenhänge und übergeordnete Prozesse 3
2.2 Fluviatile Terrassensysteme als Zeugen vergangener Eintiefung und Aufschotterung 4
2.3 Sedimentumlagerung während eines Glazial-Interglazial-Zyklus im nordalpinen Vorland 6

3 Klimatische Entwicklung sowie zeitliche Einordnung der quartären Ablagerungen und postulierten Eisausdehnungen in der Nordschweiz 9
3.1 Globale klimatische Entwicklung 9
3.2 Zeitliche Einordnung der quartären Ablagerungen und postulierten Eisausdehnungen in der Nordschweiz 10
3.3 Eiszeitbedingungen in der Nordschweiz vom Früh- bis Spätglazial der letzten Eiszeit 14
3.4 Überlegungen zur zukünftigen Klimaentwicklung 15

4 Einführung und Relevanz der Begriffe 'lokale Erosionsbasis', 'lokale Topographie' und 'glaziale Tiefenerosion' 21

5 Entwicklung der lokalen Erosionsbasis 27
5.1 Zusammenfassung der Entwicklung des Hauptentwässerungssystems und der damit verbundenen lokalen Erosionsbasis in der Nordschweiz während der letzten 5 Millionen Jahre 27
5.2 Detaillierte Betrachtung der Entwicklung der lokalen Erosionsbasis seit der Deckenschotterzeit 33
5.2.1 Höhenlage der Deckenschotter 33
5.2.2 Höhenlage von Schotterbasisflächen im Bereich der 3 HAA-Standortgebiete 36
5.3 Das heutige Entwässerungssystem im nördlichen Alpenvorland im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung der lokalen Erosionsbasis 46
5.3.1 Einzugsgebiete und Charakteristika der wichtigsten Entwässerungssysteme im zentralen Alpenraum 46
5.3.2 Das rezente Aare-Rheinsystem 52
5.3.3 Der Effekt des Bodensees und anderer Alpenrandseen 55
5.4 Schlussfolgerungen in Bezug auf die zukünftige Entwicklung der lokalen Erosionsbasis 58

6 Entwicklung der lokalen Topographie 59
6.1 Denudationsraten 59

6.2 Vergangene Entwicklung der lokalen Topographie in der Nordschweiz 63
6.3 Situation in den geologischen Standortgebieten im Hinblick auf die Entstehung neuer Durchbruchsrinnen 67

7 Entwicklung glaziale Tiefenerosion 75
7.1 Glaziale Tiefenerosion: Prozessverständnis 75
7.1.1 Erosionsprozesse 75
7.1.2 Genese von glazialen Übertiefungen 76
7.1.3 Wasserfluss in Übertiefungen 77
7.1.4 Glaziale Tiefenerosionsprozesse in der Nordschweiz 78
7.2 Geometrie und Verteilung der Übertiefungen in der Nordschweiz 79

8 Literaturverzeichnis 89

Figurenverzeichnis

Fig. 2-1: Entstehung von Flussterrassen und Bezug zu Akkumulations- und Erosionsphasen. 5

Fig. 2-2: Sedimentumlagerung und Erosion vom Gebirge ins Vorland von einem Glazial in ein Interglazial (Hinderer 2003). 7

Fig. 3-1: Sauerstoffisotopenkurve der letzten 3.6 Millionen Jahre als Proxy für die globale Klimaentwicklung (glazial-interglaziale Zyklen). 9

Fig. 3-2: Maximale Eisausdehnungen in der Nordschweiz. 11

Fig. 3-3: Zeitliche Einordnung von Eisvorstössen in der Nordschweiz (Preusser et al. 2011). 12

Fig. 3-4: Klima- und Vegetationsentwicklung in Zentral- und Nordeuropa während dem letzten Glazial-Interglazial-Zyklus (Helmes 2014) 13

Fig. 3-5: Aus den orbitalen Parametern berechnete Sonneneinstrahlung und Eisvolumen in der Nordhemisphäre für den Zeitraum von 200 ka vor heute bis 130 ka nach heute im Vergleich zu paläoklimatologischen Daten. 16

Fig. 3-6: Aus orbitalen Parametern berechnete Sonneneinstrahlung auf 65°N (Berger 1979) und Eisvolumen in der Nordhemisphäre für den Zeitraum 1 Millionen Jahre vor heute bis 1 Millionen Jahre nach heute im Vergleich mit Sauerstoffisotopenkurven von benthischen Foraminiferen (Lisiecki & Raymo 2005). 17

Fig. 3-7: Einfluss von Einstrahlung und CO_2-Konzentration auf den globalen Temperaturverlauf und die zeitliche Verteilung von Interglazialzeiten (Archer & Ganopolski 2005). 18

Fig. 4-1: Herleitung und Bedeutung der lokalen Erosionsbasis und der damit verbundenen Abgrenzung der lokalen Topographie und der übertieften Felsrinnen. 22

Fig. 4-2: Erläuterung der Konstruktion der lokalen Erosionsbasis anhand eines schematischen, überhöhten Profils durch eine Hügellandschaft, welche von Flusstälern durchschnitten wird (Pietsch & Jordan 2014). 23

Fig. 4-3: Erläuterung der Konstruktion der lokalen Eroionsbasis anhand eines schematischen Profils parallel zu einer Talachse (Pietsch & Jordan 2014) 23

Fig. 4-4: Vergleich der lokalen Erosionsbasis von Pietsch & Jordan (2014) und von Heuberger & Naef (2014). 25

Fig. 4-5: Lokale Topographie (oben) und übertiefte Felsrinnen (unten) in der Nordschweiz. 26

Fig. 5-1: Laterale Entwicklung des Entwässerungssystem der Nordschweiz in den letzten ca. 5 Millionen Jahren. 28

Fig. 5-2: Höhe der Schotterablagerungen in der Nordschweiz (nach Heuberger et al. 2014). 29

Fig. 5-3: Umlenkung der Feldberg-Donau Richtung Wutachtal und Rhein. 32

Fig. 5-4: Höhenlage und Verteilung der Deckenschotter in der Nordschweiz. 34

Fig. 5-5: Basis der Deckenschotter als Referenzhorizonte für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis in den letzten 2 Millionen Jahren. 35
Fig. 5-6: Region Schaffhausen: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der Deckenschotterbasis und des Rheins. 38
Fig. 5-7: Region Schaffhausen: Lithologie und Lage der Felsoberfläche. 39
Fig. 5-8: Region Eglisau: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und des Rheins. 41
Fig. 5-9: Region Eglisau: Lithologie und Lage der Felsoberfläche. 42
Fig. 5-10: Unteres Aaretal: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und der Aare. 44
Fig. 5-11: Unteres Aaretal: Lithologie und Lage der Felsoberfläche. 45
Fig. 5-12: Das europäische Entwässerungssystem mit Ursprung in den zentralen Alpen. 47
Fig. 5-13: Längsprofile der wichtigsten Flüsse in den Zentralalpen. 48
Fig. 5-14: Räumliche Distanz (oben) der Standortgebiete zur nächsten Wasserscheide und Höhe der Wasserscheide (unten). 49
Fig. 5-15: Höhenlage der Hauptflüsse und Wasserscheiden in der Schweiz und Umgebung. 51
Fig. 5-16: Profilschnitte über die relevantesten Tiefpunkte der regionalen Wasserscheiden im weiteren Umfeld der Nordschweizer Standortgebiete. 52
Fig. 5-17: Geologisch-morphologische Übersicht des Rheins. 54
Fig. 5-18: Heutige Längsprofile von Rhein (a) und Aare-(Rhein) (b) von den Alpen bis zur Nordsee. 55
Fig. 5-19: Die prognostizierte Verlandung des Bodensees basierend auf spätpleistozänen, holozänen und modernen Füllraten (nach Hinderer 2005). 57
Fig. 6-1: Zusammenstellung der Denudationsraten im Alpenraum mittels verschiedener Methoden (Wittmann et al. 2007). 60
Fig. 6-2: Die flächenhafte Erosion in den Alpen, dem Alpenvorland, Schwarzwald und dem Rheinischen Schiefergebirge. 61
Fig. 6-3: Veränderung des Flussnetzwerks im Bodenseeraum während verschiedener Rückzugsphasen des Rheingletschers nach dem letztglazialen Maximum (Keller & Krayss 2000). 63
Fig. 6-4: Region Rüdlingen – Rafz – Tössegg: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und des rezenten Rheinlaufs. 65
Fig. 6-5: Region Rüdlingen – Rafz – Tössegg: Lithologie und Lage der Felsoberfläche. 66
Fig. 6-6: Lokale Topographie und Maximalstände verschiedener Vergletscherungen. 67
Fig. 6-7: Situation im geologischen Standortgebiet Südranden. 69
Fig. 6-8: Situation im geologischen Standortgebiet Zürich Nordost. 70
Fig. 6-9: Situation im geologischen Standortgebiet Nördlich Lägern. 71
Fig. 6-10: Situation im geologischen Standortgebiet Jura Ost. 72

Fig. 6-11: Situation im geologischen Standortgebiet Jura-Südfuss. 73

Fig. 7-1: Schematische Darstellungen der in Zusammenhang mit glazialer Erosion stehenden Prozesse (aus Cook & Swift 2012). 76

Fig. 7-2: Schematische Darstellung möglicher Wasserfliesswege in und unter einem Gletscher mit Übertiefung (aus Cook & Swift 2012). 77

Fig. 7-3: Schematische Darstellung der Mechanismen der subglazialen Schmelzwasserdynamik und Erosion im alpinen Vorland der Nordschweiz während verschiedenen Phasen der Eiszeit (basierend auf Figuren aus Piotrowski 1994 und Hooke & Jennings 2006). 78

Fig. 7-4: Verteilungen von glazialen Übertiefungen im Alpenraum (Preusser et al. 2010). 80

Fig. 7-5: Grossräumiger Überblick über die Eisausdehnungen (oben) und die Verteilung übertiefter Täler in der Nordostschweiz (unten). 81

Fig. 7-6: Terrainoberfläche (oben) und Felsoberfläche (unten) in der zentralen Nordschweiz. 83

Fig. 7-7: Quartärmächtigkeit (oben) und Mächtigkeit übertiefter Felsrinnen (unten) in der Nordschweiz. 84

1 Einleitung

Die zukünftige Erosion ist für die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers von zentraler Bedeutung. Der Ort und die Tiefenlage des Lagers müssen so gewählt werden, dass die Gesteinsüberdeckung im relevanten Zeitraum genügend gross bleibt, um erosionsbedingte kritische Dekompaktionseffekte oder die Freilegung des Lagers zu verhindern. Der Effekt der Erosion über die nächsten 10^5 Jahre (Betrachtungszeitraum für das SMA-Lager) bis 10^6 Jahren (Betrachtungszeitraum für das HAA-Lager) kann mit Hilfe von Erosionsszenarien beurteilt werden. Zentrale Basis für deren Ableitung ist das durch verschiedene, v.a. geologische Untersuchungen, entstandene Wissen über die vergangene Landschaftsentwicklung.

Der vorliegende Bericht greift die Aspekte aus der Landschaftsentwicklung der Nordschweiz in den Vergangenen 5 – 10 Millionen Jahren auf, welche im Hinblick auf eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung als besonders relevant betrachtet werden. Es werden die wichtigsten Erosionsprozesse und deren Wirkung identifiziert und die zeitliche und räumliche Entwicklung der vergangenen Erosion zusammengefasst. Ausgehend davon wird die heutige Landschaft (bzw. die topographische Situation) im Hinblick auf das Potenzial für zukünftige Erosion charakterisiert, wobei auch Unterschiede zwischen den Standortgebieten aufgezeigt werden. Dabei gilt es zu beachten, dass das Potenzial für zukünftige Erosion keinen direkten Schluss auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers zulässt. Als zentraler Faktor kommt die standortspezifische Tiefenlage des Wirtgesteins dazu, welche nicht Thema des vorliegenden Berichts ist. Durch eine hohe Tiefenlage des Wirtgesteins kann ein erhöhtes Potenzial für Erosion im Hinblick auf die Langzeitsicherheit unter Umständen mehr als kompensiert werden.

Der vorliegende Bericht dokumentiert wichtige Grundlagen für die Ableitung von Erosionsszenarien und den Vergleich der geologischen Standortgebiete im Hinblick auf zukünftige Erosion. Die eigentlichen Erosionsszenarien werden in Nagra (2014a) abgeleitet und für die zu betrachtenden Standortgebiete in Bezug zur Tiefenlage des Wirtgesteins gebracht. Der formelle Vergleich zwischen den Standortgebieten erfolgt schliesslich in Nagra (2014b).

Dieser Arbeitsbericht fasst Aspekte zusammen, welche in weiterführenden Nagra-Berichten und in der Fachliteratur detaillierter behandelt und hier nur kurz erwähnt werden. Er greift auf folgende Arbeitsberichte zurück, welche im Rahmen von SGT Etappe 2 erstellt wurden:

- NAB 12-20 (Heuberger et al. 2014): Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the Late Miocene
- NAB 12-35 (Heuberger & Naef 2014): Regionale GIS-Kompilation und -Analyse der Deckenschotter-Vorkommen im nördlichen Alpenvorland
- NAB 14-02 (Pietsch & Jordan 2014): Digitales Höhenmodell Basis Quartär der Nordschweiz – Version 2014 (SGT E2) und ausgewählte Auswertungen
- Verschiedene Berichte zum Prozessverständnis der glazialen Tiefenerosion (Burki 2009, Fischer 2009, Fischer & Haeberli 2010, Stumm 2010, Haeberli 2010, Fischer & Haeberli 2012)

Der Bericht ist wie folgt aufgebaut: In Kap. 2 werden grundsätzliche Überlegungen zu den relevanten Erosionsprozessen dargelegt. Kap. 3 gibt eine Zusammenfassung der vergangenen klimatischen Entwicklung und der Arbeiten zur zukünftigen Klimaentwicklung. In Kap. 4 wird die Bedeutung der lokalen Erosionsbasis, der lokalen Topographie und der glazialen Tiefenerosion eingeführt. Jedem dieser drei Themen wird anschliessend ein separates Kapitel gewidmet (Kap. 5 – 7), in welchem sowohl auf die vergangene als auch auf mögliche zukünftige Entwicklungen eingegangen wird.

2 Grundsätzliche Überlegungen

2.1 Erosion und Hebung: Zusammenhänge und übergeordnete Prozesse

Erosion wird gesteuert durch endogene und exogene Prozesse. Durch endogene (von innen einwirkende) Prozesse wird über tektonische und isostatische Bewegungen ein Relief auf- (Hebung) oder abgebaut (Senkung bzw. Subsidenz). Exogene (von aussen einwirkende) Prozesse wirken auf ein bestehendes Relief ein und führen zu dessen Einschneidung, Abtragung (Erosion, Denudation) oder Ausgleichung (Ablagerung). Wird eine existierende Landschaft angehoben, führt dies im Allgemeinen zu einer Beschleunigung der Erosionsprozesse. Es können aber auch exogene Faktoren, wie z.B. eine Veränderung des Niederschlags, der Vegetation oder eine globale (eustatische) Absenkung des Meeresspiegels zu erhöhter Erosion führen. Auf regionalem und lokalem Massstab können zudem Veränderungen des Entwässerungssystems (z.B. Verschiebung von Wasserscheiden) einen erheblichen Einfluss auf die Erosionsraten haben. Schliesslich bestehen zwischen den verschiedenen exogenen und endogenen Prozessen vielseitige Wechselwirkungen, so kann beispielsweise eine erhöhte Erosion über isostatische Prozesse zu einer verstärkten regionalen Hebung (z.B. Champagnac et al. 2012) oder lokalen Deformation (z.B. Simpson 2004) führen.

Die Erosion (und nicht die Hebung) eines Gebiets ist auch der direkt relevante Aspekt für die Beurteilung der Langzeitsicherheit von geologischen Tiefenlagern. Aus diesem Grund wird hier in erster Linie nicht die Hebung, sondern direkt die Erosion betrachtet. Diese kann über längere, für die Beurteilung der geologischen Langzeitentwicklung repräsentative Zeiträume auch besser bestimmt werden als die Hebung, welche in der Nordschweiz direkt nur geodätisch, je nach Methode über die letzten 10 – 100 Jahre, bestimmt werden kann. Neben den methodenbedingten Ungewissheiten bei der geodätischen Bestimmung von rezenten Hebungsraten ist fraglich, ob der kurze Beobachtungszeitraum dieser Methoden auch für eine Periode von 10^4 bis 10^6 Jahren repräsentativ ist. So werden die Vertikalbewegungen u.a. auch durch jahreszeitliche Effekte, längerfristige Klimaänderungen und glazial-interglaziale Zyklen beeinflusst (z.B. Gudmundsson 1994, Barletta et al 2006, Hansmann et al. 2012, Borsa et al. 2014).

Mit Hilfe von verschiedenen geologischen Untersuchungsmethoden kann die vergangene Landschaftsentwicklung eines Gebiets grob rekonstruiert werden, zum Beispiel als Einschneideraten von Flüssen oder als über ein ganzes Einzugsgebiet gemittelte Abtragungsraten (Denudation).

Erosion ist kein kontinuierlicher Prozess, sondern ist zeitlich und räumlich sehr variabel. Zeiten mit hohen Erosionsraten wechseln sich an vielen Orten mit Akkumulationsphasen ab. Bei der Angabe von durchschnittlichen Erosionsraten sollte deshalb immer der Betrachtungszeitraum beachtet werden. Im Allgemeinen gilt, dass die Variabilität der Erosionsraten über längere Betrachtungszeiträume abnimmt (Schumer & Jerolmack 2009, Finnegan et al. 2014). Um die ganze Bandbreite der über den Betrachtungszeitraum erwarteten durchschnittlichen Erosionsraten abzudecken muss also für ein SMA-Lagers (Betrachtungszeitraum 10^5 Jahre) mit einer höheren maximalen durchschnittlichen Erosionsrate gerechnet werden, als für ein HAA-Lager (Betrachtungszeitraum 10^6 Jahre). Andererseits sind Stellen, mit vergleichsweise grösserem oder niedrigerem Potenzial für kurzfristig erhöhte Erosion für einen Betrachtungszeitraum von 10^5 Jahren (ein glazial-interglazialer Zyklus) einfacher vorherzusagen als für einen Betrachtungszeitraum von 10^6 Jahren (viele glazial-interglaziale Zyklen).

2.2 Fluviatile Terrassensysteme als Zeugen vergangener Eintiefung und Aufschotterung

In der Nordschweiz, wie anderswo, stellen die Haupttäler das tiefste topographische Niveau dar. Sie bilden damit die Basis für die lokale Erosion, welche mit Ausnahme der glazialen Tiefenerosion nicht wesentlich unter das jeweilige Niveau dieser Täler greifen kann (Kap. 4). Für das Verständnis der geomorphologischen Entwicklung einer Region ist es deshalb fundamental, die vergangene Entwicklung der Hauptflusstäler, insbesondere die Entwicklung der Einschneidung dieser Flüsse in den darunterliegenden Fels, möglichst gut zu rekonstruieren (Kap. 5).

Ein klassischer Ansatz für die Rekonstruktion eines Entwässerungssystems und die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis ist das Studium von Terrassenkomplexen. Die Entstehung von Terrassen in einem Flusssystem wird in Fig. 2-1 beispielhaft gezeigt. Grundsätzlich kann zwischen Akkumulations- und Degradationsterrassen unterschieden werden. Sukzessives Einschneiden führt dazu, dass die höchsten erhaltenen Terrassen in der Regel die ältesten, und die tiefsten (im Bereich der rezenten Flussläufe) die jüngsten Terrassen sind. Sind die Niveaus und Alter der Terrassenkörper bekannt, so lässt sich das Wechselspiel von Akkumulation und Einschneiden und damit auch die Eintiefung des Systems in den Fels rekonstruieren.

Im Hinblick auf die Ausarbeitung von Szenarien zur zukünftigen Einschneidung der Hauptflüsse (Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis) interessiert nicht das detaillierte auf und ab des Flussniveaus, sondern der absolute Betrag, mit welchem sich ein Fluss über einen gewissen Betrachtungszeitraum in den Fels einschneidet. Im hier gezeigten Beispiel (Fig. 2-1) wird das Felsbett nur während 2 Phasen vertieft (Fig. 2-1b und 2-1f), wobei das erste Ereignis von der Magnitude her dominiert. Bei einem anderen Fall (Fig. 2-1d) tieft sich der Fluss stark ein, allerdings nur in die Lockergesteine.

Die Oberfläche einer Füllung bildet jeweils eine morphologische Terrasse, deren Höhe im Gelände oder auf digitalen Geländemodellen bestimmt werden kann. Die Basis der Füllung ist im gezeigten Bespiel nur mit Bohrungen kartierbar. Steht ein digitales Modell der Felsoberfläche (= Basis Lockergesteine) zur Verfügung, so kann die Basis eines Schotterkörpers daraus extrahiert werden.

Da bezüglich Erosionsszenarien vor allem die Eintiefung in den Fels interessiert, wird in diesem Bericht der Fokus auf die Bestimmung der Basis der Schotterterrassen gelegt, welche direkt den Fels überlagern. Dies erlaubt schliesslich die Rekonstruktion der Felseintiefung über die Zeit.

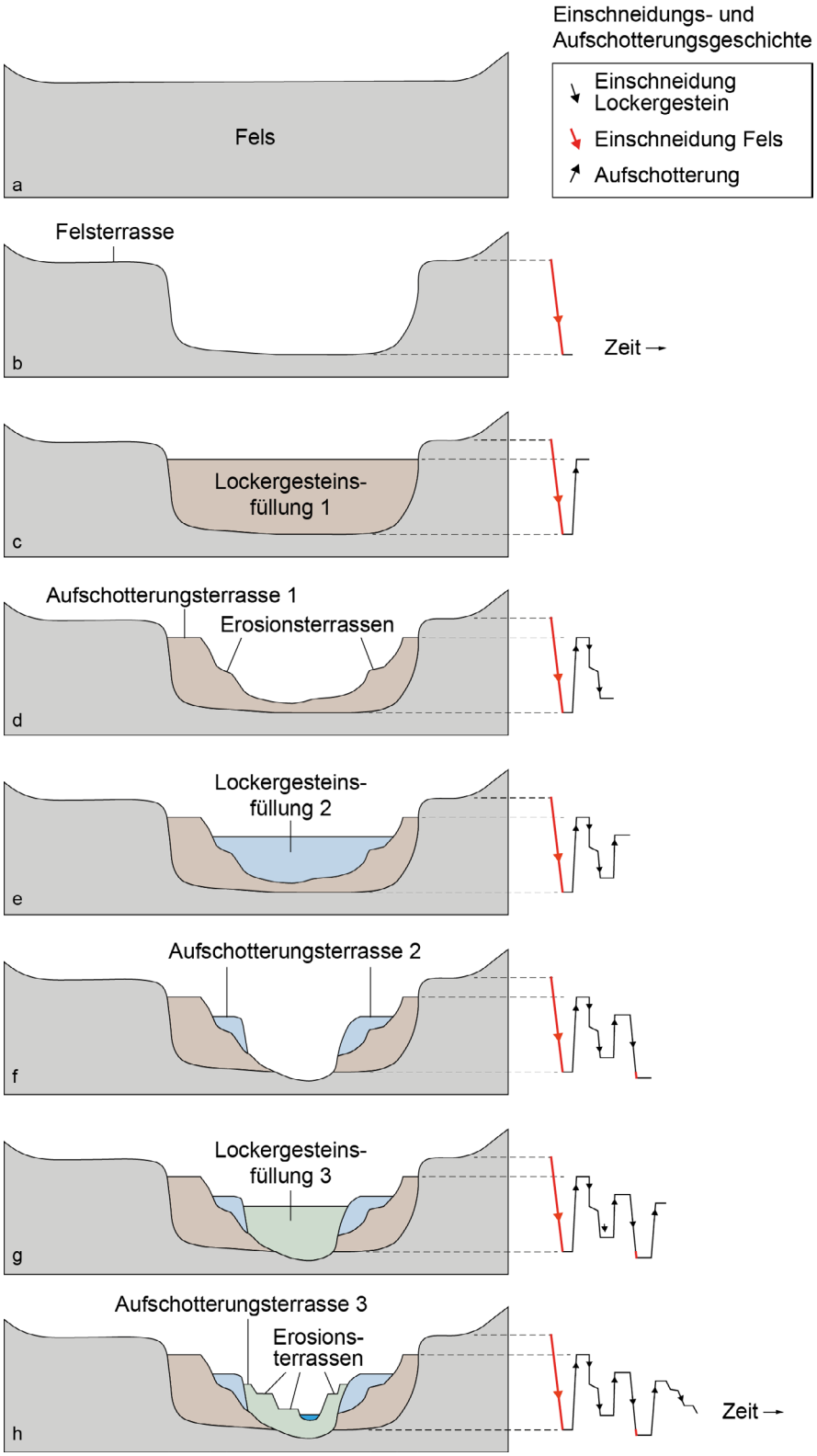


Fig. 2-1: Entstehung von Flussterrassen und Bezug zu Akkumulations- und Erosionsphasen.

Basierend auf einer Figur aus Burbank & Anderson (2011). In der zeitlichen Entwicklung der Einschneidungs- und Ablagerungsgeschichte (rechte Figurenseite) markieren rote Abschnitte Phasen, in welchen sich der Fluss in den Fels eintieft.

Die Veränderung der Flussniveaus durch Aufschotterung und Einschneidung kann verschiedene Gründe haben:

- Tektonik: Hebung führt in der Regel zur Einschneidung und Subsidenz zur Ablagerung von Lockergesteinen.
- Änderung der Erosionsbasis im Unterlauf des betrachteten Flussabschnitts (z.B. Änderung des Meeresspiegels, Anbindung an ein Flusssystem mit tieferer regionaler Erosionsbasis): Wird die Erosionsbasis im Unterlauf abgesenkt, wird diese Absenkung mit der Zeit flussaufwärts migrieren.
- Änderungen im Abfluss aufgrund einer Veränderung des Einzugsgebiets im Oberlauf oder aufgrund von klimatischen Änderungen: Ein erhöhter Abfluss wird im Allgemeinen zu mehr Einschneidung führen, es spielt aber auch eine Rolle, wie viel und was für Sediment ein Fluss vor und nach der Änderung mit sich führt (vgl. nächsten Punkt).
- Anpassung von Geschiebemenge und/oder Art (z.B. Korngrösse) aufgrund von Änderungen im Oberlauf (z.B. Vegetationsbedeckung, Klima, glaziale Erosion, Tektonik, neue Einzugsgebiete, Entstehung/Auffüllung von Seen als Sedimentsenken; Grant et al. 2003, Williams & Wolman 1984): Im Allgemeinen ist die Einschneidung in den Fels deutlich effizienter, wenn grössere Gerölle zur Verfügung stehen, was unterhalb von Seen meist nicht der Fall ist (Sklar & Dietrich 1998, 2001, Scheingross et al. 2014). Andererseits ist die Transportkapazität grösser und der Abtransport von Lockergesteinen einfacher, wenn ein Fluss an Geschiebe untersättigt ist oder ein Feinanteil überwiegt, also ebenfalls unterhalb von Seen.

In der Nordschweiz ist die Entstehung der verschiedenen Terrassenniveaus stark durch die Glazial-Interglazial-Zyklen beeinflusst (Kap. 2.3).

2.3 Sedimentumlagerung während eines Glazial-Interglazial-Zyklus im nordalpinen Vorland

Die postglaziale Entwicklung von alpinen Einzugsgebieten und deren Sedimentsenken im anschliessenden Vorland ist stark geprägt vom Sedimentfluss während und nach dem Abschmelzen der Gletscher. Der im Allgemeinen als paraglazialer Zyklus bezeichnete Prozess (Ballantyne 2002) ist gekennzeichnet durch hohe glaziofluviale Sedimentation kurz nach dem Rückzug eines Gletschers und einem asymptotischen Abflachen bis auf die gebietsspezifischen Hintergrundraten. Ein weiteres Charakteristikum ist das Verschieben von Sedimentpaketen (z.B. Terrassenkomplexen) in wellenartigen Schüben durch das Einzugsgebiet. So kann es nach einer Verringerung der glazialen Austragungsraten im internen Bereich der Täler, zu einer Erosion der dortigen Terrassen kommen. Das so erodierte und abtransportierte Material kann flussabwärts zu Aufschotterung und schliesslich zur Bildung von neuen Terrassen führen (usw.).

Übergeordnet zu diesen paraglazialen Zyklen sind Glazial-Interglazial-Zyklen. Studien über Sedimenttransport, Ablagerung und die Flussdynamiken zeigen, dass über die Zeiträume von Glazial-Interglazial-Zyklen die klimatische Steuerung in vergletscherten Einzugsgebieten meist dominant ist (Vandenberghe 1995, Bridgeland & Westaway 2008).

Ein paraglazialer Zyklus, der nur den ersten Teil des interglazialen Zyklus wiederspiegelt, ist im Folgenden schematisch anhand des Alpenrheins diskutiert (Fig. 2-2; Hinderer 2003). Während glazialer Zeiten werden hohe Mengen an glazialem Sediment ins Vorland verfrachtet, da glaziale Erosion sehr effizient ist. Im Spätglazial werden frontale Sedimentablagerungen teilweise wieder erodiert und umgelagert. Während dem Übergang vom Spätglazial zum frühen Interglazial erreichen die grossen Sedimentmengen aus den Alpen das externe Vorland zuneh-

mend nicht mehr, da die Alpenrandseen als Sedimentsenken wirken. Zu diesen Zeiten ist der höchste Sedimentfluss weiter intern im Gebirge zu verzeichnen (z.B. Auffüllung des unteren Alpenrheintals). Unterhalb der Seen schneiden sich die an Sediment stark untersättigten Flüsse zunehmend in die Lockergesteinsterrassen ein, eine effiziente Felserosion ist aber aufgrund des fehlenden grobkörnigen Geschiebes als 'Erosionshilfsmittel' nicht möglich. Im Interglazial findet dann eine zunehmende Einschneidung und Nivellierung der Ablagerungen im Tal/Vorland-Bereich statt (Fig. 2-2), während das aus dem Gebirge gelieferte Material minimale Werte annimmt. Sobald die Seen aufgefüllt sind, wird eine effizientere Felserosion wieder möglich, da die entsprechenden Hilfsmittel (Geschiebe) wieder zu Verfügung stehen. Diese Szenarien werden komplexer sobald multiple Gletschervorstösse und Rückzüge das System dominieren. Aufgrund der multiplen Vergletscherungsphasen im Quartär in relativ kurzen Zeiträumen ist daher eine Überlagerung von Terrassen aus mehreren glazialen und paraglazialen Zyklen zu beobachten. Dramatische Änderungen in entweder Ablagerung oder Einschneidung erfolgen dann meist in klimatischen Übergangsphasen (Vandenberghe 1995, Bridgeland 2000). Im Unterlauf der alpinen Flüsse haben Flusslaufänderungen oder eustatische Meeresspiegelschwankungen einen höheren Einfluss (Pazzaglia 2013; vgl. Kap. 5.3).

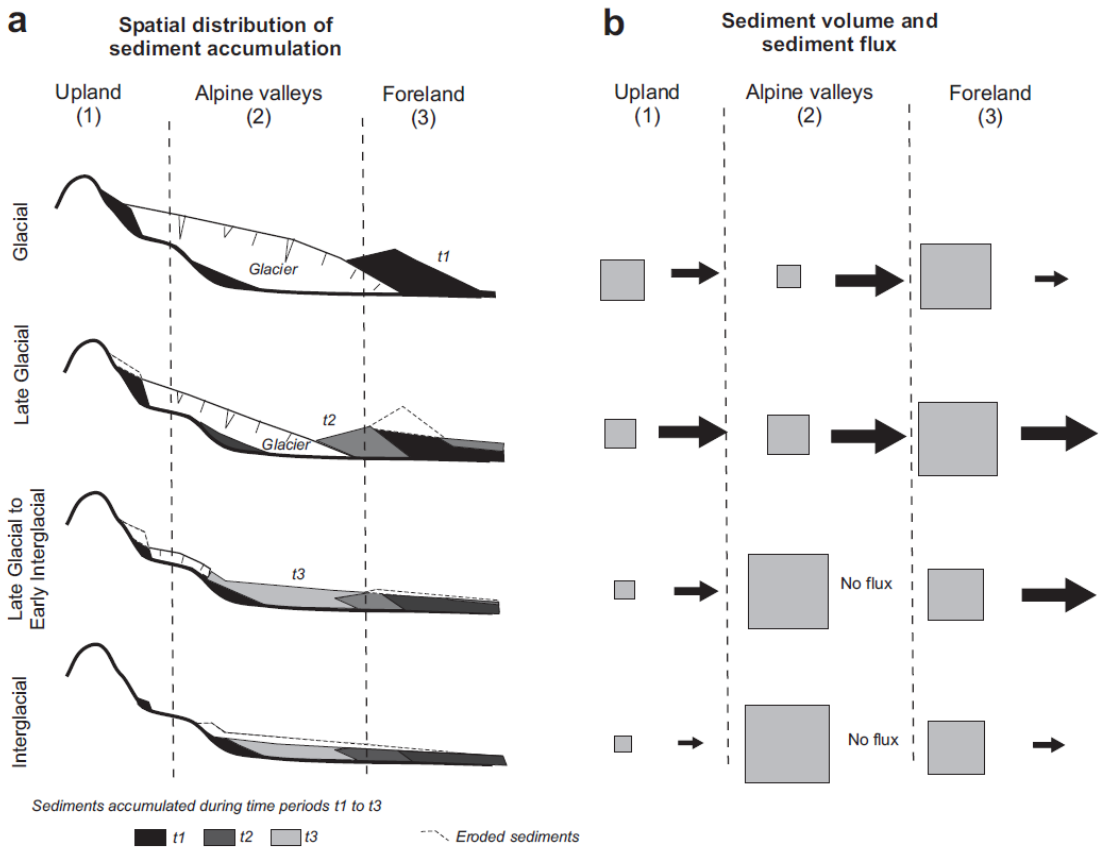


Fig. 2-2: Sedimentumlagerung und Erosion vom Gebirge ins Vorland von einem Glazial in ein Interglazial (Hinderer 2003).

Nach dem Rückzug des Gletschers verschieben sich die Bereiche der Ablagerung, Sedimentumlagerungsprozesse gewinnen an Bedeutung und das Relief wird zunehmend nivelliert. Nach dem Gletscherrückzug können im Bereich von Übertiefungen Seen entstehen, welche als Sedimentfalle dienen. Diese entkoppeln den Flussunterlauf vom Oberlauf und akkumulieren einen Grossteil des aus dem Gebirge gelieferten Sediments.

3 Klimatische Entwicklung sowie zeitliche Einordnung der quartären Ablagerungen und postulierten Eisausdehnungen in der Nordschweiz

3.1 Globale klimatische Entwicklung

Die globale klimatische Entwicklung der letzten 3 Millionen Jahre kann, neben anderen Quellen, anhand des Verlaufs des Sauerstoffisotopenverhältnisses in benthischen Foraminiferen bestimmt werden (Fig. 3-1). Dieser Verlauf widerspiegelt hauptsächlich das globale Eisvolumen, wobei hohe Delta^{18}O-Werte als Proxy für grosse Eisvolumina genutzt werden können (z.B. Lisiecki & Raymo 2005).

Ab ca. 2.6 Millionen Jahren zeigt sich in den Sauerstoffisotopen-Kurven ein deutliches Signal von 41'000 Jahreszyklen (Fig. 3-1). Ungefähr in dieser Zeit erscheinen auch erstmals grössere Mengen an 'Eisberggeschieben' (*ice-rafted debris*) im Nordatlantik. Diese sind Indizien für den Beginn einer Phase mit bedeutenden Vergletscherungen in der Nordhemisphäre. Die Periode mit einer Klimazyklizität von 41'000 Jahren dauerte bis zum Mittelpleistozänen Übergang (*Mid Pleistocene Transition*) an (Fig. 3-1). Im Lauf dieses Übergangs kam es zu einer Umstellung der Dominanz des 40 ka-Zyklus hin zu einem 100 ka-Zyklus (z.B. Muttoni et al. 2003, Gibbard & Lewin 2009). Die *Mid Pleistocene Transition* wird in ihrer breitesten Definition in den Zeitraum zwischen 1.2 und 0.5 Millionen Jahre vor heute eingeordnet (Head & Gibbard 2005). Zwischen 950'000 und 850'000 Jahren vor heute fand eine erste deutliche Zunahme des globalen Eisvolumens (höhere Delta^{18}O-Werte) statt (Elderfield et al. 2012). Ab MIS (marines Isotopenstadium) 16 (ca. 650'000 Jahre vor heute) werden in den Kaltzeiten nochmals deutlich höhere Delta^{18}O-Werte bzw. höhere globale Eisvolumina erreicht.

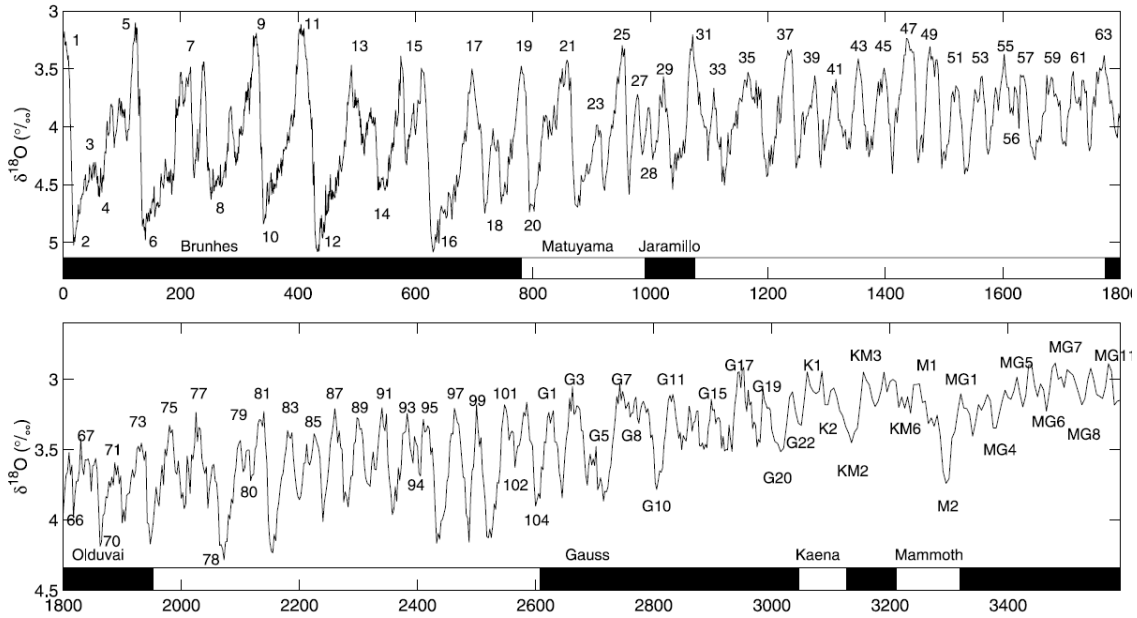


Fig. 3-1: Sauerstoffisotopenkurve der letzten 3.6 Millionen Jahre als Proxy für die globale Klimaentwicklung (glazial-interglaziale Zyklen).

Tiefe Werte (Ausschläge gegen oben) zeigen Interglazialzeiten, hohe Werte (Ausschläge gegen unten) Glazialzeiten an. Die Kurve basiert auf einer Kombination von benthischen Sauerstoffisotopenkurven aus 57 weltweit verteilten Lokalitäten (Lisiecki & Raymo 2005).

3.2 Zeitliche Einordnung der quartären Ablagerungen und postulierten Eisausdehnungen in der Nordschweiz

Die ersten Vergletscherungsspuren in der Nordschweiz stammen aus der Zeit der Ablagerung der Höheren Deckenschotter (z.B. Graf 1993, Preusser et al. 2011), welche auf ein Alter von 1.8 – 2.5 Millionen Jahre datiert wurden (Bolliger et al. 1996). Die grossen Alpenvorlandvergletscherungen, welche das heutige Landschaftsbild stark geprägt und übertiefte Täler gebildet haben, werden mit den Vereisungen nach der *Mid Pleistocene Transition* in Verbindung gebracht (z.B. Preusser et al. 2011, Kuhlemann & Rahn 2013).

Innerhalb der letzten 650'000 Jahre ist eine sichere Zuordnung von einzelnen Landschaftsformen und Gletschervorstössen im Alpenvorland bis jetzt aufgrund von teilweise fehlenden zuverlässigen Datierungen schwierig und mit Ungewissheiten behaftet. Es zeichnen sich aber folgende Punkte ab (vgl. Fig. 3-2 und 3-3):

- Die maximale Ausdehnung der Vereisung der Birrfeld-Eiszeit[1] während dem Letzteiszeitlichen Maximum (engl. *Last Glacial Maximum* oder kurz LGM) im marinen Isotopenstadium (MIS) 2 (Fig. 3-1) ist vergleichsweise gut bekannt. Sie reichte bis in die Gebiete Schaffhausen – Bülach – Wettingen – Aarau (Bini et al. 2009; Fig. 3-2). Der Einfluss dieser Vergletscherung ist in der Oberflächenmorphologie heute deutlich erkennbar (z.B. Enclosure 7 in Heuberger et al. 2014). Die Entstehung der grossen Übertiefungen dürfte in der Nordschweiz mit älteren Vergletscherungen in Verbindung stehen (z.B. Preusser et al 2011). Während der Birrfeld-Eiszeit wurde die Sedimentfüllung dieser Übertiefungen partiell ausgeräumt und mit neuen Sedimenten wieder verfüllt (z.B. Graf 2009a). Die Mehrheit der näher an den Alpen gelegenen Rinnen (Bereich der Alpenrandseen) wurde zumindest partiell bis auf den Fels ausgeräumt und weiter vertieft. So wurden in einer Bohrung im Zürichsee keine Hinweise auf Lockergesteine gefunden, welche vor dem letzten Glazial abgelagert wurden (Hsü & Kelts 1984).
- Während der früheren Birrfeld-Eiszeit erreichte das Eis möglicherweise vor ca. 105'000 Jahren (1. Advance in Fig. 3-3) und ziemlich sicher vor ca. 65'000 Jahren (2. Advance in Fig. 3-3) das Alpenvorland, reichte vermutlich aber deutlich weniger weit nach Norden als während dem LGM (z.B. Schlüchter et al. 1987, Keller & Krayss 1998, Preusser & Graf 2002, Preusser et al. 1999, 2003, Preusser 2004, Ivy-Ochs et al. 2008, Gaar 2013).
- Eine deutlich grössere Vereisung der Nordschweiz als während der Birrfeld-Eiszeit fand vor ca. 130 – 190 ka im MIS 6 statt (Beringen-Eiszeit; Graf 2009a, Preusser et al. 2011; Fig. 3-2 und 3-3). Nach Graf (2009a) waren dabei das obere Klettgau sowie das ganze untere Aaretal eisbedeckt. Die Beringen-Vereisung dürfte in der Nordschweiz eine ausgeprägte Änderung der Morphologie bewirkt haben, dabei wurde vermutlich auch ein Teil der grossen Übertiefungen geschaffen. Die Alter des unteren Teils der Füllung z.B. des Wehntals bei Niederweningen fallen ins MIS 6, was zumindest eine Ausräumung des Tals bis auf den Fels bedeuten würde. Graf (2009a) bringt auch die Entstehung des unteren Thurtals mit der Beringen-Vereisung in Verbindung. Eine direkte Datierung der Füllung liegt hier allerdings bis jetzt nicht vor.
- Das Alter der grössten Vergletscherung, welche bis ins Gebiet von Möhlin reichte (Fig. 3-2), konnte bis jetzt nicht bestimmt werden. Nimmt man die Delta^{18}O-Kurven (Fig. 3-1) als Hinweis auf die Eisausdehnung in der Nordschweiz, dann könnte diese mit MIS 12 (ca. 450'000 Jahre vor heute) oder 16 (ca. 650'000 Jahre vor heute) in Verbindung stehen (vgl. auch Kuhlemann & Rahn 2013). Diese Phasen sind potenziell auch für die Anlage von vielen Übertiefungen in der Nordschweiz von Bedeutung (z.B. Kuhlemann & Rahn 2013).

[1] Nach alter Terminologie: Würm-Eiszeit.

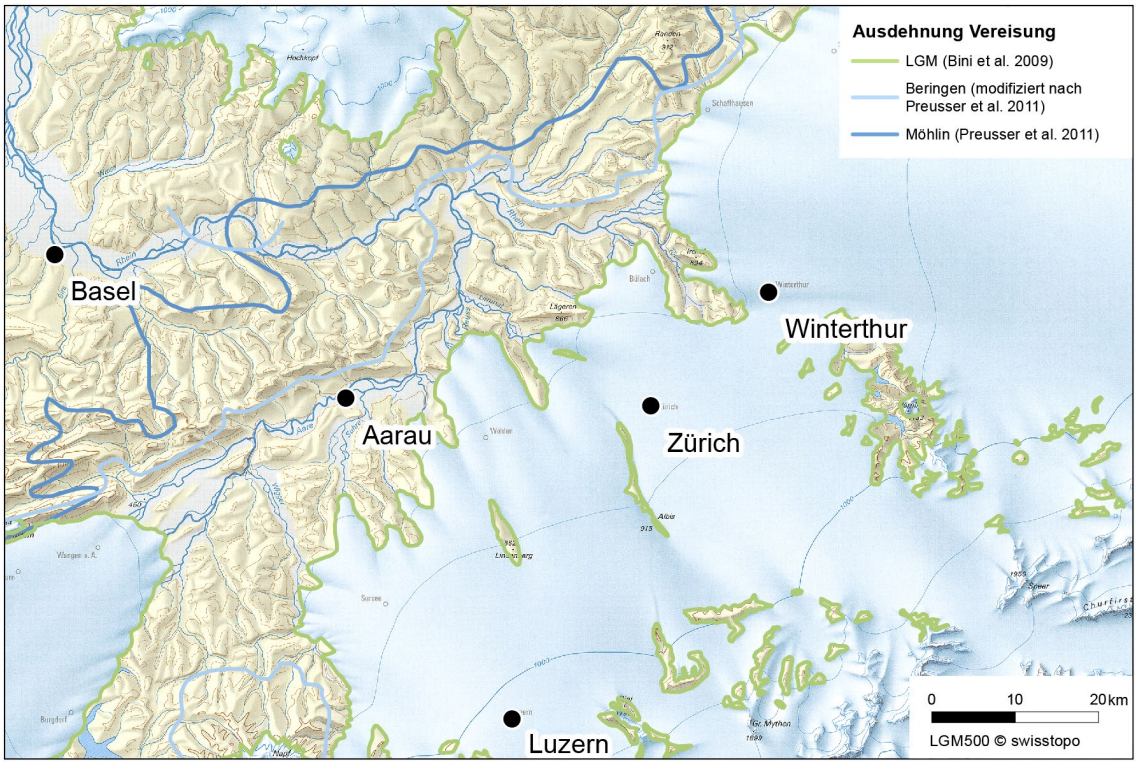


Fig. 3-2: Maximale Eisausdehnungen in der Nordschweiz.

Die beiden Kaltzeiten vor ca. 60 – 70 ka (MIS 4) und ca. 15 – 30 ka (MIS 2), für welche Alpenvorland-Vergletscherungen dokumentiert sind, zeigen sich sowohl in den globalen Isotopendaten aus marinen Ablagerungen und Eisbohrkernen als auch in Sedimentarchiven und Stalagmiten vom europäischen Festland ab. Ein Vergleich verschiedener Archive für die Klima- und Vegetationsentwicklung der letzten ca. 120 ka von Helmes (2014) ist in Fig. 3-4 gezeigt. Eine Zusammenstellung der paläoklimatologischen Daten aus den schweizerischen und österreichischen Alpen inkl. Vorland für den Zeitraum von 60 – 8 ka vor heute findet sich in Heiri et al. (2014). Moseley et al. (2014) zeigen grosse Ähnlichkeiten der Sauerstoffisotopenmessungen aus dem Grönlandeis und aus alpinen Stalagmiten auf, was auf eine starke Kopplung des Klimas der Alpen mit demjenigen von Grönland hindeutet.

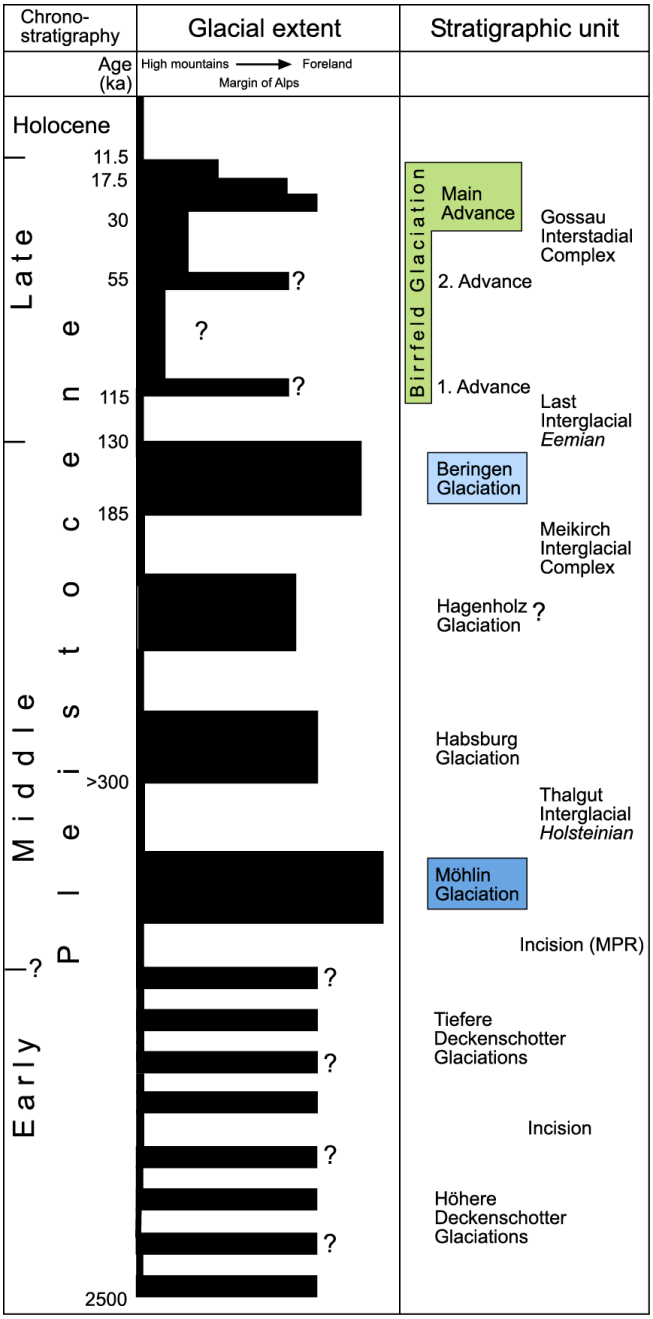


Fig. 3-3: Zeitliche Einordnung von Eisvorstössen in der Nordschweiz (Preusser et al. 2011).

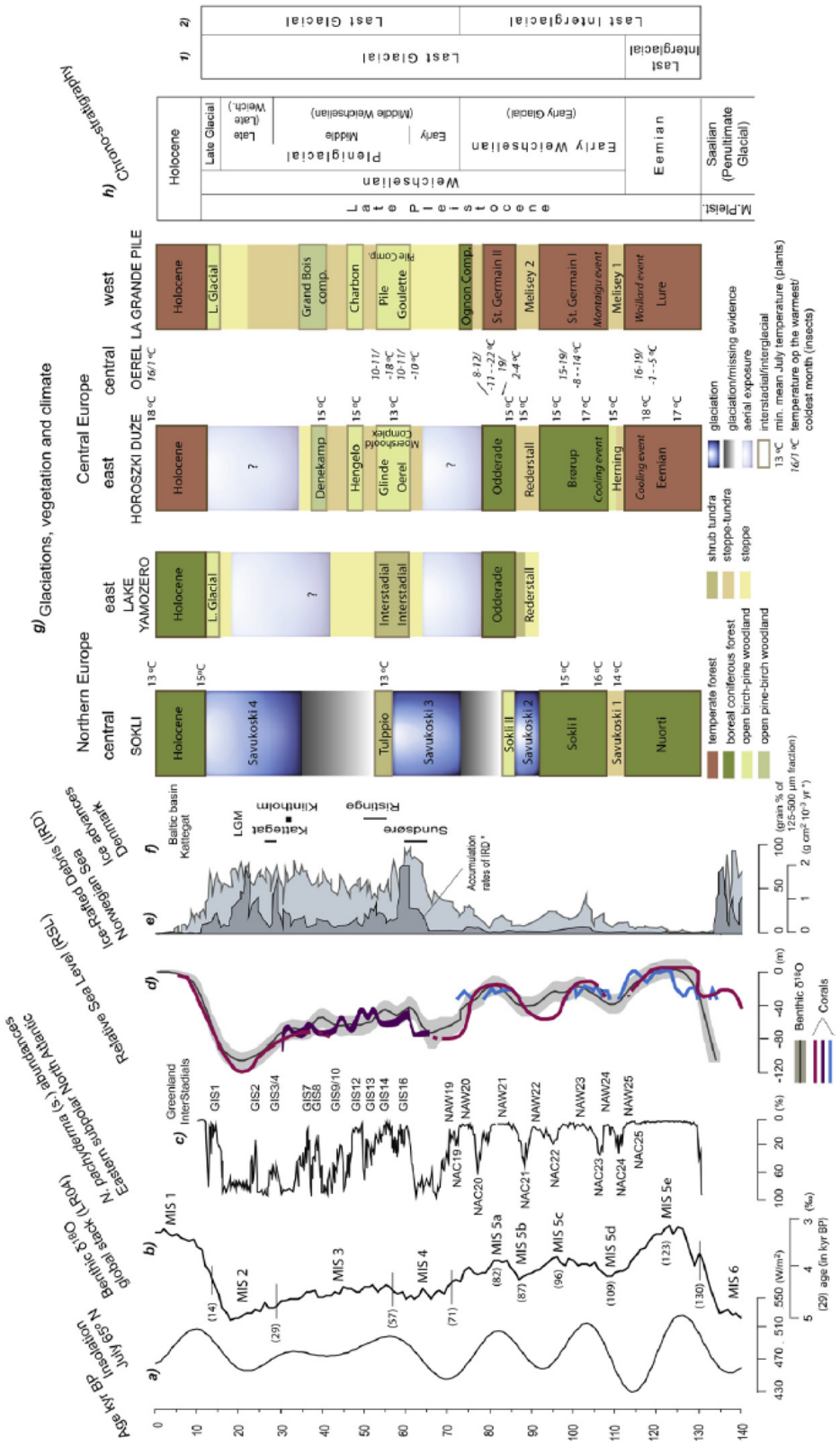


Fig. 3-4: Klima- und Vegetationsentwicklung in Zentral- und Nordeuropa während dem letzten Glazial-Interglazial-Zyklus (Helmes 2014).

'La Grande Pile' befindet sich in den Vogesen und damit am nächsten zur Nordschweiz.

3.3 Eiszeitbedingungen in der Nordschweiz vom Früh- bis Spätglazial der letzten Eiszeit

Eine Beschreibung der Klimaverhältnisse[2] und deren Bedeutung für Eisdynamik, glaziale Erosion und subglazialen Sedimenttransport in der Nordschweiz während des letzten Glazials findet sich in Haeberli et al. (1984) und Haeberli (2010). Demnach hatten sich die Eismassen der alpinen Vergletscherung primär während früheren Phasen der Eiszeit (Frühglazial) bei wachsendem Laurentidischem Eisschild in Nordamerika und noch weitgehend offenem Atlantik aufgebaut. Während dieser kühl-feuchten Aufbau- und Vorstossphase dürften temperierte, aktive, schnell fliessende Gletscher mit grossem Massenumsatz und hohen basalen Schubspannungen dominiert haben (z.B. Haeberli et al. 1984, Haeberli 2010).

Bei voller Ausbildung des nordamerikanischen Eisschilds hat das stabile Hochdruckgebiet über der kalten und hochgelegenen Eisoberfläche einen Ast des pazifischen Jetstreams über das Nordpolarmeer zum Nordatlantik geleitet (Manabe & Broccoli 1984, Hofer et al. 2012a, b), wo extrem ausgekühlte und trockene Luftmassen das winterliche Packeis bis auf die Höhe der Pyrenäen hinunter trieben (Frenzel et al. 1992) und die Polarfront in den mediterranen Bereich verlagerten (Florineth & Schlüchter 2000). Bei fortschreitender Versiegelung der vereisenden atlantischen Feuchtigkeitsquelle breiteten sich die Vorlandgletscher auf der Alpennordseite unter immer kälteren und trockeneren Bedingungen mit abnehmendem Massenumsatz, kleiner werdender Schubspannung und Fliessgeschwindigkeiten (Haeberli & Penz 1985, Benz-Meier 2003) und tieferen Eistemperaturen zu riesigen, aber dünnen und inaktiven Piedmontgletschern aus.

In der kältesten Phase der letzten Eiszeit (Hochglazial) dürften die mittleren Jahrestemperaturen in Mitteleuropa nördlich der Alpen um rund 15 °C tiefer gewesen sein als heute – die Winter um rund 25 °C, die Sommer dagegen nur um rund 5 °C (Vandenberghe & Pissart 1993). Während dieser Zeit war der periglaziale Permafrost weitgehend kontinuierlich (Bachmann 1966, Barsch 1968, Schindler et al. 1978, Van der Meer 1980, Frenzel et al. 1992, Vandenberghe et al. 2014) mit maximalen Mächtigkeiten um 150 m (Deslisle et al. 2003). Die basalen Partien der polythermalen bis kalten Vorlandgletscher (Blatter & Haeberli 1984) dürften selbst in den kältesten Perioden durch die Fliessbewegung (Wärme aus Eisdeformation und basaler Reibung) auf Schmelztemperatur aufgewärmt worden sein. Die dünnen Gletscherränder waren jedoch wieder angefroren und mit dem periglazialen Permafrost verbunden.

Im Rahmen der Wiedererwärmung gegen Ende der Eiszeit (Spätglazial) zerfielen die gesamten Eismassen grossflächig (*downwasting*). Im Gegensatz zum relativ langsamen Aufbau geschah der Zerfall rasch und war von Ausbrüchen von Eisstauseen in, unter und am Rand der zerfallenden Gletscher mit Eisbergbildung begleitet. Vor dem definitiven Übergang in relativ ruhigere, zwischeneiszeitliche Klimata kam es vor allem in Europa zu kurzfristigen starken Kälterückfällen (z.B. Jüngere Dryaszeit; Alley 2000, Ivy-Ochs et al. 2009). Bereits zu Beginn des Holozäns dürfte im Mittelland der periglaziale Permafrost weitgehend bis vollständig aufgetaut gewesen sein (Haeberli et al. 1984).

---

[2] Vergleiche Heiri et al. (2014) für eine aktuelle Zusammenfassung der paläoklimatischen Daten aus den schweizerischen und österreichischen Alpen inkl. Vorland für die letzten 60 ka. In Moseley et al. (2014) werden zudem für den Zeitraum von 65 ka bis 35 ka die aktuellsten Sauerstoffisotopenkurven aus alpinen Höhlen gezeigt und mit den Sauerstoffisotopenkurven aus dem Grönlandeis verglichen.

3.4 Überlegungen zur zukünftigen Klimaentwicklung

Die orbitalbedingten Schwankungen der Sonneneinstrahlung (Milankovic-Zyklen) sind von grosser Bedeutung für die Steuerung des globalen Klimas (z.B. Hays et al. 1976). Sie sind der wichtige Pulsgeber für die Glazial-Interglazial-Zyklizität, wie sie zum Beispiel in den Sauerstoffisotopendaten aus Meeressedimenten dokumentiert ist (Fig. 3-1). Daneben wird das Klima durch komplizierte interne Feedback-Mechanismen, z.B. im Ozean, in der Atmosphäre, der Bio-, Kryos- und der Geosphäre beeinflusst. Dabei spielt die CO_2-Konzentration in der Atmosphäre eine zentrale Rolle. Während die orbitalbedingte Sonneneinstrahlung auch für die Zukunft relativ exakt berechnet werden kann (Fig. 3-5; Berger 1979), bestehen für die zukünftige Entwicklung des CO_2-Gehalts und bezüglich der verschiedenen Rückkopplungsmechanismen grosse Ungewissheiten.

Verschiedene Studien haben sich mit der Fragestellung nach dem Einsetzen der nächsten Vergletscherung bzw. dem Klimaverlauf in den nächsten 100 ka beschäftigt. Berger & Loutre (2002) haben, ausgehend von der orbitalbedingten Sonneneinstrahlung, mit einem Klimamodell für die letzten 200 ka und die nächsten 100 ka das kontinentale Eisvolumen in der Nordhemisphäre berechnet. Während sie für die Vergangenheit von einem natürlichen, über einen Glazial-Interglazial-Zyklus variierenden CO_2-Gehalt ausgingen, wurde für die Zukunft zusätzlich ein konstanter CO_2-Gehalt sowie ein anthropogen erhöhter CO_2-Gehalt betrachtet (Fig. 3-5). Für die Vergangenheit zeigen sich in den Modellierungen starke Zunahmen des kontinentalen Eisvolumens in der Nordhemisphäre vor ca. 60 – 70 ka vor heute (MIS 4) und vor 15 – 30 ka vor heute (MIS 2). Im Bereich dieser beiden Perioden sind im Alpenraum die Gletscher bis ins Vorland vorgestossen und auch in Nord- und Osteuropa gibt es Hinweise auf Vereisungen (vgl. Kap. 3.2). Für die Zukunft wird durch das Modell von Berger & Loutre (2002) in ca. 60 ka das nächste Maximum des Eisvolumens simuliert, gefolgt von einem zweiten Maximum in ca. 100 ka mit vergleichsweise noch grösseren Eisvolumina (Fig. 3-5). Die verschiedenen Annahmen zum CO_2-Gehalt wirken sich stark auf die Grösse des Eisvolumens und den Verlauf des Eisaufbaus aus (Fig. 3-5).

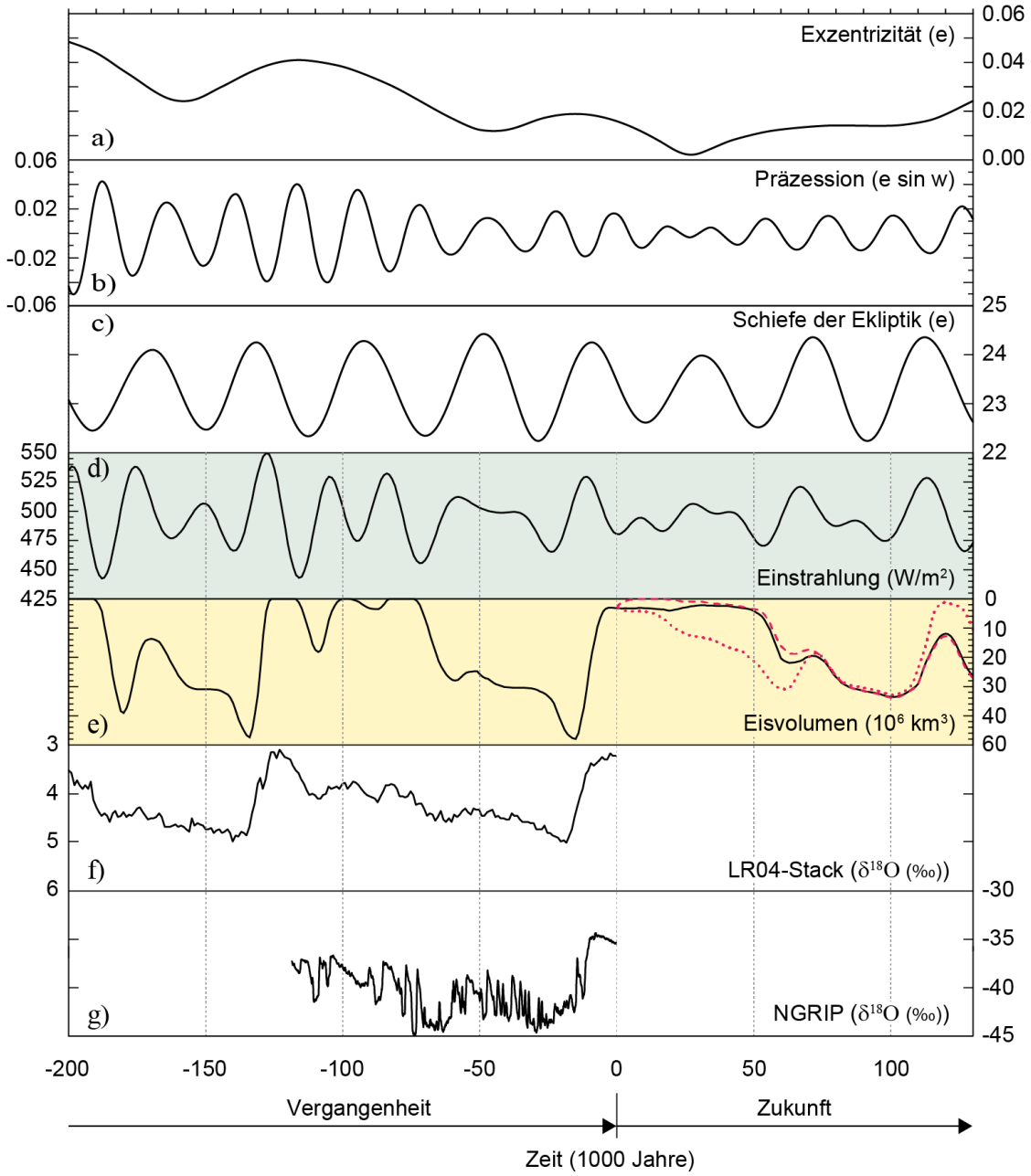


Fig. 3-5: Aus den orbitalen Parametern berechnete Sonneneinstrahlung und Eisvolumen in der Nordhemisphäre für den Zeitraum von 200 ka vor heute bis 130 ka nach heute im Vergleich zu paläoklimatologischen Daten.

a) bis c) zeigen die Entwicklung der orbitalen Parameter und d) die daraus berechnete Juni-Sonneneinstrahlung auf 65°N (Berger 1979). In e) ist das simulierte Eisvolumen in der Nordhemisphäre dargestellt (Berger & Loutre 2002; Eisvolumen nimmt gegen unten zu). Für die Zukunft wurden drei CO_2-Szenarien angenommen: natürliche glaziale-interglaziale Werte (ausgezogene schwarze Linie), eine anthropogene Erhöhung auf 750 ppmv (rot gestrichelte Linie) und eine konstante Konzentration von 210 ppmv (rot gepunktete Linie). Die Sauerstoffistopenkurve der benthischen Foraminiferen (f; Lisiecki & Raymo 2005) ist ein Proxy für das globale Eisvolumen, die Sauerstoffisotopendaten aus dem Grönlandeis (g; NGRIP: North Greenland Ice Core Project members 2004) werden v.a. als Proxy für Temperaturschwankungen in Grönland verwendet.

Es wurden auch Modellierungen durchgeführt, welche noch grössere Zeiträume abdecken. In Fig. 3-6 sind die Eisvolumen in der Nordhemisphäre dargestellt, welche aus verschiedenen Simulationen für den Zeitraum von 1 Million Jahre vor heute bis 1 Million Jahre nach heute resultieren (Berger et al. 1999, Bioclim 2003, Texier et al. 2003). Fig. 3-7 zeigt die von Archer & Ganopolski (2005) für verschiedene CO_2-Szenarien berechneten globalen Temperaturen von 500'000 Jahren vor bis 500'000 Jahren nach heute. Der Blick in die Vergangenheit zeigt den grossen Einfluss der unterschiedlichen Annahmen zu den CO_2-Konzentrationen. So erstaunt auch die grosse Variabilität der resultierenden Zukunftsszenarien wenig. Während bei natürlichen CO_2-Konzentrationen eine mehr oder weniger regelmässige Abfolge von Kalt- und Warmzeiten resultiert, führen die Szenarien mit hohen anthropogenen CO_2-Konzentrationen zu einer deutlichen Verzögerung des nächsten Glazials. Auf den Zeitraum nach 500 ka wirken sich die anfänglichen Unterschiede in der CO_2-Konzentration allerdings nur noch sehr bedingt aus (z.B. Bioclim 2003; Fig. 3-6).

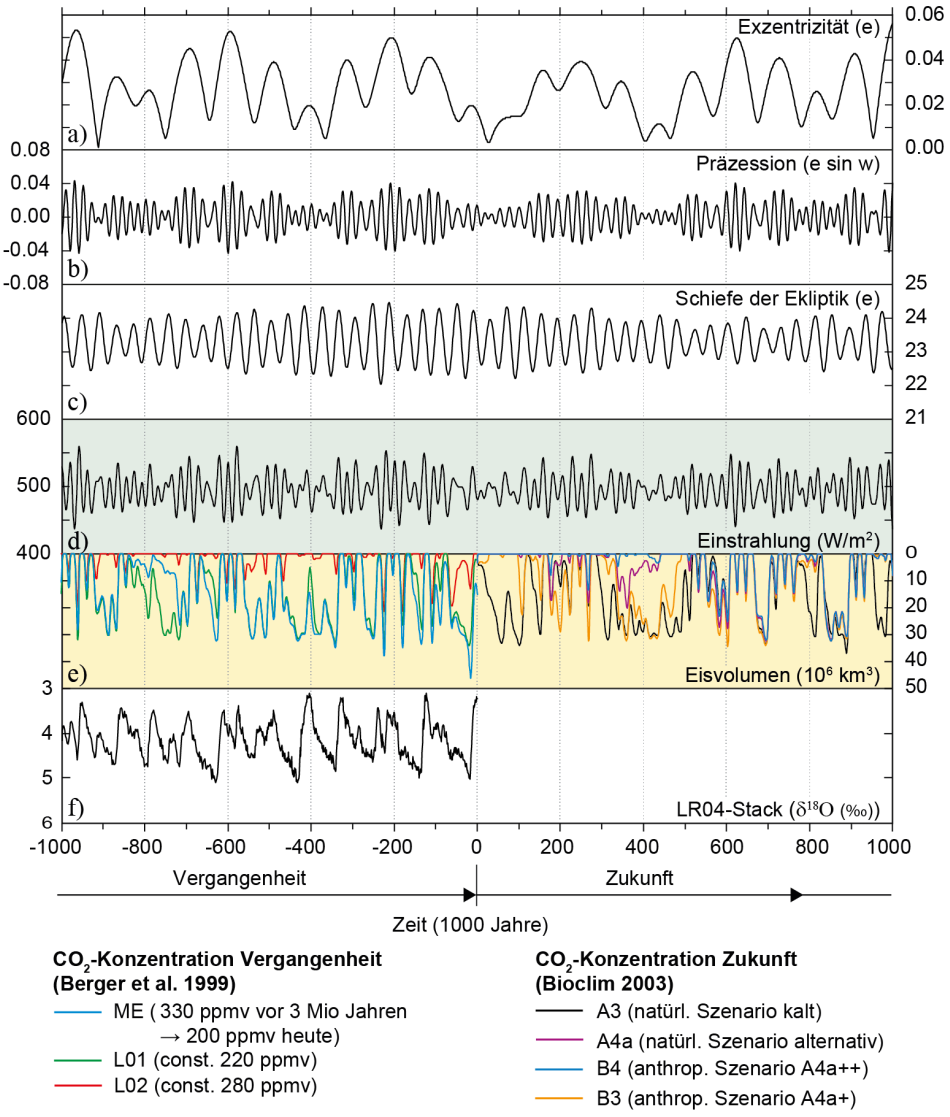


Fig. 3-6: Aus orbitalen Parametern berechnete Sonneneinstrahlung auf 65°N (Berger 1979) und Eisvolumen in der Nordhemisphäre für den Zeitraum 1 Millionen Jahre vor heute bis 1 Millionen Jahre nach heute im Vergleich mit Sauerstoffisotopenkurven von benthischen Foraminiferen (Lisiecki & Raymo 2005).

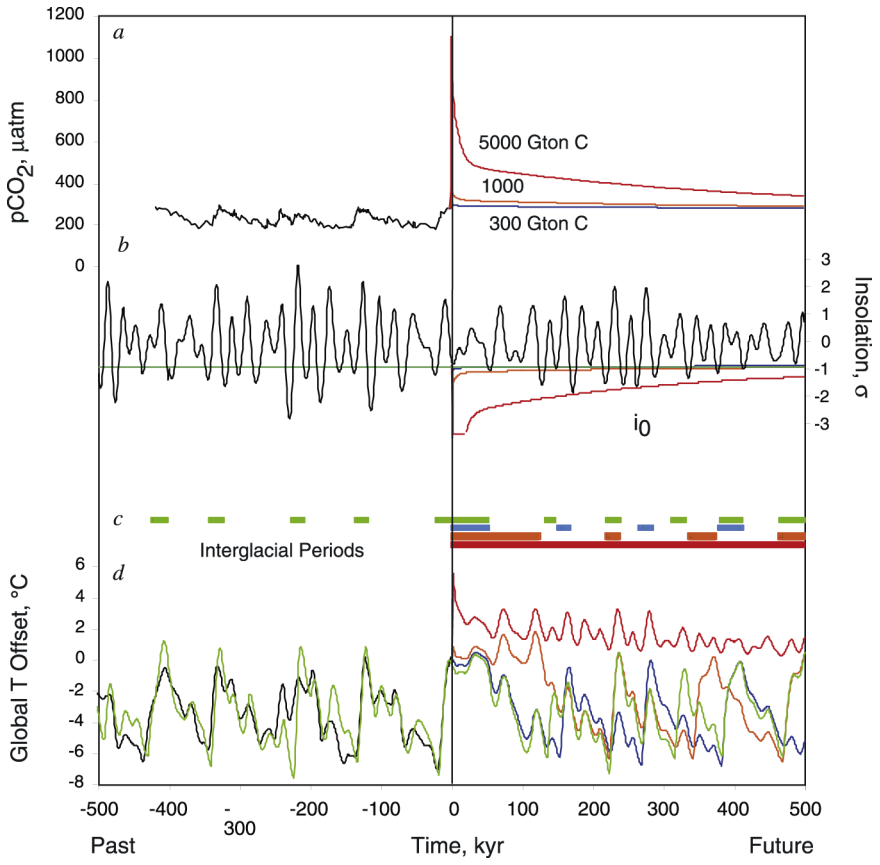


Fig. 3-7: Einfluss von Einstrahlung und CO_2-Konzentration auf den globalen Temperaturverlauf und die zeitliche Verteilung von Interglazialzeiten (Archer & Ganopolski 2005).

Grün zeigt die natürliche Entwicklung, blau, orange und rot anthropogene CO_2-Ausstösse von 300, 1000 und 5000 Gigatonnen. a) Entwicklung pCO_2: Die vergangene Entwicklung stammt aus dem Vostok-Eisbohrprojekt (Petit et al. 1999), die zukünftigen Entwicklungen stammen aus dem Kohlenstoffkreislaufmodell von Archer (2005). b) Juni-Einstrahlung auf einer Breite von 65°N, normalisiert in σ-Einheiten. 1 σ entspricht 20 W/m^2. Farbige Linien zeigen für die verschiedenen CO_2-Gehalte die kritische Einstrahlung i_0 für die Auslösung einer Eiszeit an. c) Zeitpunkt von Interglazialen. d): Modellierte globale Durchschnittstemperatur relativ zu heute.

Im Hinblick auf Erosionsszenarien ist bemerkenswert, dass sich aus der modellierten Entwicklung der Temperatur und des kontinentalen Eisvolumens für die Nordhemisphäre über die letzten 200 ka (Fig. 3-5 bis 3-7) keine direkte Erklärung für die grössere Ausdehnung und die vermutete starke erosive Wirkung der vorletzten Eiszeit (MIS 6) im Vergleich zur letzten Eiszeit (MIS 2) in der Nordschweiz ergibt (vgl. Kap. 3.2). Es kann also nicht direkt aus dem modellierten kontinentalen Eisvolumen der Nordhemisphäre auf die Erosionskraft der Gletscher in der Nordschweiz geschlossen werden. Trotzdem ist ein Einfluss wahrscheinlich, da die atmosphärische Zirkulation im Nordatlantik und damit die Niederschlagsverhältnisse im Alpenraum stark durch die Höhe der nordamerikanischen und skandinavischen Eiskappen und damit auch durch das kontinentale Eisvolumen in der Nordhemisphäre beeinflusst werden (Hofer et al. 2012a, b)[3].

Folglich wird eine direkte Verwendung von Modellierungen, wie sie in Fig. 3-6 und 3-7 gezeigt sind, im Hinblick auf genauere Aussagen über den Zeitpunkt, die Ausdehnung und die Erosionskraft von Vergletscherungen der Nordschweiz für den Betrachtungszeitraum eines HAA-Lagers (10^6 Jahre) zurzeit nicht als sinnvoll betrachtet. Stattdessen sollen Szenarien zur zukünftigen Landschaftsentwicklung ein breites Spektrum von Klimaentwicklungen abdecken, wobei ein Fortbestehen von glazial-interglazialen Zyklen mit wiederholten Gletschervorstössen bis ins externe Alpenvorland als am wahrscheinlichsten betrachtet wird, zu Beginn des Betrachtungszeitraums möglicherweise mit einer anthropogen verlängerten Warmzeit. Um den Ungewissheiten in der Klimaentwicklung gerecht zu werden, sollten zudem – wie schon in Nagra (2002) – auch die möglichen Effekte der alternativen extremen Klimaverhältnisse 'gemässigt-wechsel-feuchtes Klima', 'permanent feuchtwarmes Klima' und 'arides heisses Klima' abgedeckt werden, auch wenn z.B. ein arides, heisses Klima in Anbetracht der sich über eine Million Jahre nicht nennenswert verändernden grossräumigen topographischen Situation (Existenz der Alpen und Verteilung der Ozeane) nicht zu erwarten ist.

[3] Höhere Eiskappen verschieben den nordatlantischen Sturmgürtel insbesondere im Winter nach Süden, was dazu führt, dass es nördlich der Alpen im Verlauf eines Glazialzyklus zunehmend trocken wird, während die Feuchtigkeitszufuhr im Mittelmeerraum steigt (vgl. dazu Kap. 3.3).

4 Einführung und Relevanz der Begriffe 'lokale Erosionsbasis', 'lokale Topographie' und 'glaziale Tiefenerosion'

Die Entwicklung einer lokalen Landschaft kann in 3 Komponenten betrachtet werden (Fig. 4-1):

1. Die lokale Erosionsbasis entspricht dem Niveau der Hauptflüsse. Lokale fluviatile Prozesse und Hangprozesse stellen sich auf dieses Niveau ein und greifen nicht wesentlich darunter.
2. Die lokale Topographie entspricht dem Gesteinspaket (Fels und Lockergesteine), welches über dem Niveau der Hauptflüsse bzw. der lokalen Erosionsbasis liegt.
3. Die übertieften Täler reichen unter das Niveau der lokalen Erosionsbasis. Sie sind talabwärts meist durch eine Felsschwelle mit Gegensteigung begrenzt. In der Nordschweiz sind für diese grösseren erosiven Hohlformen glaziale Prozesse (glaziale Tiefenerosion) verantwortlich.

Das Vorgehen zur Konstruktion der lokalen Erosionsbasis ist in Fig. 4-1 bis 4-3 schematisch dargestellt und wird in Pietsch & Jordan (2014) sowie in Heuberger & Naef (2014) ausführlicher erläutert. Hier wird nur kurz auf die wichtigsten Punkte eingegangen.

- Zur Konstruktion der lokalen Erosionsbasis werden im Wesentlichen die Niveaus der Talachsen der Haupttäler aus einem Höhenmodell herausgelesen und zu einer Fläche verbunden (Fig. 4-1a).
- Für die Konstruktion der lokalen Erosionsbasis ist wichtig, ob nur die Haupttäler oder auch die kleineren Täler berücksichtigt werden (Fig. 4-2). Für die hier vorgestellten Flächen der lokalen Erosionsbasis wurden im Kerngebiet nur die Haupttäler berücksichtigt, um im Hinblick auf Erosionsszenarien den Einfluss einer neuen Durchbruchsrinne zwischen zwei Haupttälern untersuchen zu können (vgl. Kap. 6).
- Bei der Berechnung der lokalen Erosionsbasis wird in vorliegenden Bericht (wie auch in Nagra 2014a und b) nicht von den rezenten Flussniveaus ausgegangen, welche häufig auf Lockergesteinen und damit höher als das Felsbett fliessen. Stattdessen wird für die Konstruktion der lokalen Erosionsbasis das tiefste fluviatile Felsbett betrachtet, welches die Basis einer Paläorinne darstellt (Fig. 4-1b, 4-3). Die verschiedenen extrahierten Paläotalabschnitte können von der Genese her unterschiedlichen Alters sein, sie stellen aber für ihr Tal bzw. ihren Talabschnitt jeweils die tiefste Eintiefung in den Fels dar. Übertiefte Bereiche müssen flussaufwärts von einer bis zur nächsten Felsschwelle interpoliert oder ausgehend von der Neigung im Unterlauf extrapoliert werden (Fig. 4-3). Grund für die Wahl der Felsoberfläche als Ausgangsbasis ist die Tatsache, dass im Hinblick auf Erosionsszenarien die Geschichte der Einschneidung in den Fels relevant ist und nicht die vollständige Entwicklung des Flussniveaus inklusive Aufschotterungsphasen und Wieder-Einschneiden in diese Schotterkörper (vgl. Kap. 2.2; Fig. 2-1).
- Der Verlauf und die Höhe der Paläotalachsen (= Paläotalwege) wurden ausgehend vom digitalen Modell der Felsoberfläche (DHM Basis Quartär; Pietsch & Jordan 2014) bestimmt. Darauf basierend wurden Isolinien konstruiert und daraus schlussendlich Flächen der lokalen Erosionsbasis berechnet (Fig. 4-1b).

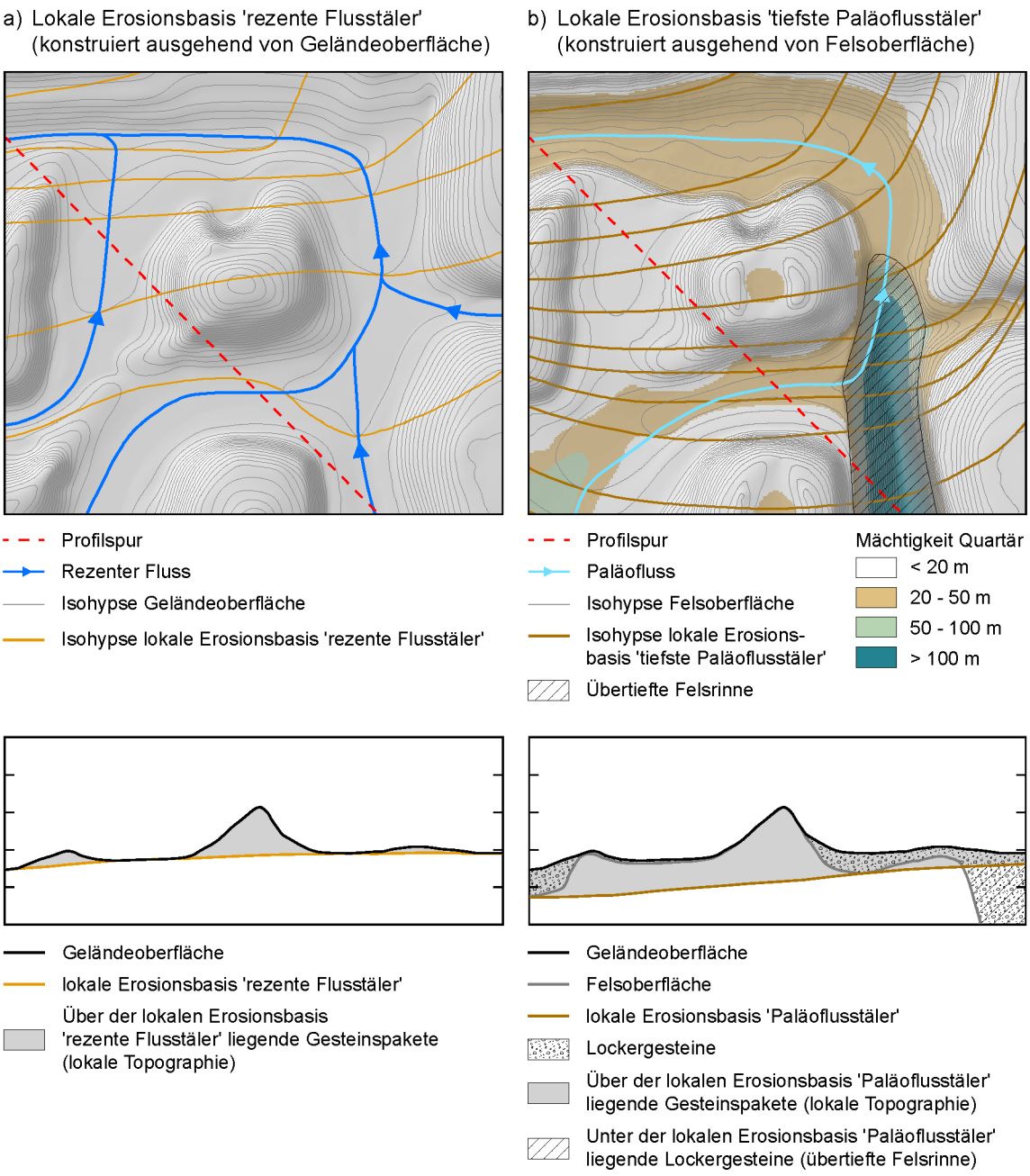


Fig. 4-1: Herleitung und Bedeutung der lokalen Erosionsbasis und der damit verbundenen Abgrenzung der lokalen Topographie und der übertieften Felsrinnen.

Die Äquidistanz der Isolinien in den Karten beträgt 5 m. In den Profilschnitten beträgt der Abstand zwischen den horizontalen Strichen auf der Y-Achse 50 m.

a) Bedeutung und Konstruktion der lokalen Erosionsbasis im herkömmlichen Sinn.

b) Lokale Erosionsbasis, wie sie in SGT Etappe 2 für die Beurteilung der vergangenen und die Diskussion der zukünftigen Entwicklung der Erosion verwendet wird. Sie wird basierend auf dem digitalen Höhenmodell der Felsoberfläche konstruiert und berücksichtigt das Niveau der tiefsten Paläoflusstäler. Folglich zeigt sie nicht die heutige, sondern die tiefste in der Vergangenheit erreichte lokale Erosionsbasis an, unabhängig vom Alter dieser Rinnen. Alle Gesteine über der so definierten lokalen Erosionsbasis bilden die lokale Topographie, darunter liegende Lockergesteine bilden die übertieften Felsrinnen.

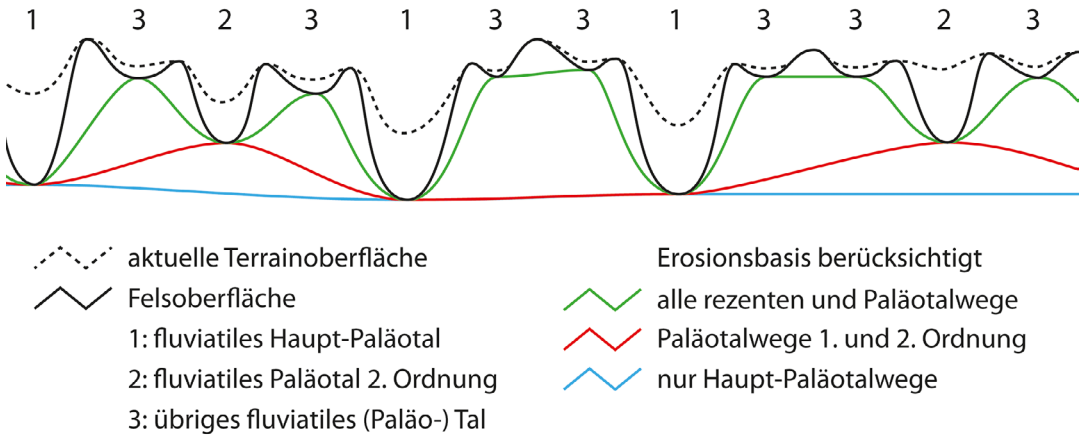


Fig. 4-2: Erläuterung der Konstruktion der lokalen Erosionsbasis anhand eines schematischen, überhöhten Profils durch eine Hügellandschaft, welche von Flusstälern durchschnitten wird (Pietsch & Jordan 2014).

Die im vorliegenden Bericht dargestellte lokale Erosionsbsis berücksichtigt nur die Haupttalwege.

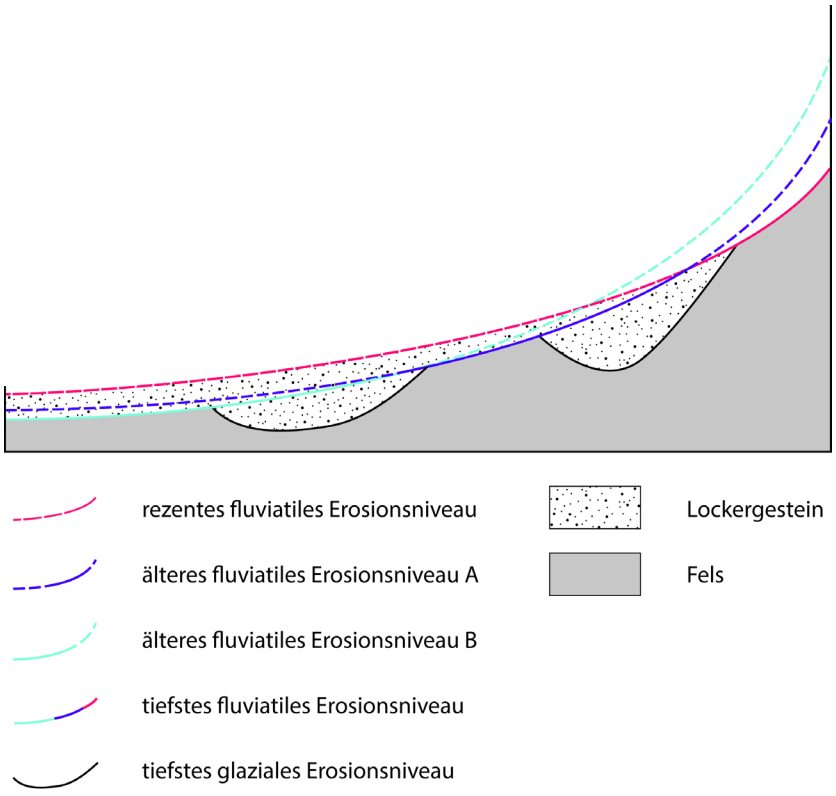


Fig. 4-3: Erläuterung der Konstruktion der lokalen Eroionsbasis anhand eines schematischen Profils parallel zu einer Talachse (Pietsch & Jordan 2014).

Bei der in diesem Bericht präsentierten Konstruktion der lokalen Erosionsbasis wird das tiefste fluviatile Erosionsniveau verwendet. Die Konstruktion im Bereich von Übertiefungen ist in Pietsch & Jordan (2014) und Heuberger & Naef (2014) genauer beschrieben.

Aus diesem Arbeitsablauf ergibt sich für die Berechnung der lokalen Erosionsbasis ein Interpretationsspielraum, v.a. betreffend Auswahl der relevanten Täler, Interpolation dazwischen und Umgang mit übertieften Abschnitten. Aus diesem Grund wurden zwei verschiedene Geologie-Büros mit der Konstruktion der lokalen Erosionsbasis beauftragt. Das jeweilige Vorgehen ist in Heuberger & Naef (2014) bzw. in Pietsch & Jordan (2014) beschrieben. Die Resultate sind in Fig. 4-4 gezeigt. Da mit den Modellen der lokalen Erosionsbasis auch geprüft werden soll, was der Einfluss einer neu angelegten Rinne durch ein Standortgebiet bis auf das Niveau der benachbarten Täler wäre (vgl. Kap. 6), wurde die Hochzone des Faltenjuras bewusst nicht bis zum Bözberg verlängert, d.h. es wurden als Basis für die Konstruktion der lokalen Erosionsbasis im Bözberggebiet keine lokalen Täler, sondern nur Aare und Rhein betrachtet. Die in Fig. 4-4 dargestellten lokalen Erosionsbasen beziehen sich beide auf die Felsoberfläche von fluviatilen Rinnen (tiefstes fluviatiles Erosionsniveau in Fig. 4-3) und nicht auf das heutige Flussniveau.

Die resultierenden Flächen der lokalen Erosionsbasis zeigen Minima im Bereich des Oberrheingrabens. Im Bereich von Koblenz entstehen zwei Teiläste, der eine Richtung Hochrhein – Thur, der andere in Richtung unteres Aaretal, Zürich- und Hallwilersee (Fig. 4-4). Hochzonen liegen im Schwarzwald, im Faltenjura, im Hörnligebiet und Richtung Napfgebiet. Im Bereich der geologischen Standortgebiete der Nordschweiz liegt die lokale Erosionsbasis zwischen 300 und 350 m ü.M. und ist durch die vorhandenen Paläotäler relativ gut definiert. Entsprechend sind hier auch die Unterschiede zwischen den beiden Modellen klein.

Im Folgenden ist mit dem Begriff 'lokale Erosionsbasis' stets die 'lokale Erosionsbasis tiefste Paläoflusstäler' gemäss Fig. 4-1b gemeint. Diese wird sowohl für die Konstruktion der vergangenen Entwicklung der lokalen Erosionsbasis (Kap. 5)[4] als auch als Ausgangsfläche für deren zukünftige Entwicklung (Erosionsszenarien, Nagra 2014a)[5] verwendet.

Wie weiter oben beschrieben und in Fig. 4-1 dargestellt, wird hier die lokale Topographie mit dem Gesteinspaket gleichgesetzt, welches über der lokalen Erosionsbasis liegt. Die Mächtigkeit dieses Pakets kann durch Abzug des Höhenmodells der lokalen Erosionsbasis von der heutigen Terrainoberfläche berechnet werden (Fig. 4-5, oben). Dabei zeigt sich, dass in den Standortgebieten Jura Ost, Südranden und im Westteil von Nördlich Lägern eine lokale Topographie von > 100 m besteht, während sie in den Standortgebieten Zürich Nordost, Jura-Südfuss und im östlichen Teil von Nördlich Lägern grösstenteils kleiner ist. Eine vertiefte Diskussion der lokalen Topographie erfolgt in Kap. 6.

Durch Abzug des Modells der Felsoberfläche von der lokalen Erosionsbasis lässt sich die glaziale Übertiefung gemäss Fig. 4-1 berechnen. Das Resultat ist für die Nordschweiz in Fig. 4-5 (unten) dargestellt. Glazial übertiefte Felsrinnen befinden sich im südlichen Teil des Standortgebiets Zürich Nordost und im östlichen Bereich des Standortgebiets Nördlich Lägern. Die Diskussion der glazialen Tiefenerosion erfolgt in Kap. 7.

---

[4] Dabei wird für alle Referenzflächen (z.B. Deckenschotter, Hochterrasse) konsequent die tiefste Basis der Lockergesteine verwendet (Kap. 5). Es wird also nicht versucht, das Auf und Ab von Aufschotterung und Wiedereinschneidung zu rekonstruieren, sondern nur die Netto-Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis betrachtet (vgl. dazu Fig. 2-1).

[5] Im Hinblick auf Erosionsszenarien werden damit die leichte Erodierbarkeit von Lockergesteinen und die unter gegebenen Umständen rasche Rückerosion von Felsriegeln, welche in der Vergangenheit bereits durch fluviatile Prozesse rückerodiert wurden (z.B. Malmkalke im Bereich des Rheinfalls), berücksichtigt.

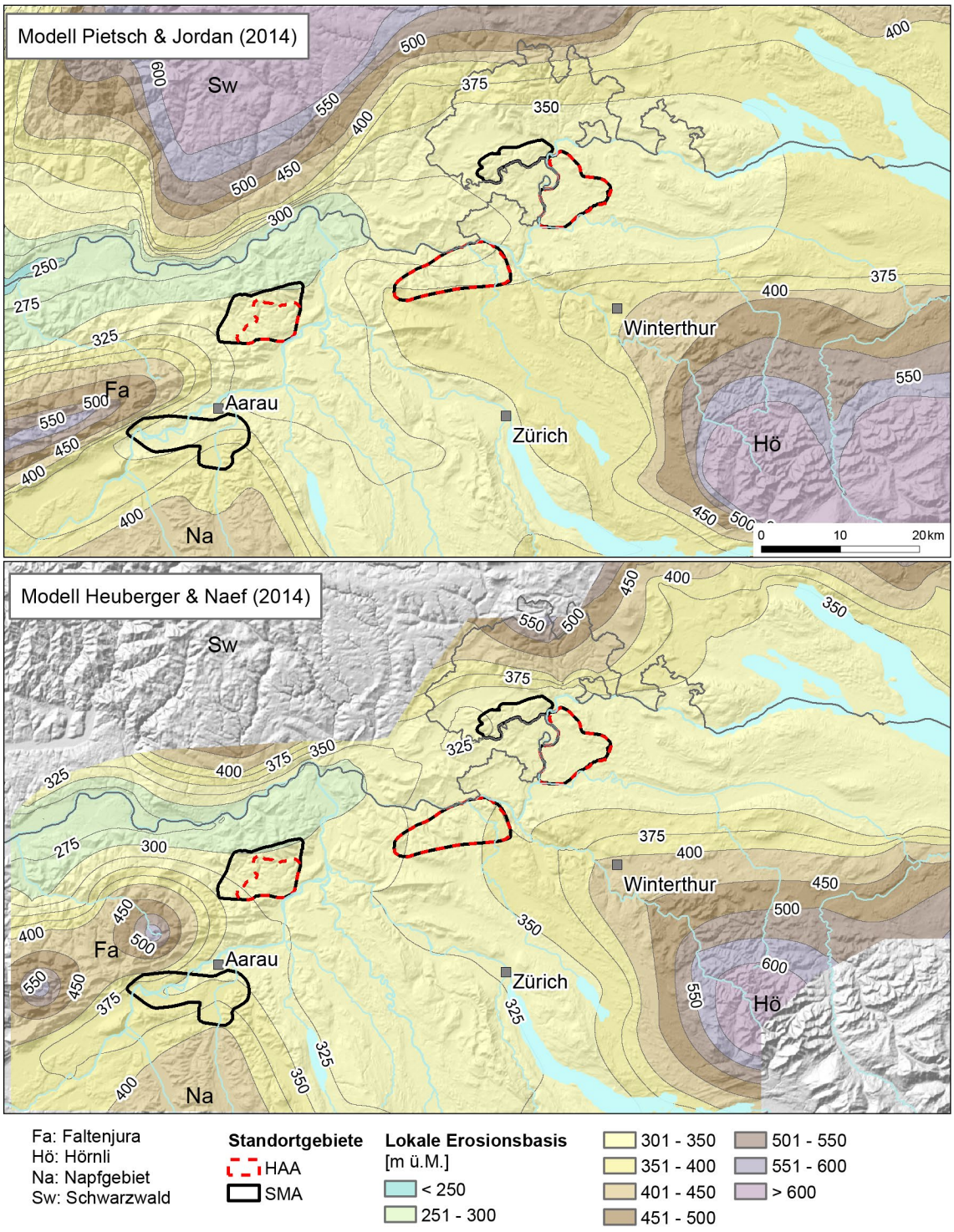


Fig. 4-4: Vergleich der lokalen Erosionsbasis von Pietsch & Jordan (2014) und von Heuberger & Naef (2014).

Die lokale Erosionsbasis ist in den Standortgebieten gut definiert, da diese in der Nähe der Haupttäler liegen. Deshalb sind in den Standortgebieten auch die Unterschiede zwischen den zwei Modellen klein.

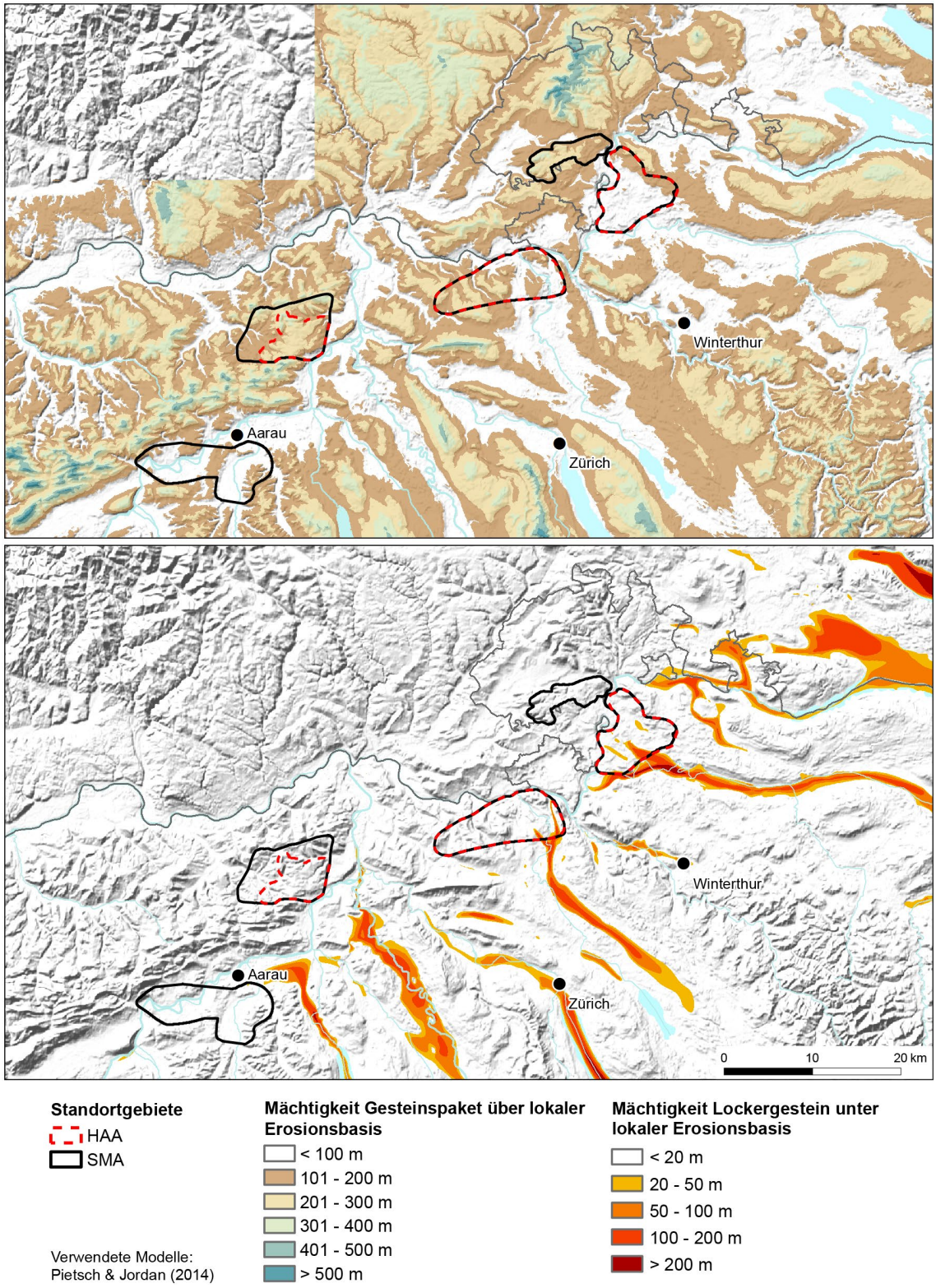


Fig. 4-5: Lokale Topographie (oben) und übertiefte Felsrinnen (unten) in der Nordschweiz.

5 Entwicklung der lokalen Erosionsbasis

In einem ersten Schritt (Kap. 5.1) wird die Nordschweizer Flussnetzentwicklung der letzten 10 Millionen Jahre zusammenfassend rekapituliert mit Fokus auf Änderungen des Niveaus der Hauptflüsse (= lokale Erosionsbasis) und deren Ursachen. Kap. 5.2 betrachtet die Eintiefungsgeschichte der letzten 2.5 Millionen Jahre in grösserem Detail, einerseits anhand der regionalen Höhenverteilung der Basis von Höheren und Tieferen Deckenschottern und andererseits am Beispiel von zwei Schlüsselstellen, der Region Schaffhausen und dem unteren Aaretal. In Kap. 5.3 wird zuerst das rezente Flusssystem im Hinblick auf das Potenzial für zukünftige grundlegende Änderungen des Flussnetzes im Alpenvorland (Verschiebung von Wasserscheiden und Flussanzapfungen) diskutiert. Anschliessend wird das Rheinprofil und sein Potenzial für zukünftige exogen-bedingte Eintiefungen analysiert.

5.1 Zusammenfassung der Entwicklung des Hauptentwässerungssystems und der damit verbundenen lokalen Erosionsbasis in der Nordschweiz während der letzten 5 Millionen Jahre

Die Entwicklung des Entwässerungssystems der letzten 5 – 10 Millionen Jahre ist detailliert beschrieben und diskutiert in Heuberger et al. (2014). Dort finden sich auch eine Diskussion der Alter der relevanten Ablagerungen sowie umfangreiche Literaturverweise. In diesem Bericht ist die laterale Entwicklung des Entwässerungssystems und der Wasserscheiden in einer Kartenserie (Fig. 5-1) und die vertikale Entwicklung in einem E-W-Profil dargestellt (Fig. 5-2).

Die Entwicklung des Hauptflussnetzes lässt sich zusammenfassend wie folgt beschreiben:

- Bis ca. 4.2 Millionen Jahre vor heute floss die Aare Richtung Donau ins Schwarze Meer. (Fig. 5-1a). Hinweise dafür liefern quarzitreiche Schotterrelikte auf den Anhöhen zwischen Blumberg und Ulm, für welche von einer alpinen Herkunft ausgegangen wird. Die Theorie wird unterstützt durch die Abwesenheit von für alpinen Input charakteristischen Schwermineralen im Oberrheingraben für diesen Zeitraum (z.B. Hagedorn & Boenigk 2008).
- Ungefähr vor 4.2 Millionen Jahren kam es zu einer drastischen Veränderung des Entwässerungssystems in der Nordschweiz. Von Westen schnitt sich der Doubs zunehmend Richtung Osten ein. Dies führte zu einer sukzessiven Ostverlegung der Wasserscheide zwischen Doubs und Donau, bis der Doubs schliesslich ungefähr im Gebiet von Waldshut den Oberlauf der Aare-Donau anzapfte (Fig. 5-1b). So kam es zu einer Absenkung der lokalen Erosionsbasis in der Grössenordnung von mindestens 200 m (Schlunegger & Mosar 2011, vgl. Fig. 5-2)[6]. Zeuge einer solchen Umlenkung sind die mächtigen Sundgau-Schotter im südlichsten Oberrheingraben (z.B. Liniger 1966, 1967; Fig. 5-1b[7]), sowie Schotter von ähnlicher Zusammensetzung im Raum Besançon (z.B. Petit et al. 1996, Madritsch et al. 2009).

---

[6] Unter der Annahme, dass die Anzapfung im Bereich der heutigen Wutach-Mündung stattgefunden hat, ergibt sich für die Region Waldshut durch Extrapolation der Aare-Donau-Höhenschotter eine Höhenlage der Aare-Donau von ca. 1'000 m ü.M. vor der Anzapfung (Fig. 5-2). Extrapoliert man die heutige Höhe der Sundgau-Schotter (erste Ablagerung nach der Anzapfung) mit der Neigung des heutigen Rheins nach Osten bis zur Wutach-Mündung, so resultiert dort eine Höhenlage von ca. 500 m ü.M. nach der Anzapfung und Equilibrierung des Flussprofils. Daraus ergäbe sich eine Eintiefung von 500 m in Zusammenhang mit der Flussumlenkung. Ein solcher Ansatz berücksichtigt eine allfällige tektonische Bewegung zwischen der Region der Aare-Donau-Höhenschotter und den Sundgau-Schottern nicht, obwohl eine solche über einen Zeitraum von 4 – 5 Millionen Jahren wahrscheinlich ist (z.B. Giamboni et al. 2004).

[7] Die heutige Verteilung der Höhenlage der Basis der Sundgau-Schotter dürfte zumindest teilweise durch Tektonik bedingt sein (z.B. Giamboni et al. 2004). Mitverantwortlich sein könnte aber auch ein vor der Aufschotterung bestehendes Paläorelief.

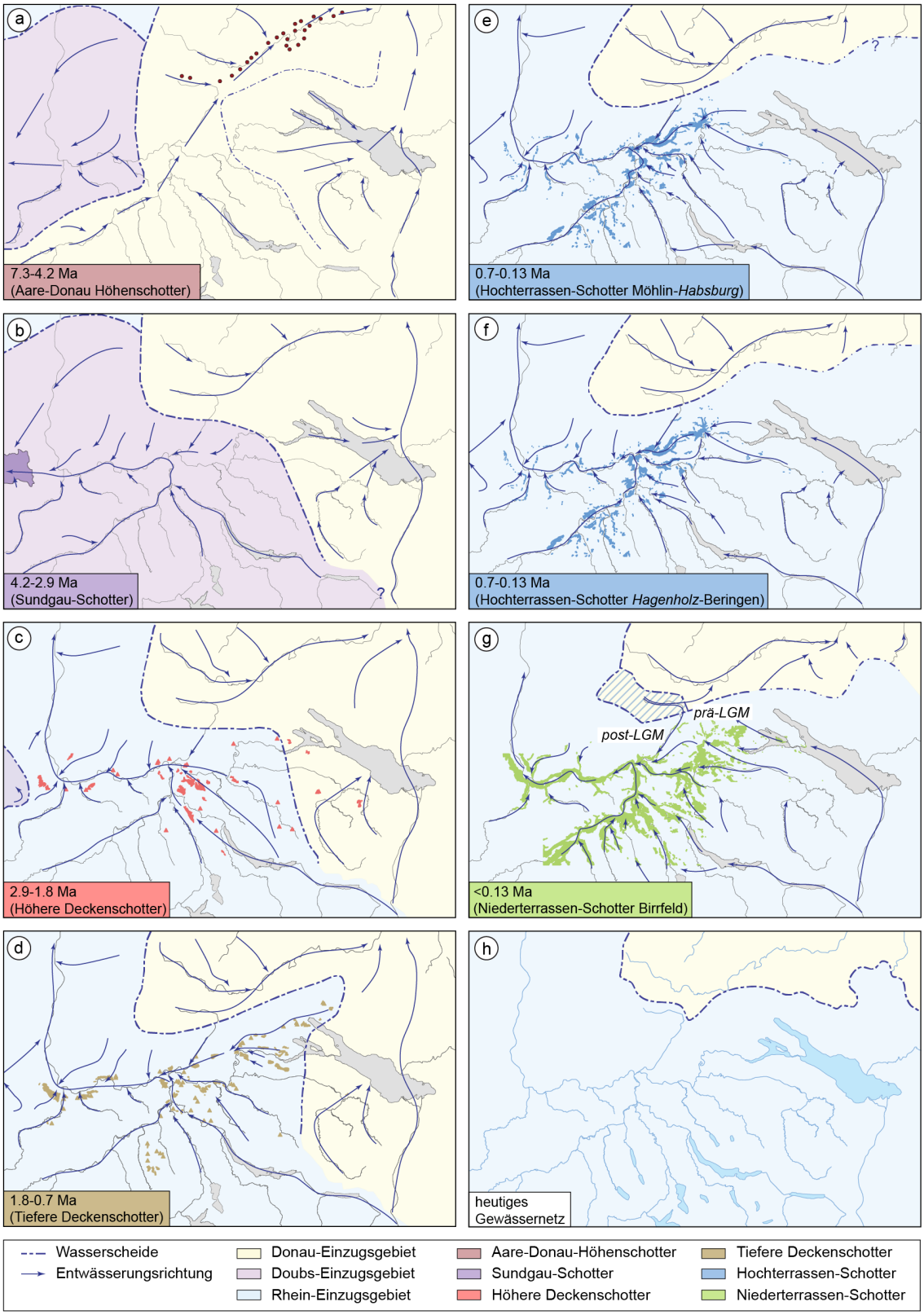


Fig. 5-1: Laterale Entwicklung des Entwässerungssystem der Nordschweiz in den letzten ca. 5 Millionen Jahren.

Siehe Heuberger et al. (2014) für detailliertere Darstellungen und Erläuterungen.

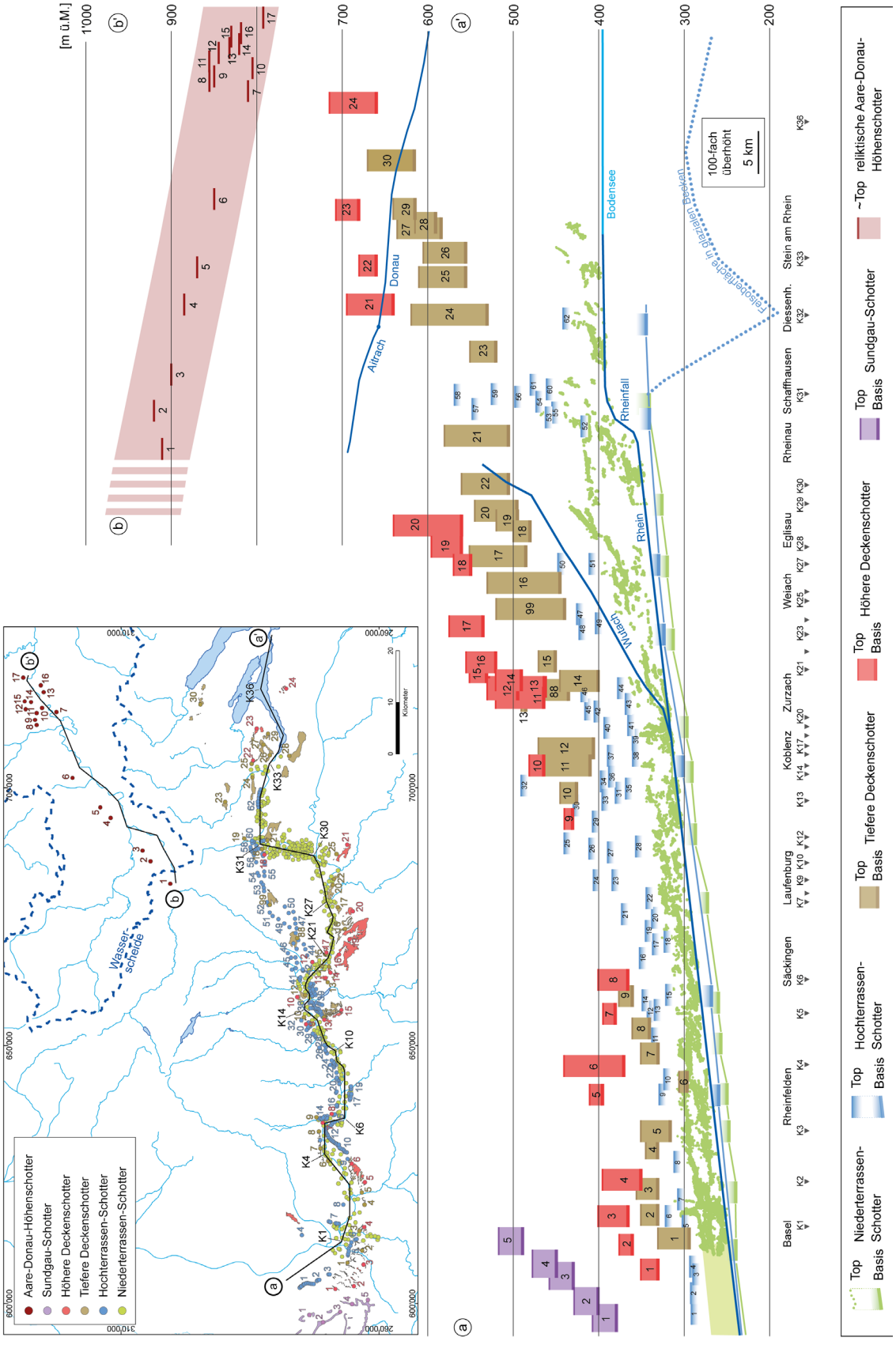


Fig. 5-2: Höhe der Schotterablagerungen in der Nordschweiz (nach Heuberger et al. 2014).

Die Ursache für die Umlenkung bzw. die Verschiebung der Wasserscheide ist nicht geklärt. Die Ostmigration der Wasserscheide des Doubs könnte durch grossräumige tektonische Bewegungen begünstigt worden sein. Ebenfalls eine Rolle gespielt haben könnte eine verzögerte Reaktion des Oberlaufs des Doubs auf die partielle Austrocknung des Mittelmeers vor 5.6 – 5.3 Millionen Jahren (Hsü et al. 1973, Clauzon et al. 1996, Krijgsman et al. 1999) und die damit zusammenhängende Einschneidung der Rhone bis tief unter den globalen Meeresspiegel (vgl. dazu Yanites et al. 2013).

- Ungefähr vor 2.9 Millionen Jahren kam es erneut zu einer Flussumlenkung, diesmal im südlichen Oberrheingraben (Fig. 5-1c). Dabei wurde der Aare-Doubs vom Protorhein angezapft und über den Oberrheingraben zur Nordsee umgelenkt, was vermutlich wieder eine Absenkung der lokalen Erosionsbasis in der Nordschweiz mit sich brachte, welche allerdings bedeutend kleiner gewesen sein dürfte, als bei der vorangegangenen Umlenkung der Aare-Donau. Als Resultat dieser Veränderung des Drainagesystems wurde im nördlichen Oberrheingraben erstmals alpines Material abgelagert (z.B. Hagedorn & Boenigk 2008). Als Ursache für diese Flussumlenkung kommen u.a. tektonische Bewegungen im südlichen Oberrheingraben oder eine Aufschotterung im Raum Basel-Sundgau als Folge der Umlenkung der Aare-Donau und einem dadurch bedingten erhöhten Materialaustrag aus dem Molassebecken in Frage.
- Im daran anschliessenden Zeitraum und bis ca. 1.8 Millionen Jahre vor heute wurden in der Nordschweiz die Höheren Deckenschotter (HDS) abgelagert (z.B. Frei 1912, Graf 1993; vgl. Kap. 5). Im Gegensatz zu den jüngeren Schotterablagerungen (Hochterrasse, HT und Niederterrasse, NT) sind die Deckenschotter heute noch an verschiedenen Stellen als grössere Schotterkörper erhalten (Fig. 5.1c und 5-2) und können über ihre Höhenlage und bis zu einem gewissen Grad über die Geröllzusammensetzung miteinander korreliert werden (Graf 1993, 2009b). Der interne Aufbau der HDS zeigt, dass darin eine grössere Zeitspanne mit Ablagerungen aus mehreren Glazial-Interglazial-Zyklen steckt (z.B. Graf 1993, Preusser et al. 2011). Die HDS wurden am Irchel in der Nähe des Zusammenflusses von Töss und Rhein anhand einer Kleinsäugerfauna auf ein Alter von 2.5 – 1.8 Millionen Jahre vor heute datiert (Bolliger et al. 1996).
- Beim nächst tiefer gelegenen Schotterniveau, welches ebenfalls einen komplexen internen Aufbau zeigt, handelt es sich um die Tieferen Deckenschotter (TDS, z.B. Frei 1912, Graf 1993; Fig. 5-1d). Die Höhe der erhaltenen Felsauflagerungsflächen der TDS liegen in der Nordschweiz meist zwischen 30 und 100 m unter derjenigen der HDS (Fig. 5-2; z.B. Preusser et al. 2011). Als Grund für diese Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis schlagen Preusser et al. (2011) eine erhöhte Subsidenz im Oberrheingraben und/oder erhöhte Hebung im externen Alpenvorland vor. Bis jetzt liegen noch keine publizierten direkten Altersbestimmungen der TDS aus der Nordschweiz vor. Kuhlemann & Rahn (2013) postulieren aufgrund von vorläufigen Resultaten ('burial-dating' mit der kosmogenen Nuklidmethode, z.B. Dunai 2010, Dehnert et al. 2010, 2011) und der Korrelation von Paläoböden mit marinen Isotopenkurven eine Ablagerungsperiode von 1.2 bis 0.8 Millionen Jahre vor heute.
- Das nächst tiefer liegende Niveau der Hochterrasse (Fig. 5-1e und f) liegt je nach Region 50 – 200 m unter demjenigen der TDS, wobei der Betrag von W nach E und von N nach S deutlich zunimmt (Fig. 5-2; z.B. Preusser et al. 2011). Die deutliche Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis nach Ende der TDS, könnte mit der *Mid Pleistocene Transition* vor 1.2 – 0.5 Millionen Jahren[8] und den damit verbundenen klimatischen und glaziologischen Umstellungen in Zusammenhang stehen (vgl. Kap. 3, Heuberger et al. 2014). Preusser et al.

[8] Zeitlich wird die *Mid Pleistocene Transition* in ihrer breitesten Definition in den Zeitraum zwischen 1.2 und 0.5 Millionen Jahre vor heute eingeordnet (Head & Gibbard 2005). Zwischen 950'000 und 850'000 Jahren vor heute fand eine erste stärkere Zunahme des globalen Eisvolumens statt (Elderfield et al. 2012).

(2011) spekulieren, dass diese Veränderungen und die damit in Verbindung stehenden massiveren Vorlandvergletscherungen schliesslich auch eine grössere Reorganisation des Flussnetzes mit sich gebracht haben. Nach dieser Umstellung floss der Alpenrhein vom Bodensee nicht mehr Richtung Donau, sondern Richtung Hochrhein ab, die Ausdehnung des Einzugsgebiets des Rheins zu Ungunsten der Donau hat sich also fortgesetzt. Die dadurch erhöhte Abflussmenge im Hochrhein könnte mit ein Grund für die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis nach der Deckenschotterzeit sein, insbesondere im Abschnitt zwischen Koblenz und dem Bodensee, wo der Abfall der lokalen Erosionsbasis zwischen dem Zeitpunkt der Ablagerung der TDS und demjenigen der Hochterrassenschotter besonders ausgeprägt war (Fig. 5-2).

Die Hochterrasse enthält eindeutig mehrere Glazial-Interglazial-Zyklen. Die 'Hochterrassenzeit' wird auch für die Entstehung der grossen Übertiefungen im Alpenvorland verantwortlich gemacht (z.B. Preusser et al. 2011, Kuhlemann & Rahn 2013). Die Ablagerungen aus diesem Zeitraum können aufgrund ihrer relativen Lage und ihrer Geröllspektren in die Vergletscherungen[9] Möhlin, Habsburg, Hagenholz und Beringen zusammengefasst und kartiert werden (Graf 2009a, Müller 2010, Preusser et al. 2011). Auch in der Zeit der Hochterrassen-Ablagerungen kam es mehrfach zu Änderungen im Drainagesystem (Fig. 5-1e & f, grösser dargestellt in Beilage 6c & d von Heuberger et al. 2014). So entwässerte in einer frühen Phase das obere Thurtal über Stammheim, Schaffhausen und das Klettgau Richtung Basel. Die Entwässerung der Thur Richtung Eglisau und Koblenz stellte sich vermutlich erst in Zusammenhang mit der vorletzten Vergletscherung (Beringen-Eiszeit) ein (Graf 2009a). Auch gibt es aufgrund von Geröllspektren Hinweise für eine frühere Entwässerung vom Walensee übers Zürcher Oberland ins Klettgau (Graf 2009a). Die vertikale Differenz zwischen der höchsten Aufschotterungsfläche und der tiefsten fluviatilen Rinnenbasis beträgt in der Hochterrasse stellenweise über 100 m (Fig. 5-2). Die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis seit der Möhlin-Eiszeit ist in Graf (2009a) diskutiert.

- Im Zuge des letzten Interglazial-Glazial-Zyklus wurde das regionale Entwässerungssystem mit wenigen Ausnahmen nur relativ lokal umgestellt (Fig. 5-1g). Die Vergrösserung des Einzugsgebiets des Rheins zu Ungunsten der Donau setzte sich fort, indem die Entwässerung des Schwarzwalds Richtung Donau im Gebiet von Blumberg vor ca. 18'000 Jahren unterbrochen und vom deutlich tiefer liegenden Rheinsystem angezapft wurde (Fig. 5-3). Dies führte zu einer Eintiefung der Wutach und der Entstehung der bis zu 150 m tiefen Wutachschlucht über einen Zeitraum von ca. 6'000 Jahren mit einer durchschnittlichen Eintiefungsrate von 25 m/1'000 Jahre (Einsele & Ricken 1993, 1995).

[9] Während die Vergletscherungen Möhlin, Beringen und Birrfeld von allen Autoren als eigenständige Eiszeiten aufgefasst werden, wird die Habsburg-Vergletscherung von Graf (2009a) und Müller (2010) als Wiedervorstoss innerhalb der Möhlin-Eiszeit und die Hagenholz-Vergletscherung von Preusser et al. (2011) potenziell als Frühphase der Beringen-Eiszeit interpretiert.

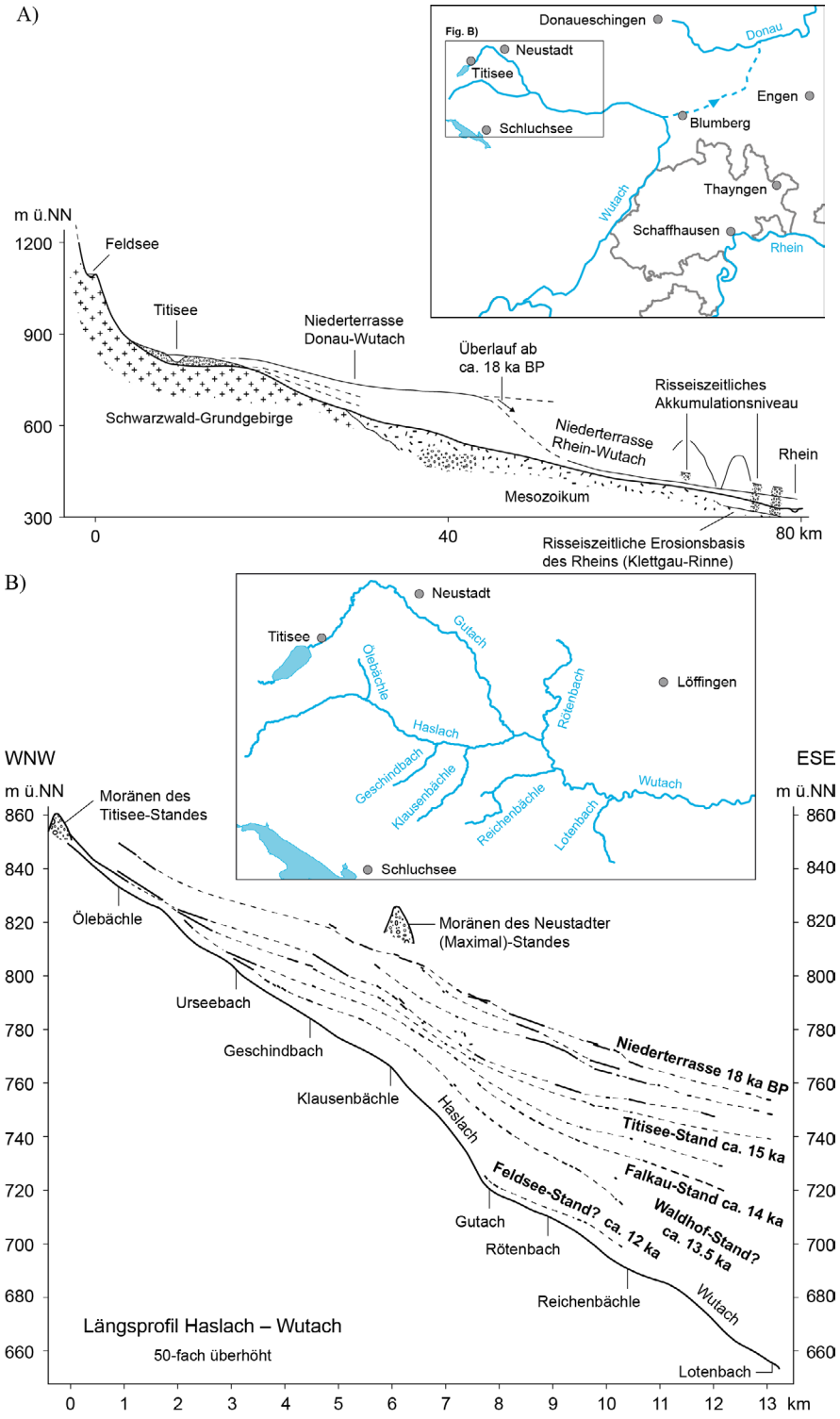


Fig. 5-3: Umlenkung der Feldberg-Donau Richtung Wutachtal und Rhein.

Beispiel für eine rasche Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis durch Flussanzapfung und für die Vergrösserung des Einzugsgebiets des Rheins zu Ungunsten der Donau (nach Einsele & Ricken 1993). A) Flussprofil der ehemaligen Feldberg-Donau vor und der Wutach nach der Flussanzapfung. B) Detailausschnitt aus dem Gebiet der oberen Wutachschlucht mit Terrassen, welche die rasche Eintiefung der Wutachschlucht nach der Anzapfung dokumentieren.

Aus der Landschaftsentwicklung lassen sich folgende wichtige generelle Schlüsse für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis in der Nordschweiz ziehen:

- Das Aare-Rhein-Einzugsgebiet hat im zentralen nördlichen Alpenvorland eine tiefere lokale Erosionsbasis als das Donau-System und wächst seit längerem auf dessen Kosten
- Die Anbindung eines Gebiets an ein Flusssystem mit tieferer regionalen Erosionsbasis durch Flussanzapfung kann zu einem prägnanten Abfall der lokalen Erosionsbasis führen (Extrembeispiel Umlenkung Aare-Donau zu Aare-Doubs)
- Eine solche Fluss-Umlenkung kann zu sehr hohen Eintiefungsraten bzw. zu einem raschen Absinken der lokalen Erosionsbasis führen (z.B. Umlenkung der Feldberg-Donau)
- Auch ein erhöhter Abfluss durch eine Vergrösserung des Einzugsgebiets oder durch Erhöhung der Niederschläge im Oberlauf kann zu höheren Abflussmengen und höherer Erosionskraft und damit zu einer Absenkung der lokalen Erosionsbasis führen (Beispiel Umlenkung Alpenrhein)
- Exogene Prozesse dürften neben der Kompensation der Hebung einen relevanten Anteil an der totalen Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis in den letzten 5 – 10 Millionen Jahren gehabt haben, insbesondere durch die Umlenkung der Aare-Donau in den Aare-Doubs.

5.2 Detaillierte Betrachtung der Entwicklung der lokalen Erosionsbasis seit der Deckenschotterzeit

5.2.1 Höhenlage der Deckenschotter

Während von den älteren in Kap. 5.1 beschriebenen Ablagerungen häufig nur sehr lokal Relikte erhalten sind, sind die Deckenschotter v.a. in der zentralen Nordschweiz im Bereich Hochrhein – Klettgau – Bodensee, sowie im unteren Aare- und im Limmattal in Hochlagen relativ häufig als intakte Schotterkörper erhalten geblieben (Fig. 5-4). Diese fallen morphologisch häufig als Hochflächen auf, wobei die älteren Höheren Deckenschotter (HDS), wie aus dem Namen ersichtlich, auf einem höheren Niveau liegen als die jüngeren Tieferen Deckenschotter (TDS). Intern sind die HDS wie die TDS zum Teil komplex aufgebaut und enthalten verschiedene Erosions- und Ablagerungszyklen mit Paläoböden (Graf 1993, 2009b). Zwischen HDS und TDS sowie zwischen TDS und Hochterrasse gibt es einen morphologischen Sprung, d.h. es muss zweimal zu einer deutlichen Absenkung der lokalen Erosionsbasis gekommen sein (Fig. 5-4; vgl. Kap. 5.1; Graf 1993). Es gab also einerseits Zeiten mit wiederholter Aufschotterung und Wiedereinschneidung ohne grössere Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis und andererseits mindestens zwei Phasen, in welcher die lokale Erosionsbasis relativ rasch tiefergelegt wurde und sich die Hauptflüsse entsprechend in den Fels eintieften.

Heuberger & Naef (2014) haben für die einzelnen Schottervorkommen basierend auf geologischen Karten und digitalen Geländemodellen die Höhenlage des Kontakts mit dem darunter liegenden Felssubstrat bestimmt. Die Vorkommen wurden als Punkte kartiert und anschliessend zu einer Fläche interpoliert, welche unter der vereinfachten Annahme einer mehr oder weniger planaren Auflagerungsfläche die lokale Erosionsbasis zu Beginn der Ablagerung von HDS bzw. TDS widerspiegelt und so in erster Näherung als Referenzfläche für die Rekonstruktion der Entwicklung der lokalen Erosionsbasis verwendet werden kann (Fig. 5-4). Die resultierenden Flächen fallen parallel zum heutigen Hauptentwässerungssystem von Ost nach West (Bodensee bis Basel) bzw. Süd nach Nord (Limmattal bis unteres Aaretal) ein. Da insbesondere für die TDS von einer Ablagerung der Schotter in ein Paläorelief ausgegangen werden muss, von welchem die Schotter mit der tiefsten Auflagerungsfläche unter Umständen nicht erhalten sind, dürfte die resultierende Fläche die tatsächliche lokalen Erosionsbasis tendenziell überschätzen.

Um die maximale Felseintiefung der lokalen Erosionsbasis seit der Ablagerung der HDS und TDS abzuschätzen, kann die Auflagerungshöhe der einzelnen Vorkommen mit der tiefsten je erreichten lokalen Erosionsbasis (Fig. 4-1b) verglichen werden (Fig. 5-5). Dabei zeigt sich, dass die Höhenlage der Basis der verschiedenen Deckenschotterrelikte relativ zur tiefsten je erreichten lokalen Erosionsbasis einen groben Trend zeigt. Während die Basis HDS zwischen Basel und Koblenz ca. 80 – 130 m über der tiefsten je erreichten lokalen Erosionsbasis liegt, nimmt der Wert Richtung Bodensee und den Zürichsee auf über 300 m zu. Im Bereich der geologischen Standortgebiete der Nordschweiz sind es ca. 200 – 250 m. Im Fall der TDS sind es 30 – 80 m westlich von Koblenz und bis über 200 m Richtung Bodensee und Zürichsee. Im Bereich der Standortgebiete sind es ca. 100 – 200 m. Es ist ersichtlich, dass die Eintiefung zwischen den HDS und den TDS kleiner war, als die zwischen den TDS und der tiefsten in der Hoch- und Niederterrassenzeit erreichten lokalen Erosionsbasis. Dies gilt insbesondere für die Ablagerungen im Raum Bodensee und weniger für die des unteren Aaretals und den Hochrhein zwischen Koblenz und Basel (vgl. dazu auch Preusser et al. 2011, sowie Kuhlemann & Rahn 2013). Die zunehmende Einschneidung Richtung Bodensee wird u.a. von Preusser et al. (2011) mit der definitiven Umlenkung des Alpenrheins vom Donau-System in Richtung des Hochrheins in Zusammenhang gebracht. Richtung Südwesten (zentrales und südliches Molassebecken) dürfte die Zunahme der Einschneidung zumindest teilweise mit der in Präzisionsnivellement-Auswertungen sichtbaren (z.B. Schlatter 2013, Fuhrmann & Zippelt 2013), v.a. isostatisch bedingten Zunahme der Hebungsraten Richtung Alpen zusammenhängen. Richtung Osten ist auf den Hauptlinien des schweizerischen Landeshöhennetzes keine signifikante Zunahme der Hebungsraten erkennbar, ein kleiner Gradient ist aber auch hier durchaus denkbar.

Insbesondere für die TDS kann die Lage der Schotterbasis relativ zur tiefsten je erreichten lokalen Erosionsbasis stark variieren. Dies könnte darauf hindeuten, dass die Basis der Deckenschotter eine nicht zu vernachlässigende Topographie hatte (vgl. dazu Diskussion in Heuberger & Naef 2014). Es ist aber auch nicht auszuschliessen, dass die Alter der Schotter stärker variieren als angenommen und die lokal tiefer liegenden Schotter z.T. jünger sind als benachbarte höher gelegene Vorkommen. Und schliesslich können auch neotektonische Bewegungen dazu führen, dass die Basis verschiedener Schotter unterschiedlich hoch liegt (vgl. z.B. Graf 1993, Heuberger & Naef 2014).

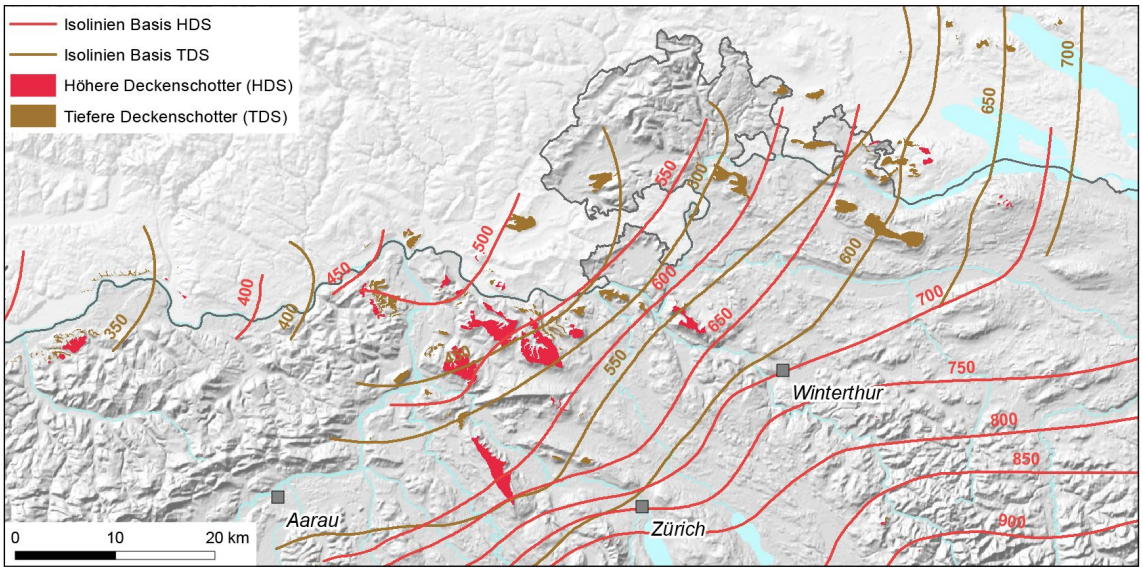


Fig. 5-4: Höhenlage und Verteilung der Deckenschotter in der Nordschweiz.
Daten aus Heuberger & Naef (2014).

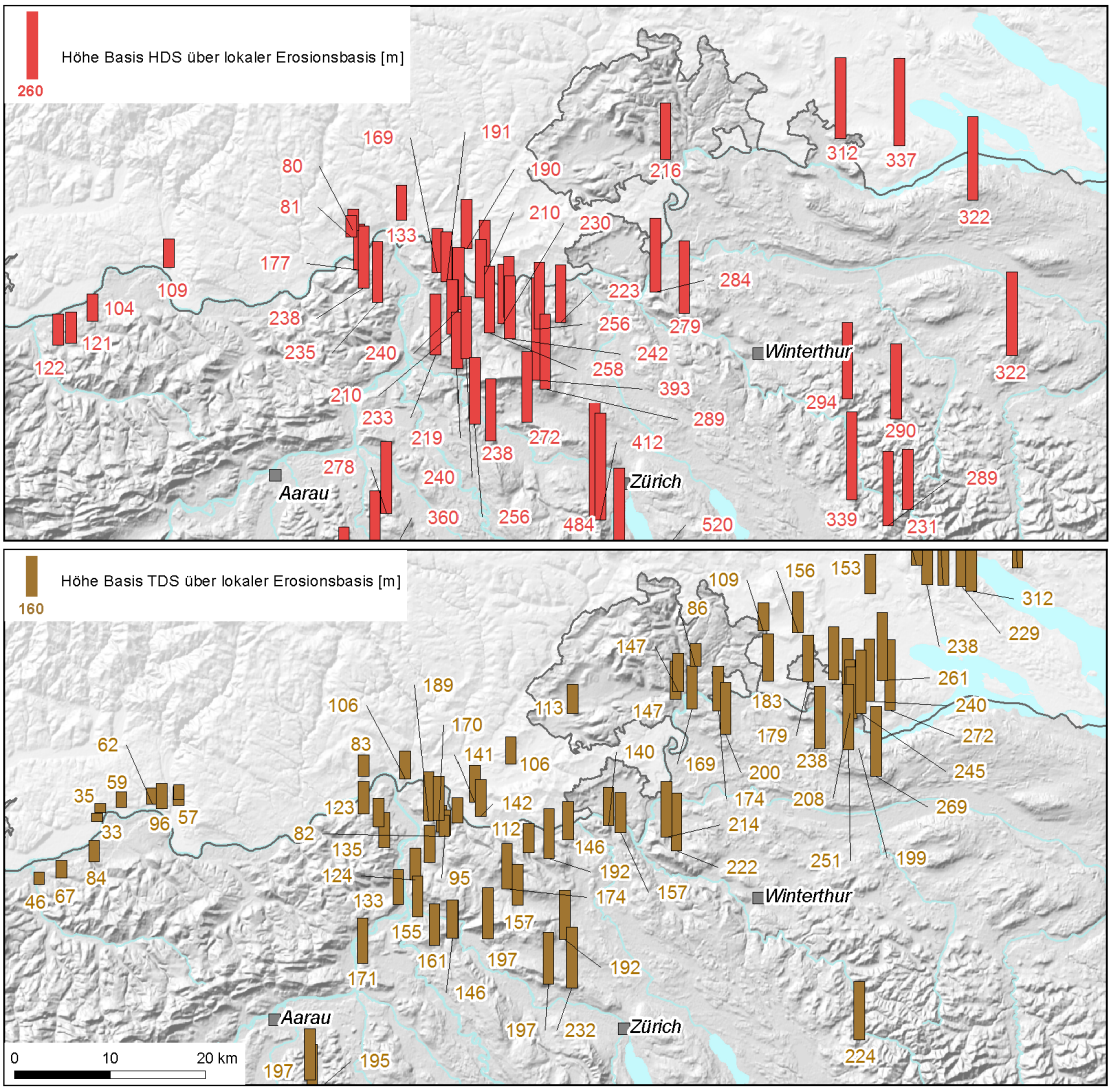


Fig. 5-5: Basis der Deckenschotter als Referenzhorizonte für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis in den letzten 2 Millionen Jahren.

Daten aus Heuberger & Naef (2014). Dort finden sich in den Beilagen 9B (HDS) und 11B (TDS) auch grössere Darstellungen der hier gezeigten Daten.

Während sich aus den durchgeführten Untersuchungen eine allgemeine Tendenz für die Eintiefung der lokalen Erosionsbasis über die letzten ca. 2.5 Millionen Jahre durchaus ableiten lässt, erfordern lokale Interpretationen, insbesondere im Hinblick auf neotektonische Bewegungen, eingehendere Betrachtungen und Detailkartierungen. Datierungen könnten zudem helfen, den vor allem aufgrund von Höhenlage und z.T. von Geröllspektren postulierten genetischen Zusammenhang verschiedener TDS bzw. HDS-Relikte zu prüfen, insbesondere zwischen weit auseinander liegenden Vorkommen.

Im Hinblick auf die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis zeigt die Verteilung der Deckenschotter folgende Merkmale:

- Variabilität der Eintiefungsraten: Die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis war über die letzten ca. 2.5 Millionen Jahre nicht konstant. Es gab mindestens zwei Phasen mit einer deutlich beschleunigten Tieferlegung.
- Magnitude der Eintiefung: Im Bereich der Standortgebiete beträgt die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis seit der Ablagerung der ersten HDS ca. 200 – 250 m und seit der Ablagerung der ersten TDS ca. 100 – 200 m. Insbesondere bei den TDS handelt es sich dabei um Maximalwerte, da von einer gewissen Paläomorphologie ausgegangen werden muss und nur Relikte der ehemaligen Felsoberfläche erhalten geblieben sind.
- Mögliche Ursachen: Die allgemeine Zunahme der Eintiefung Richtung Süden ist konsistent mit dem Bild der in die gleichen Richtung zunehmenden geodätisch gemessenen Hebungsraten. Die Zunahme der post-TDS Eintiefung Richtung Bodensee dürfte zumindest teilweise mit der Umlenkung des Alpenrheins zusammen hängen. Bei der prägnanten Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis nach der Ablagerung der TDS könnte zudem die Phase der *Mid Pleistocene Transition* eine Rolle gespielt haben (Änderung Niederschlag, Meeresspiegel, grössere Vorlandvergletscherungen, Veränderungen in Sedimentdynamik und -budget am Alpenrand und im Alpenvorland).

5.2.2 Höhenlage von Schotterbasisflächen im Bereich der 3 HAA-Standortgebiete

Im Folgenden wird für die Bereiche der drei HAA-Standortgebiete die Höhenlage der wichtigsten Schotterbasisflächen (Höhere Deckenschotter, Tiefere Deckenschotter, Hochterrassenrinne oberes Niveau, Hochterrassenrinne unteres Niveau) sowie der heutigen Flussniveaus im Detail dargestellt. Diese Schotterbasisflächen dienen als Grundlage für die Rekonstruktion der standortspezifischen Eintiefungsgeschichte der lokalen Erosionsbasis in Nagra (2014a).

Die Schotterbasisflächen werden für die drei HAA-Standortgebiete anhand von jeweils folgenden zwei Karten gezeigt (Fig. 5-6 bis 5-11):

1. Darstellung der rezenten Terrainoberfläche mit der Verbreitung von mittel- und spätpleistozänen Schottern sowie Moränen. Zusätzlich sind mit farbigen Punkten die Höhenlagen der kartierten Deckenschotterbasis angegeben. Die Punkte stellen eine als repräsentativ betrachtete Auswahl im Bereich der Standortgebiete dar. Neben Daten aus Heuberger & Naef (2014) wurden an einzelnen Stellen zusätzliche Höhenwerte mit Hilfe von geologischen Karten und dem hochauflösenden Geländemodell DTM-AV (swisstopo) herausgelesen. Zusätzlich zu den Schotterbasisflächen ist auf diesen Karten das Höhenniveau der heutigen Hauptflüsse in der Umgebung angegeben.
2. Darstellung der rezenten Felsoberfläche überlagert mit an der Oberfläche kartierten Felsaufschlüssen. Im quartärbedeckten Bereich sind Bohrungen eingezeichnet, welche die Höhe der Quartärbasis stützen. Wo die erbohrte Felsformation an der Basis Quartär angegeben ist, wurde der Bohrpunkt mit dem gleichen System eingefärbt wie die oberflächlichen Felsaufschlüsse. Aus dieser Karte lassen sich Relikte von verschiedenen mittel- und spätpleistozänen Rinnen und deren Basis herauslesen. Die für die Rekonstruktion der Eintiefungsgeschichte der Hauptflüsse bzw. der lokalen Erosionsbasis wichtigen Paläoflussrinnen sind mit dunkelblauen (höheres Niveau) und hellblauen (tieferes Niveau) Pfeilen markiert inkl. Höhenangabe der Rinnenbasis. Ähnliche, aber grössere Darstellungen der Felsoberfläche im Bereich aller Standortgebiete der Nordschweiz finden sich in den Beilagen 7 – 11 von Pietsch & Jordan (2014).

Region Schaffhausen (Zürich Nordost)

Aus Fig. 5-6 und 5-7 lassen sich folgende Eckpunkte für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis herauslesen:

- Höhenlage der Basis HDS: 549 m ü.M. (Fig. 5-6)

  Gemäss Graf (2009b) ist die Zuordnung dieses Schottervorkommens zu den HDS nicht gesichert. Der nächste Datenpunkt 15 km südlich (Irchel) hat eine Höhe von 625 m.

- Basis TDS: 437 – 535 m ü.M. (Fig. 5-6)

  Das Vorkommen am Cholfirst und die kleineren Vorkommen bei Schaffhausen zeigen eine ähnliche Höhenlage an, wobei letztere im Allgemeinen von SE nach NW abnimmt, was in etwa zur Paläofliessrichtung passt, wie sie von Graf (2009b) abgeleitet wurde. Deutlich weiter westlich bei Wilchingen liegt die Schotterbasis rund 50 m tiefer.

- Basis Klettgau-Rinne: 340 – 350 m ü.M. (dunkelblaue Pfeile in Fig. 5-7)

  Graf (2009a) und Preusser et al. (2011) beschreiben die Klettgau-Rinne als altes System, welches u.a. in der Möhlin- und der Habsburg-Eiszeit aktiv war und deren Felsbett sich seither nicht mehr eingetieft hat. Ein hohes Alter (300'000 Jahre; Graf 2009a) wird durch eine U/Th-Datierung der Geisslingen-Schotter in der Kiesgrube von Hallau gestützt. Die OSL-Alter lassen keine abschliessende Beurteilung zu, ausser dass die Ablagerungen sicher älter als das letzte Interglazial sein dürften (Preusser & Graf 2002, Graf 2009a).

- Basis Rheinfall-Rinne: 335 – 340 m ü.M. (hellblaue Pfeile in Fig. 5-7)

  Die Füllung der Rheinfall-Rinne wurde mit der OSL-Methode an mehreren Proben von zwei verschiedenen Orten (Dachsen und Nohl) datiert. Für Dachsen ergibt sich ein Alter von 131 ± 12 ka, für Nohl ergab eine erste Datierung 171 ± 3 ka vor heute und eine zweite 144 ± 18 ka vor heute (Graf 2009a, vgl. Preusser & Graf 2002). Aus diesen Resultaten kann geschlossen werden, dass die Ablagerungen älter als die letzte Eiszeit sind, es bleibt aber unklar, wann sie innerhalb des vorletzten Glazial-Interglazial-Zyklus (MIS 6 bis MIS 5) abgelagert wurden (Preusser & Graf 2002, Graf 2009a). Die Entstehung der Rinne muss sicher älter sein als die Füllung. Preusser et al. (2011) geben für die Aktivität dieser Rinne eine Periode von der späten Beringen-Eiszeit (MIS 6) bis zur Birrfeld-Eiszeit (MIS 2) an.

- Heutiges Flussniveau: ca. 390 m ü.M. (Schaffhausen) bis 360 m ü.M. (unterhalb Rheinfall) (Fig. 5-6)

  Dem heutigen Lauf dürfte der Rhein ungefähr seit der späten Birrfeld-Eiszeit folgen (Preusser et al. 2011). Er fliesst rund 50 m über der alten Rinne und fällt beim Rheinfall seitlich in diese rein.

Der Rheinfall hat sich seit seiner Bildung nach der letzten Eiszeit nur sehr wenig in die Kalke eingeschnitten. Die Paläorinnen (Klettgau-, Engi-, Rheinfall- und Neuhauserwald-Rinne; Fig. 5-7) zeigen allerdings, dass sich in der Region Schaffhausen Flüsse in der Vergangenheit schon mehrfach tief in die Malmkalke eingeschnitten haben.

Gemäss Graf (2009a) hat die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis in den Fels seit der Möhlin-Eiszeit lediglich 10 m betragen. Die Tieferlegung ordnet Graf (2009a) einer Spätphase der Beringen-Eiszeit (MIS 6) zu.

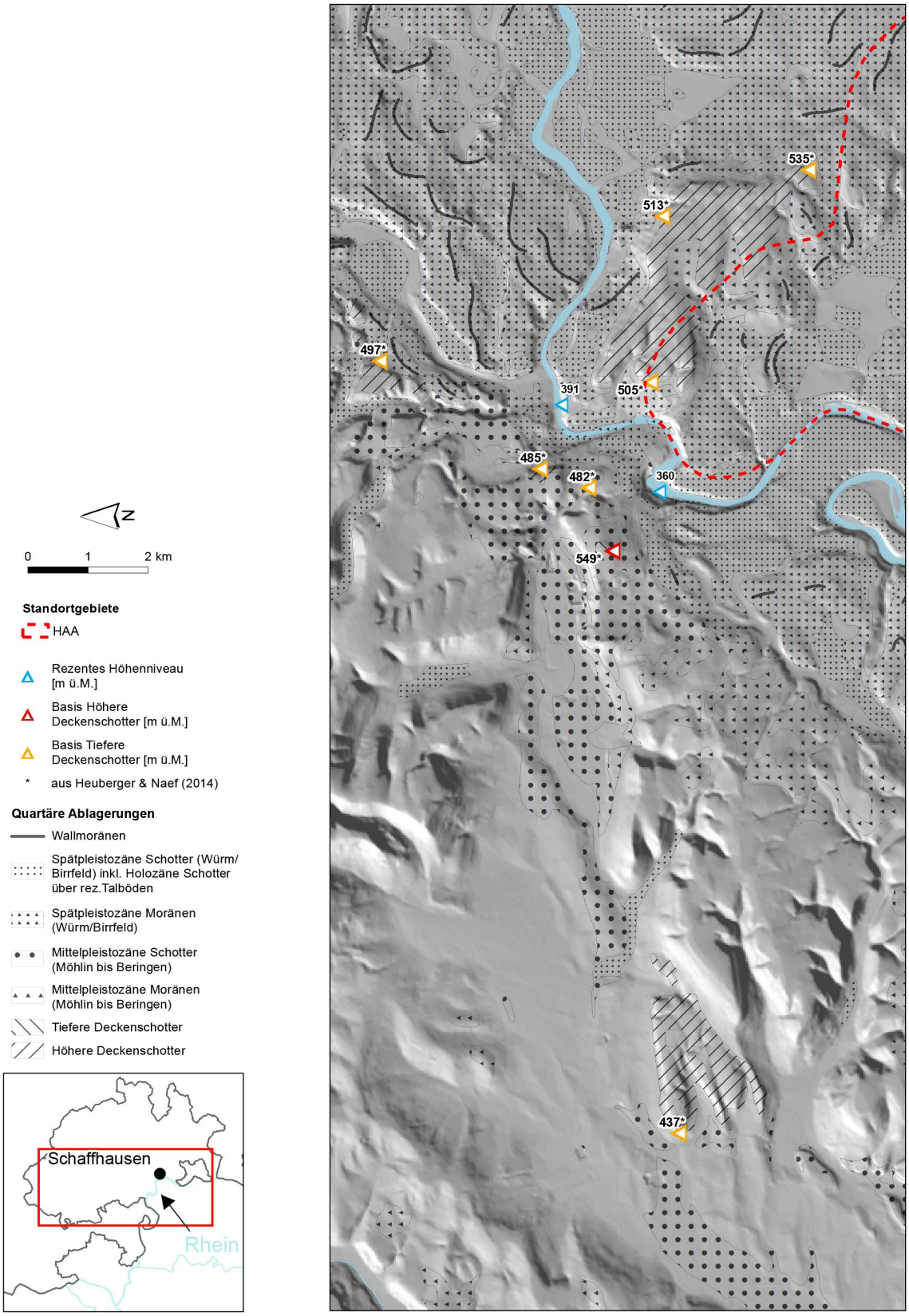


Fig. 5-6: Region Schaffhausen: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der Deckenschotterbasis und des Rheins.

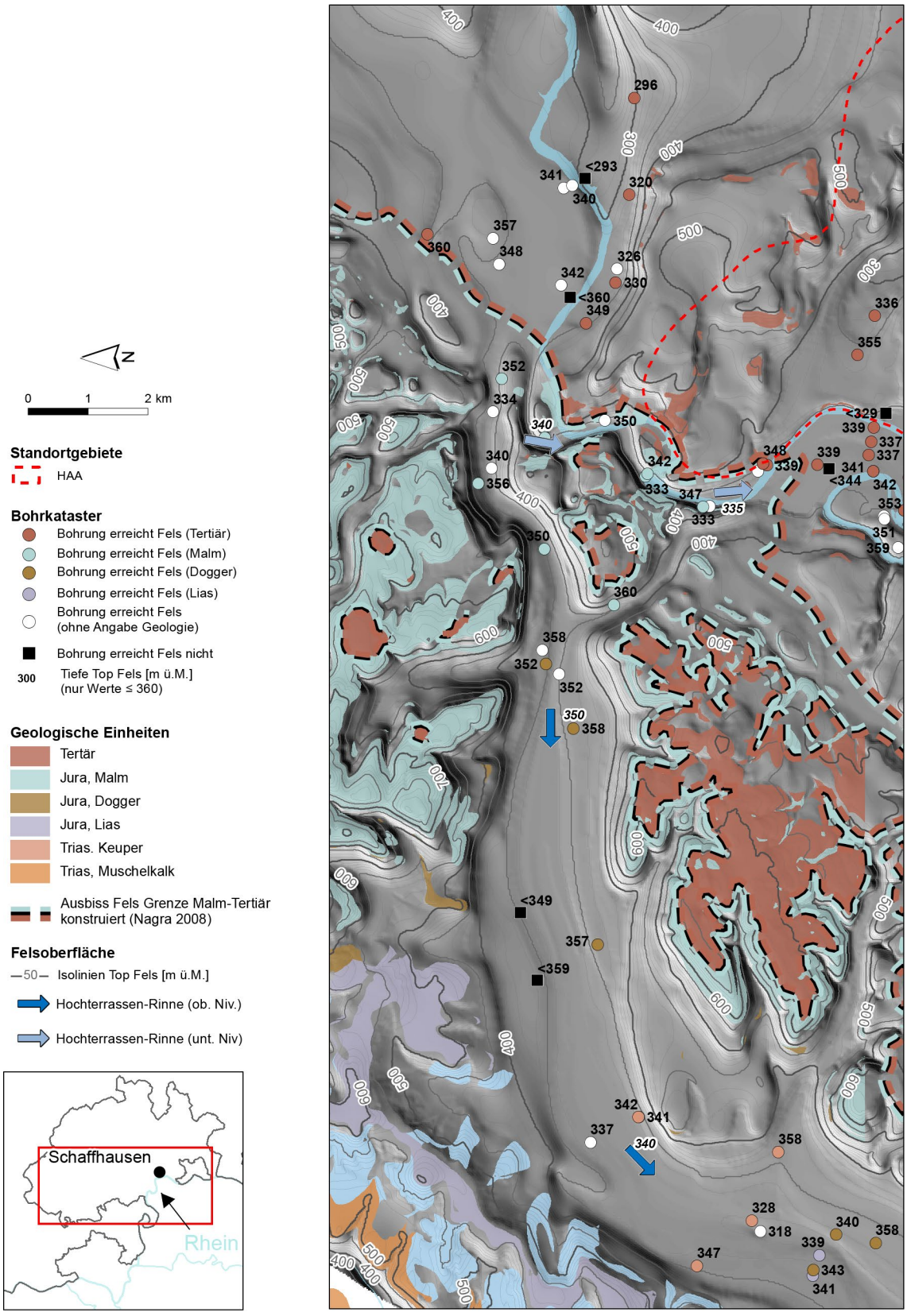


Fig. 5-7: Region Schaffhausen: Lithologie und Lage der Felsoberfläche.
Zahlen neben Hochterassenrinnen-Pfeilen zeigen die ungefähre Höhenlage der Rinnenbasis.

Region Eglisau (Nördlich Lägern)

Aus Fig. 5-8 und 5-9 lassen sich folgende Eckpunkte für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis herauslesen:

- Basis HDS: 520 – 625 m ü.M. (Fig. 5-8)

  Die Höhenlage der Basis HDS nimmt im Allgemeinen von Ost nach West und von Süd nach Nord ab, was in etwa der Schüttungsrichtung entspricht (Graf 1993). In einigen Fällen kann diese Orientierung der Auflagerungsfläche der Höheren Deckenschotter auch an einzelnen Vorkommen deutlich erkannt werden. Sedimentpetrographische Untersuchungen deuten darauf hin, dass in der Region verschiedene Schüttungen zusammen kamen (Graf 1993) weist die Ablagerungen im Osten dem Walensee-Rhein zu und erklärt die Sedimentpetrographie ganz im Westen abschnittsweise mit zunehmendem 'Reuss-Einfluss').

- Basis TDS: 443 – 504 m ü.M. (Fig. 5-8)

  Tendenziell ist gemäss Graf (1993) bei den TDS eine Abnahme der Höhenlage der Auflagerungsfläche von Ost nach West zu beobachten. Zudem gibt es Hinweise auf ein im Vergleich zu den HDS zunehmendes Paläorelief. Die Schüttungsrichtung verläuft im Nordteil des Gebiets nahezu E-W, parallel zum heutigen Hochrheintal, wobei die erhaltenen Schotter v.a. an dessen Südrand liegen. Im vorliegenden Bericht wurden nur die HDS im engeren Sinne gemäss Graf (1993) betrachtet. Zusätzlich wurde ganz im Südwesten ein Vorkommen berücksichtigt, welches gemäss Bitterli-Dreher et al. (2007) nördlich von Niederweningen gelegen ist.

- Basis Hochterrassen-Rinne, oberes Niveau: ca. 360 m ü.M. (dunkelblauer Pfeil in Fig. 5-9)

  Das obere Niveau ist durch Verflachungen der Felsoberfläche am Nordwestrand des Rafzerfelds sowie im südwestlich daran angrenzenden Raum südlich des Rheins definiert (Graf 2009a). Aus dieser Rinne gibt es keine Datierungen, eine Entstehung vor der Beringen-Eiszeit ist wahrscheinlich.

- Basis Hochterrassen-Rinne, unteres Niveau: 315 – 325 m ü.M. (hellblauer Pfeil in Fig 5-9)

  Diese Rinne ist anhand des Verlaufs der Felsoberfläche im Gebiet Rafzerfeld bis Weiach deutlich erkennbar. Im Gebiet des heutigen Kraftwerks bei Rheinsfelden mündet auf ähnlichem Niveau aus Süden die Glatttal-Rinne ein. Eine U-Th-Datierung des Zements der über dieser Rinne liegenden Weiach-Schotter ergab ca. 40 ka (Graf 2009a). Die Rinne muss also älter als LGM sein. Eine Entstehung in Zusammenhang mit der Beringen-Vereisung wird als wahrscheinlich betrachtet.

- Heutiges Flussniveau: ca. 330 m ü.M. (Rümikon) bis 346 m ü.M. (Tössegg) (Fig. 5-8)

  Die Höhenlage des heutigen Rheins nimmt von Ost nach West ab. Der Rhein fliesst im zentralen Teil des Untersuchungsgebiets ca. 15 – 20 m über dem Niveau der tiefsten Hochterrassen-Rinne. Es gibt eine Beeinflussung durch das Stauwehr bei Rheinsfelden (vgl. Pietsch & Jordan 2014 für ein Flussprofil vor dem Kraftwerksbau).

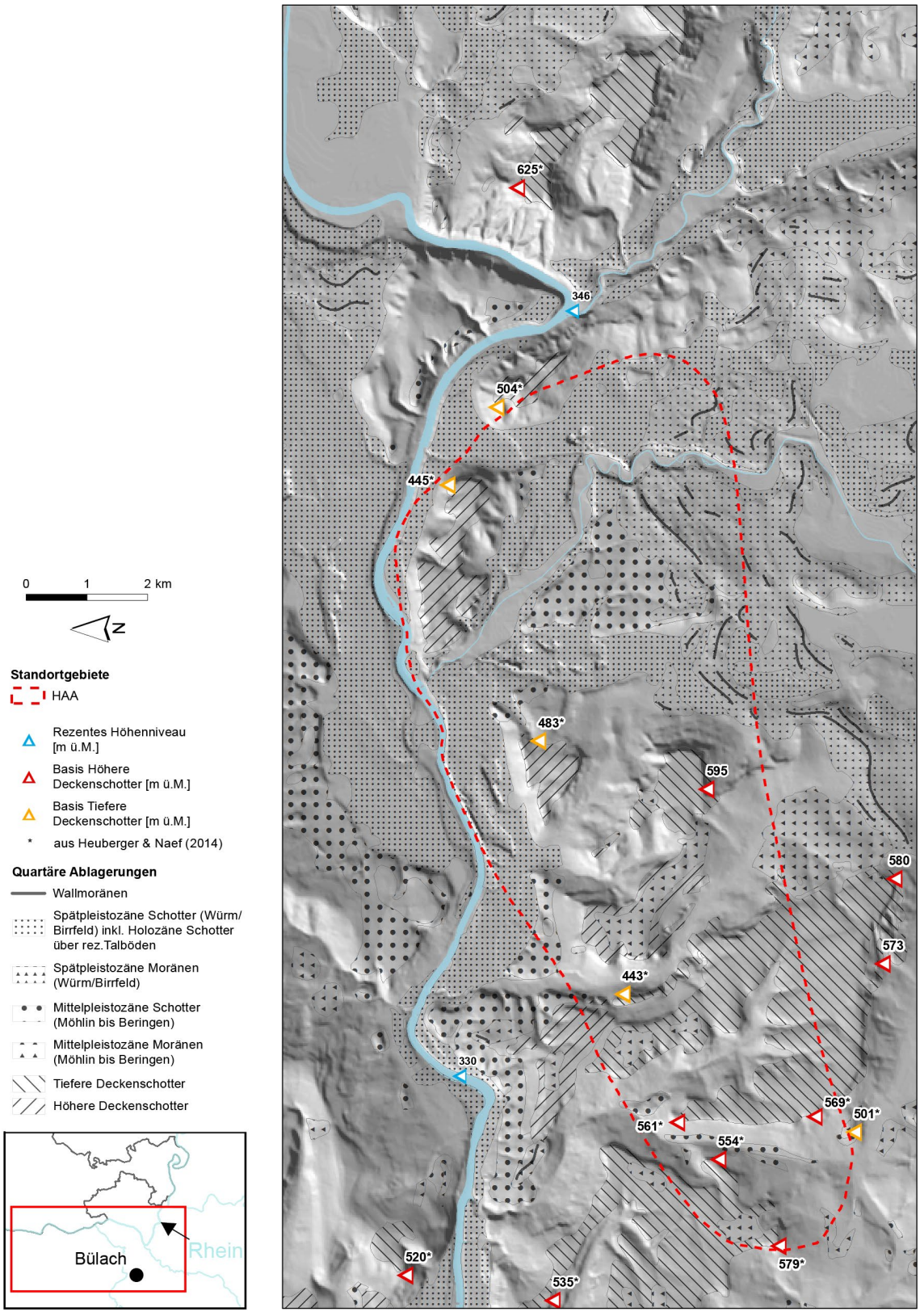


Fig. 5-8: Region Eglisau: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und des Rheins.

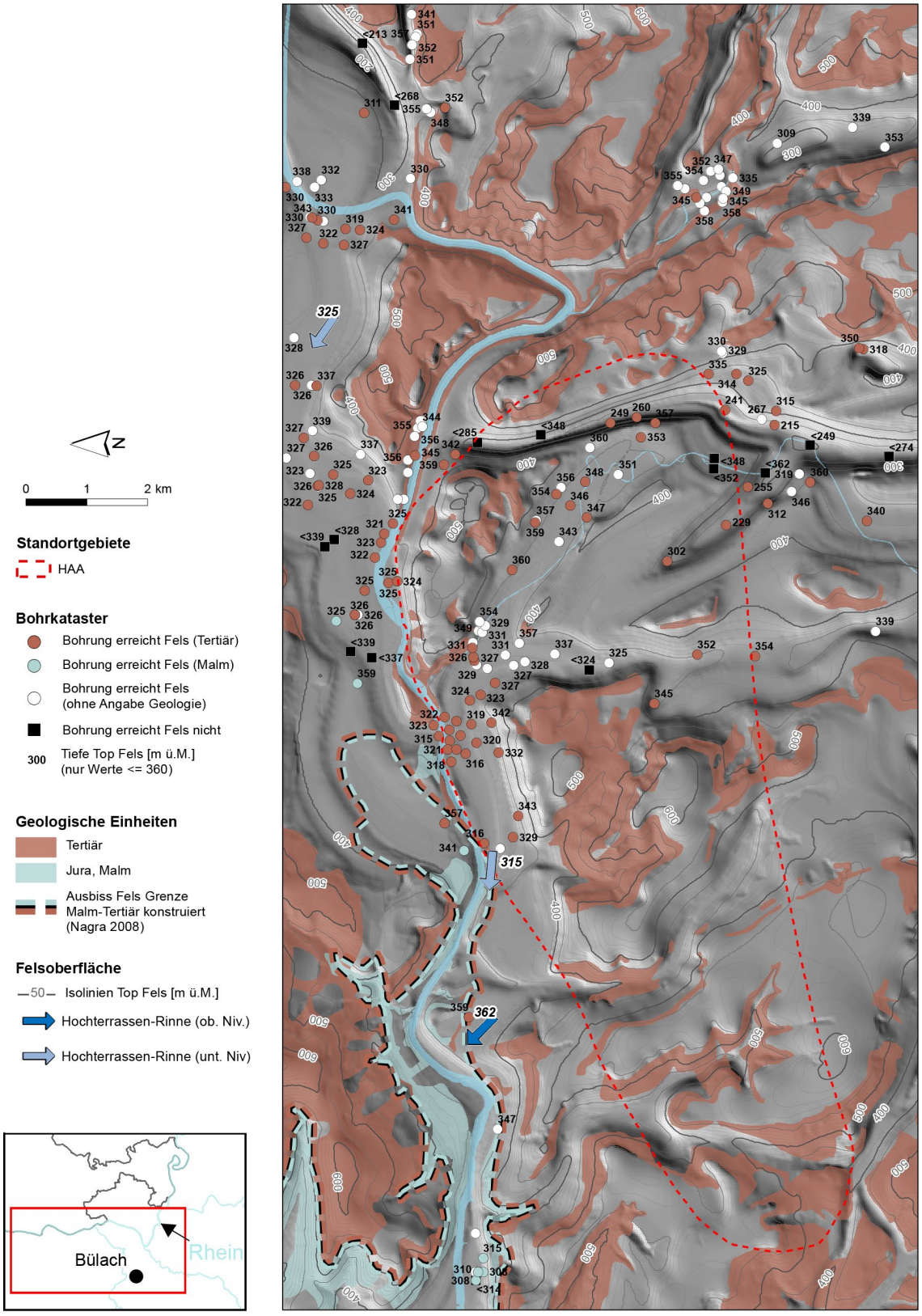


Fig. 5-9: Region Eglisau: Lithologie und Lage der Felsoberfläche.
Zahlen neben Hochterassenrinnen-Pfeilen zeigen die ungefähre Höhenlage der Rinnenbasis.

Region unteres Aaretal

Aus den beiden Figuren Fig. 5-10 und 5-11 lassen sich folgende Eckpunkte für die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis herauslesen:

- Basis HDS: 480 – 548 m ü.M. (Fig. 5-10)

  Im Allgemeinen zeigt sich eine Abnahme der lokalen Erosionsbasis von Süd nach Nord, was im Grossen und Ganzen den von Graf (1993) abgeleiteten Schüttungsrichtungen entspricht. Zum Teil variiert die Höhenlage der einzelnen Schottervorkommen auch auf kleinem Raum. Im Gebiet nördlich von Siggenthal (Vorkommen auf 522 und 544 m ü.M.) gibt es Hinweise auf ein Paläorelief in der Deckenschotterbasis (Bitterli-Dreher et al. 2007). Am tiefsten liegt die Basis der HDS bei Mandach, wo ein Deckenschotter auf 480 m ü.M. vorkommt, der Kontakt zur Felsoberfläche ist an der Stelle aber nicht aufgeschlossen.

- Basis TDS: 384 – 460 m ü.M. (Fig. 5-10)

  Auch hier zeigt sich eine Abnahme von Süd nach Nord, es gibt aber z.T. auch auf kleinem Raum grössere Unterschiede. So ist zum Beispiel südlich von Würenlingen (Iberig) ein deutliches Relief in der Schotterbasisfläche vorhanden mit einer bis auf 410 m reichenden Rinne. Das auf einer Höhe von 460 m gelegene Vorkommen östlich von Brugg (Gebenstorfer Horn) wird von Graf (1993) einem höheren Niveau, den sogenannten Mittleren Deckenschottern, zugeordnet, während es Bitterli-Dreher et al. (2007) den Tieferen Deckenschottern zuordnen.

- Hochterrassen-Rinne tieferes Niveau in den Gebieten Rinikerfeld – Ruckfeld: 325 – 340 m ü.M. (dunkelblau Pfeile in Fig. 5-11)

  Die Höhenlage in der Paläorinne Habsburg – Rinikerfeld – Ruckfeld nimmt von Süd nach Nord ab. Die tiefste Füllung dieser Rinne wird von Graf (2009a) der Habsburg-Vergletscherung zugeordnet, die Anlage der Rinnen vermutlich der Möhlin-Zeit oder sogar der prä-Möhlin Zeit.

- Basis Hochterrasse in den Gebieten Brugg – Beznau: 300 – 310 m ü.M. (hellblaue Pfeile in Fig. 5-11)

  Die Höhenlage nimmt von Süd nach Nord ab. Die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis und Entstehung dieser Rinne dürfte mit der Beringen-Eiszeit in Verbindung stehen (vgl. dazu Graf 2009a).

- Heutiges Flussniveau: 318 m ü.M. (Beznau) – 327 m ü.M. (Stilli) (Fig. 5-10)

  Die Höhenlage nimmt von Süd nach Nord ab. Es gibt eine Beeinflussung durch Stauwehre (vgl. Pietsch & Jordan 2014 für ein Flussprofil vor dem Kraftwerksbau).

Die Terrassenverteilung im unteren Aaretal ist in Enclosure 9 von Heuberger et al. (2014) zusätzlich auf einem Längsprofil dargestellt. Ähnlich wie im Gebiet Schaffhausen wird von einer Entstehung der ersten Hochterrassenrinnen während der Möhlin-Vergletscherung oder sogar früher ausgegangen (vgl. Kap. 3.2 und Fig. 3-3 für Überlegungen zum Alter dieser Vergletscherungen). Seither kam es zu mehreren Aufschotterungs- und Einschneidephasen, wobei die lokale Erosionsbasis vermutlich erst während oder nach der Beringen-Vereisung wieder in den Fels eingetieft wurde (Graf 2009a) und zwar um max. 10 m bei der Aaremündung und um ca. 30 m im Bereich Brugg.

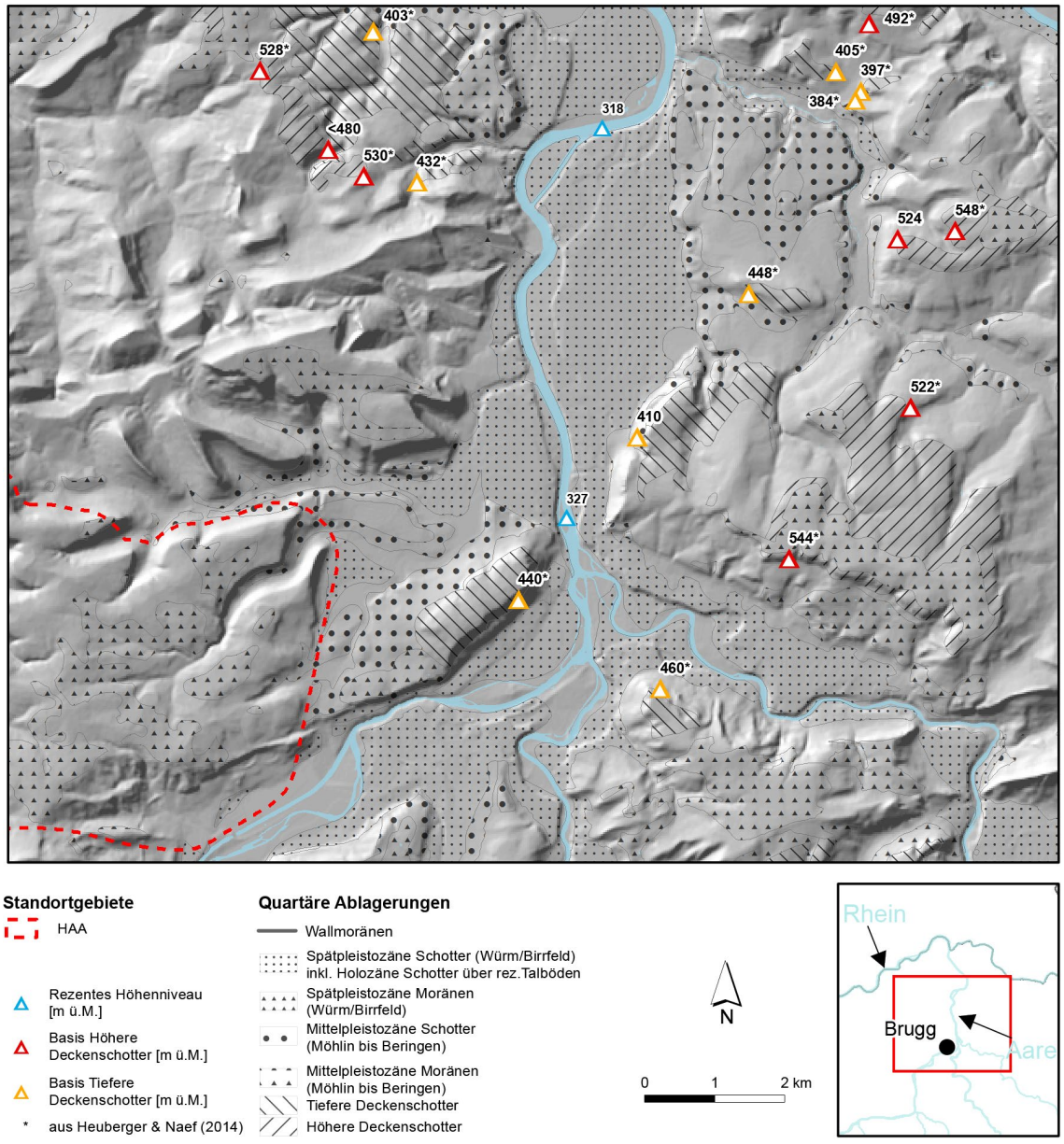


Fig. 5-10: Unteres Aaretal: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und der Aare.

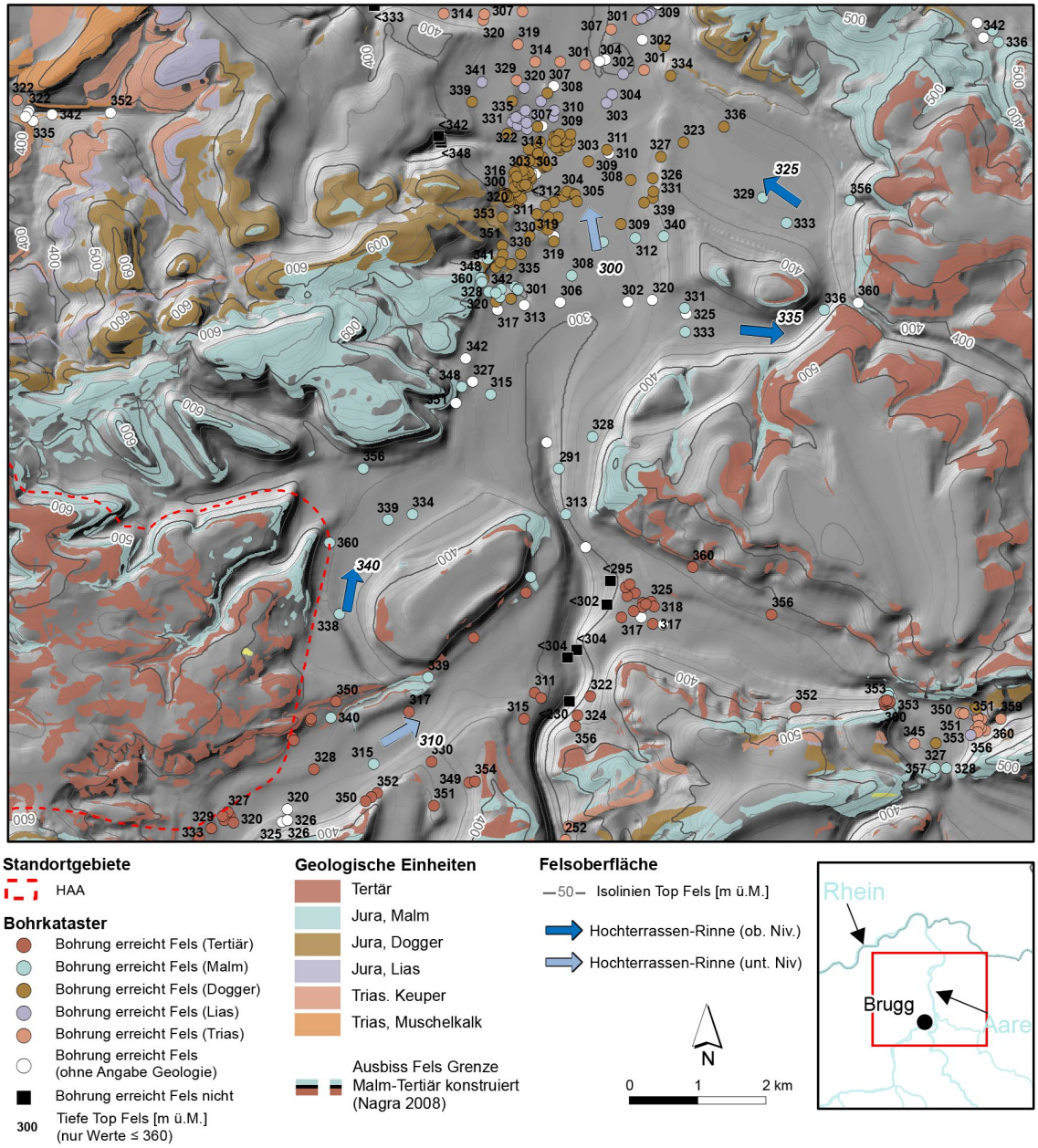


Fig. 5-11: Unteres Aaretal: Lithologie und Lage der Felsoberfläche.

Zahlen neben Hochterassenrinnen-Pfeilen zeigen die ungefähre Höhenlage der Rinnenbasis.

Die Betrachtung der drei Schlüsselgebiete erlaubt folgende Schlussfolgerungen im Hinblick auf die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis:

- Die Entwicklung der lokalen Erosionsbasis lässt sich lokal an Schlüsselstellen in groben Zügen rekonstruieren. In den im Bereich der drei HAA-Standortgebiete liegenden Regionen Schaffhausen (ZNO), Eglisau (NL) und unteres Aaretal (JO) ergibt sich so eine schrittweise Eintiefung mit Beträgen von total rund 200 – 250 m seit der Ablagerung der HDS vor 1.8 – 2.5 Millionen Jahren (Bolliger et al. 1996).
- Die Tieferlegung geschah in allen Regionen schrittweise, wobei der grösste Schritt der Übergang von der Basis der TDS zur Basis der Hochterrasse darstellt (100 – 200 m). Diese zeigt sich in den Regionen Schaffhausen und Eglisau deutlicher als im unteren Aaretal.
- Ähnlich wie die Deckenschotter sind auch die Hoch- und Niederterrassenschotter als Resultat mehrerer Glazial-Interglazial-Zyklen komplex aufgebaut. Die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis in den Fels fand innerhalb des Ablagerungszeitraums der Hoch- und Niederterrassen nur während beschränkten Zeiträumen statt. Dazwischen gab es zwar wiederholte Phasen von Aufschotterung und Einschneidung, aber auf höherem Niveau.
- Während der Hoch- und Niederterrassenzeit fand eine Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis um 10 – 40 m statt. Dieser Zeitraum umfasst mindestens die Zeit nach der Möhlin-Vergletscherung, gemäss Graf (2009a) könnten die Hauptrinnen, welche als Referenz für diese Absenkungsbeträge dienen im Gebiet Klettgau und im unteren Aaretal bereits vor der Möhlin-Zeit bestanden haben.
- Die letzte klare Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis fand im Bereich der HAA-Standortgebiete vermutlich in Zusammenhang mit der Beringen-Vereisung statt.

5.3 Das heutige Entwässerungssystem im nördlichen Alpenvorland im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung der lokalen Erosionsbasis

5.3.1 Einzugsgebiete und Charakteristika der wichtigsten Entwässerungssysteme im zentralen Alpenraum

Die zentrale Lage der Schweiz im Alpengebiet hat zur Folge, dass wichtige europäische Entwässerungssysteme dort ihren Ursprung haben (Fig. 5-12). Die Zentralalpen sind über verschiedene Hauptflusssysteme ans Meer angeschlossen:

- via Rhein an den Atlantik/Nordsee
- via Po und Etsch (Adria) sowie via Rhone (Ligurische See) ans Mittelmeer, und
- via Donau und Inn ans Schwarze Meer (Binnenmeer).

Diese Vorfluter haben als gemeinsame Basis den Meeresspiegel (0 m ü.M.). In Kap. 5.1 und 5.2 ist dargelegt worden, dass dieses Entwässerungssystem seit dem Miozän von starken Änderungen geprägt war, speziell das Rhein-Donau-System. Die einzelnen grossen Entwässerungssysteme unterscheiden sich signifikant in der Distanz vom Ursprung zum Vorfluter (Fig. 5-13). Während der Rhein eine Länge von 1'239 km hat, ist die Distanz der nicht mehr in den Alpen beginnenden Donau (2'857 km) die längste, dagegen sind der Po (652 km) und die Rhone (812 km) um einiges kürzer.

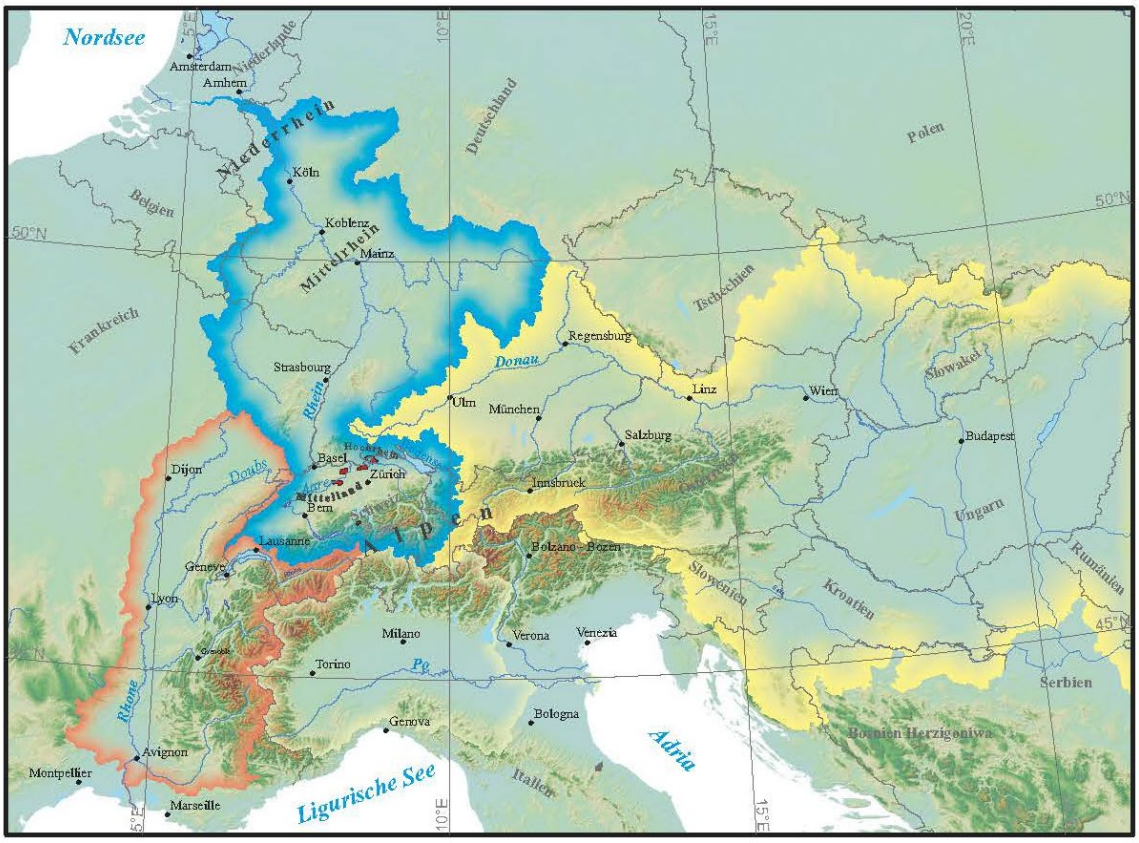


Fig. 5-12: Das europäische Entwässerungssystem mit Ursprung in den zentralen Alpen.
Die geologischen Standortgebiete liegen alle im heutigen Einzugsgebiet des Rheins.

Diese 4 Flüsse steuern die lokale Erosionsbasis in der Schweiz massgeblich. Die Flusslänge, in Zusammenhang mit der Ursprungshöhe hat einen Einfluss auf den Gradienten der Flüsse, speziell in ihren Oberläufen (Fig. 5-13). Der Gradient wiederum ist ein signifikantes Kriterium, um die rückschreitende Erosion zu charakterisieren. Durch das Abschneiden der Donau vom Rhein-Aare-System und schliesslich auch vom Alpenrhein (Kap. 5.1) wurde das Donau-Einzugsgebiet im Oberlauf von den eigentlichen Alpen abgeschnitten (Fig. 5-12), ausgenommen von glazialen Phasen, in welchen im Bodenseeraum am nordöstlichen Rand des Rheingletschers eine gewisse Entwässerung Richtung Donau noch möglich war. Das Einzugsgebiet des Rheins wurde entsprechend nach Osten und Süden vergrössert und umfasst heute grosse Teile der nördlichen Zentralalpen.

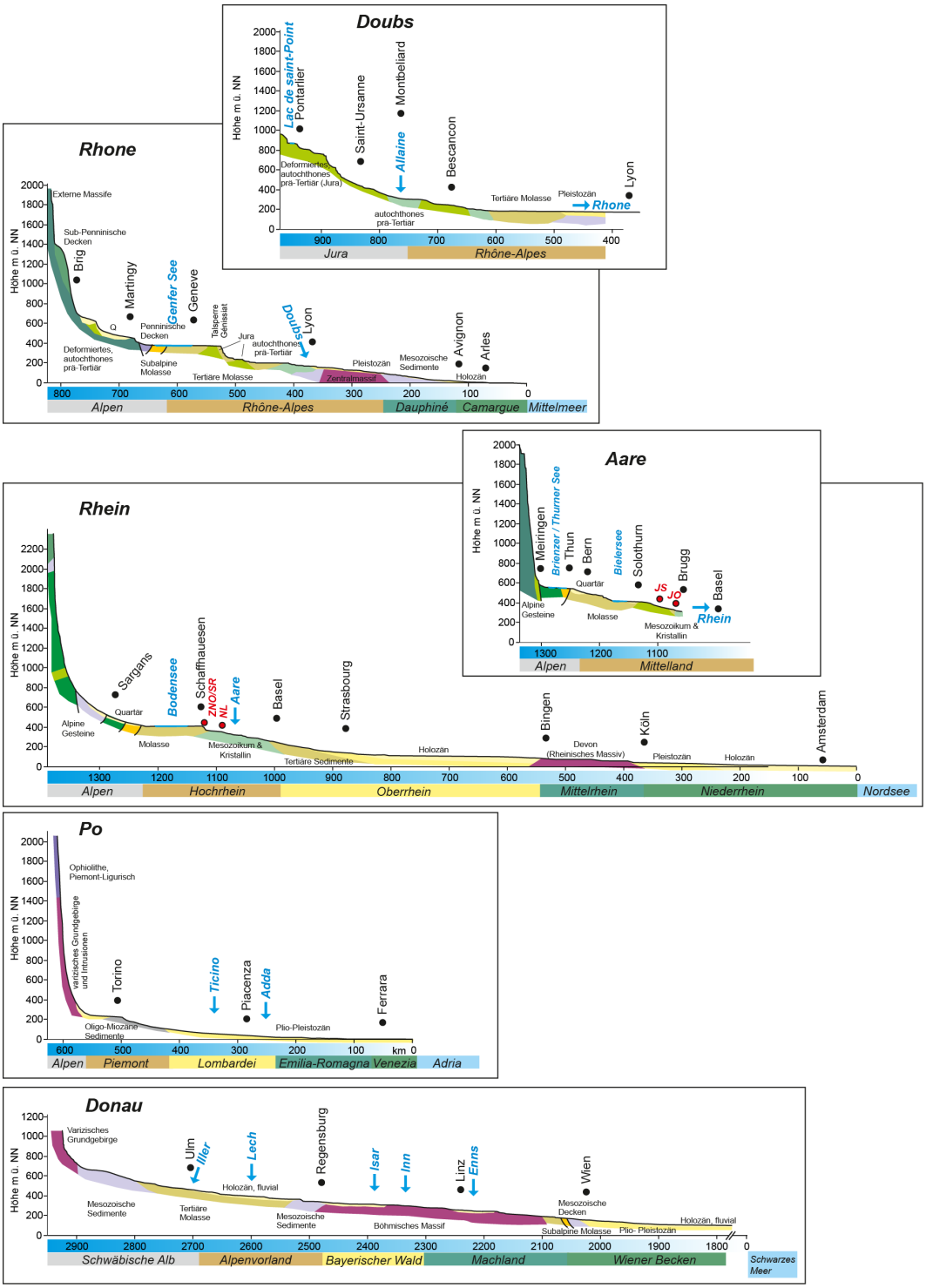


Fig. 5-13: Längsprofile der wichtigsten Flüsse in den Zentralalpen.

Vewendetes Höhenmodell: Swisstopo DHM25 (Schweiz) und ASTER GDEM 30 (Rest). Zur Profilkonstruktion wurde aus dem Höhenmodell mit einem 'Fill-Flow-Accumulation Algorithm' ein hydrologisches Modell erzeugt. Aufgrund von Auflösung und Vorgehen können Artefakte entstehen, z.B. Knickpunkte. Dies kann aufgrund von engen, flussnahen Topographien (z.B. im Hochrhein) und Staudämmen (z.B. Rhone-Talsperre Génissiat) geschehen. Hochauflösende Detailprofile der Flussläufe des Hochrheins und des unteren Aaretals vor dem Bau der Kraftwerke finden sich Pietsch & Jordan (2014).

Wie in Kap. 5.1 gezeigt, kann die Anbindung einer Region an ein Einzugsgebiet mit tieferer Erosionsbasis durch Flussanzapfung zu einer dramatischen und raschen Absenkung der lokalen Erosionsbasis führen. Im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers wird deshalb im Folgenden das Potenzial für ein solches Ereignis im Bereich der zu untersuchenden geologischen Standortgebiete abgeschätzt. Diese liegen heute alle im Einzugsgebiet des Rheins (Fig. 5-12), welches in seinen grossen Zügen seit ca. 0.7 Millionen Jahren in dieser Form existiert (Fig. 5-1).

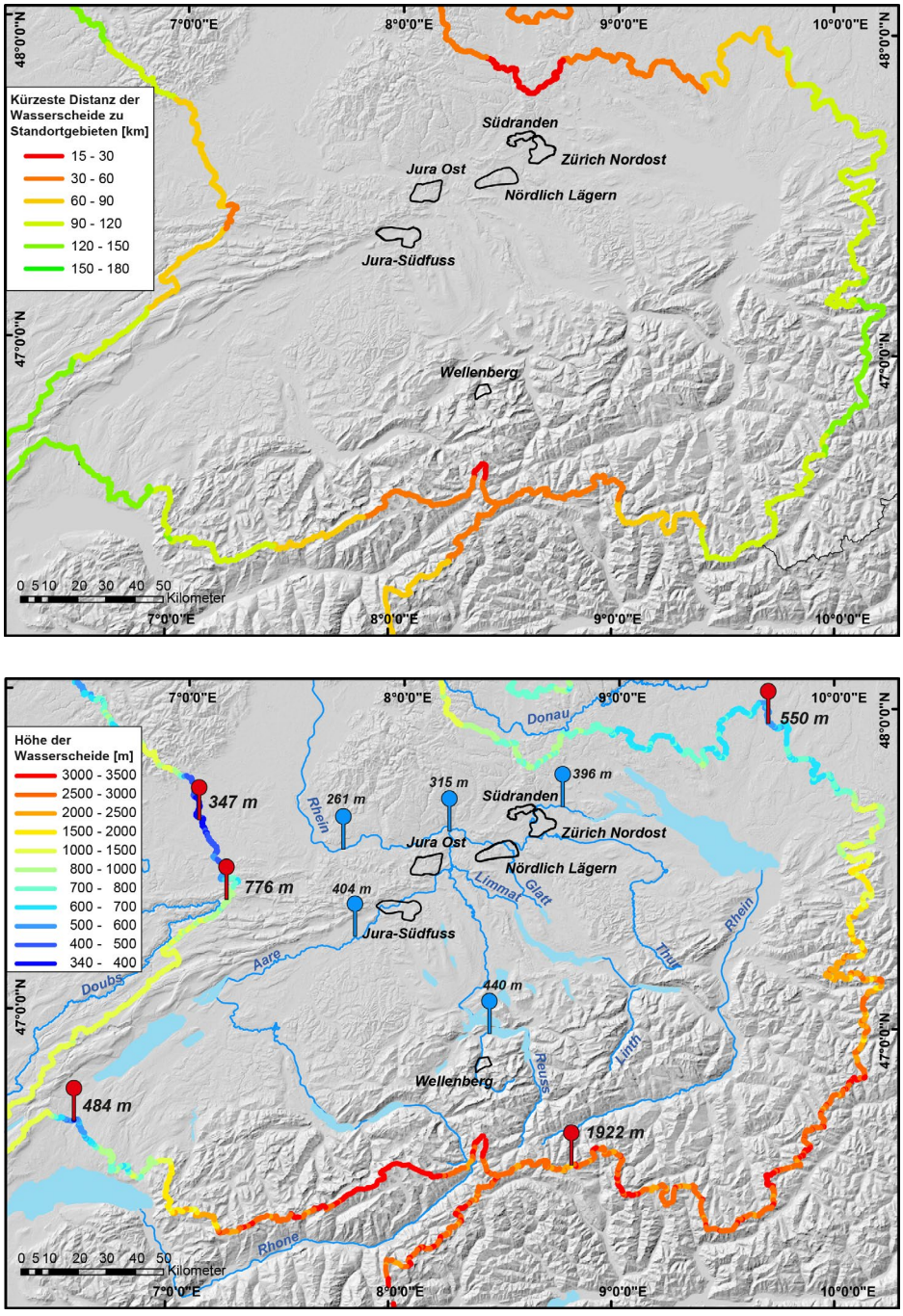


Fig. 5-14: Räumliche Distanz (oben) der Standortgebiete zur nächsten Wasserscheide und Höhe der Wasserscheide (unten).

Im Folgenden wird die Möglichkeit einer Anzapfung des Rheins oder der Aare durch die anderen Hauptentwässerungssysteme (Rhone, Donau, Po) betrachtet und deren mögliche Entwicklungsszenarien diskutiert. Die räumliche Distanz der Standortgebiete zu gleichen Höhenniveaus in anderen Einzugsgebieten variiert. Relevant ist aber unter dem Gesichtspunkt einer potenziellen Anzapfung nicht nur die räumliche Distanz sondern auch andere Faktoren, wie die zwischen zwei Einzugsgebieten liegende Topographie, die Höhe der Wasserscheide, der Flussgradient und die Form der existierenden Flussverläufe (Fig. 5-14).

Fig. 5-15a zeigt eine flächenhafte Darstellung der tiefsten Punkte (Minimaltopographie) der grossen Einzugsgebiete. In Fig. 5-15b sind die Residualtopographie (heutige Topographie minus der Minimaltopographie) sowie die Wasserscheiden mit lokalen Tiefpunkten dargestellt. Letztere zeigen Gebiete an, in welchen es am einfachsten zu Flussanzapfungen kommen könnte. Profile über die relevantesten Tiefpunkte der Wasserscheiden sind in Fig. 5-16 gezeigt. Aus Fig. 5-14 und 5-15 wird ersichtlich, dass die Topographie zwischen den Standortgebieten und dem Einzugsgebiet des Po gross ist (Alpen) und eine Flussanzapfung seitens des Po deshalb unwahrscheinlich ist. Grossräumige Verschiebungen der Entwässerungssysteme in den zentralen Alpen gab es letztmalig im Zeitraum des Oligözän/Miozän (Schlunegger et al. 2007). Für die Donau sind allgemein die kürzesten Distanzen zu den Standortgebieten der Nordschweiz zu verzeichnen, allerdings liegt das Einzugsgebiet der Donau im Oberlauf deutlich höher als dasjenige des Rheins (Fig. 5-15a und 5-16), was in der Vergangenheit ein Grund für die zunehmende Vergrösserung des Einzugsgebiets des Rheins zu Ungunsten der Donau war. Eine Anzapfung ist also auch hier unwahrscheinlich. Im Gegenteil ist zu erwarten, dass sich das Rhein-Einzugsgebiet in dieser Region weiter vergrössern wird. Dabei, wie vermutlich bereits in der Vergangenheit, dürfte der Grundwasserabfluss über ein Karstsystem von der Donau Richtung Rhein im oberen Einzugsgebiet eine wichtige Rolle spielen (Hötzl 1996).

Die Rhone weist mittlere Distanzen zu den Standortgebieten auf. Eine rückschreitende Erosion der Rhone Richtung Osten hat aufgrund eines geringeren Reliefunterschieds und der Ausrichtung entlang der Vorlandachse (sukzessive Verschiebung der Wasserscheide Aare-Rhone nach Osten) das höchste Potenzial für eine Flussanzapfung des Aare-Rhein-Systems. Die Distanz zum ligurischen Meer ist insbesondere für die westlichen Standortgebiete (Jura Ost und v.a. Jura-Südfuss) kürzer als die Distanz über den Rhein zur Nordsee. Heute liegt der Genfersee auf 372 m ü.M., die Wasserscheide westlich von Yverdon bei 450 m ü.M., die Aare bei Olten bei 395 m ü.M. und bei Brugg auf 335 m ü.M. Um die Wasserscheide bis ins Gebiet von Olten oder Brugg zu verschieben, müsste die Neigung der Rhone zwischen Lyon und Genf massiv kleiner werden. In einem ersten durchaus plausiblen Schritt würde die Aare im Seeland zur Rhone umgelenkt, was zur Folge hätte, dass die Erosionskraft im heutigen Unterlauf der Aare und im Rhein verringert würde und sich so die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis v.a. in den Standortgebieten Jura-Südfuss und Jura Ost verlangsamen würde. Für den für ein SMA-Lager relevanten Zeitraum von 100'000 Jahren erscheint die Wahrscheinlichkeit einer Verschiebung der Rhone-Aare-Wasserscheide bis in den Raum der geologischen Standortgebiete der Nordschweiz als vernachlässigbar gering. Auch über einen Zeitraum von 1 Million Jahren erscheint ein solches Ereignis für die nördlich des Faltenjuras gelegenen HAA-Standortgebiete unwahrscheinlich. Dafür wäre eine Absenkung des Mittelmeers wie im Fall der Salinitätskrise während dem Messinium oder eine signifikante Änderung der geodynamischen Situation über einen längeren Zeitraum nötig.

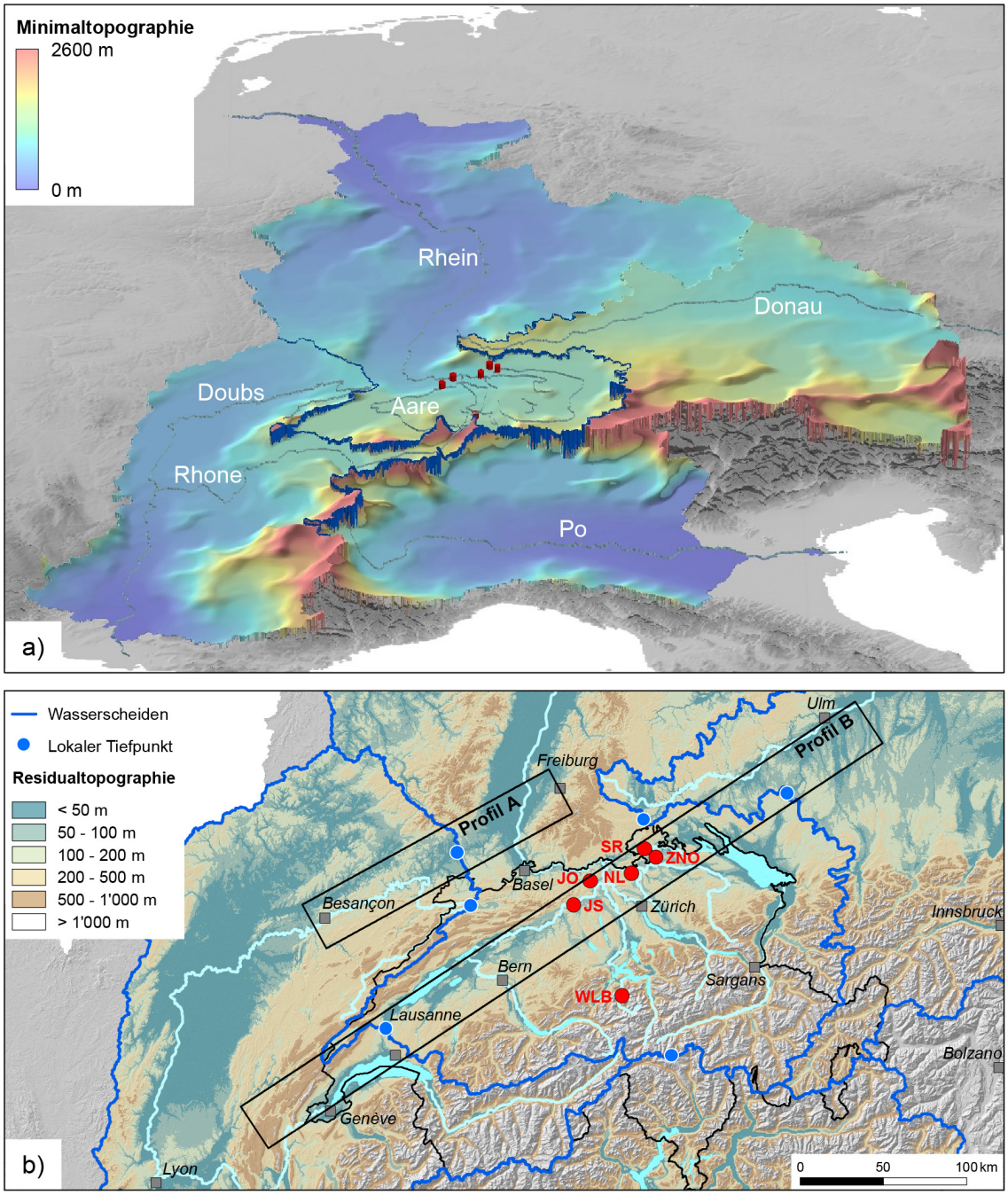


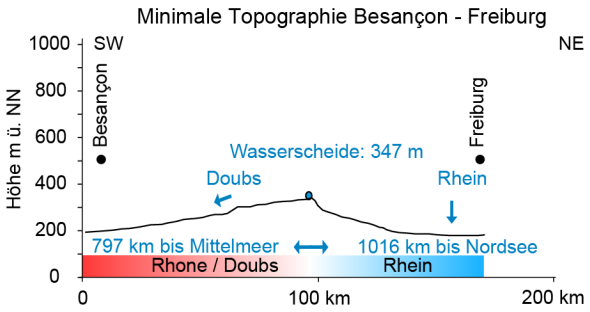
Fig. 5-15: Höhenlage der Hauptflüsse und Wasserscheiden in der Schweiz und Umgebung.

Verwendete Terrainmodelle: DHM25, ASTER GDEM 30[10]. (a) Minimaltopographie und Wasserscheiden. Die Minimaltopographie wird durch Rasterung der jeweils tiefstgelegenen Punkte in einem Radius von 30 km ermittelt. (b) Die Residualtopographie ergibt sich durch Subtraktion der Minimaltopographie von der Terrainoberfläche. Rechtecke zeigen die zwei Streifen entlang derer die in Fig. 5-16 gezeigten Profile berechnet wurden.

Die Minimaltopographie hat eine ähnliche Bedeutung wie die 'lokale Erosionsbasis', die Residualtopographie gleicht der 'lokalen Topographie' (vgl. Kap. 4). Die Berechnung von Minimal- und Residualtopographie ist aber für ein grosses Gebiet einfacher.

[10] Produkt von METI und NASA, http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/ (Stand 10.12.2014).

a)



b)

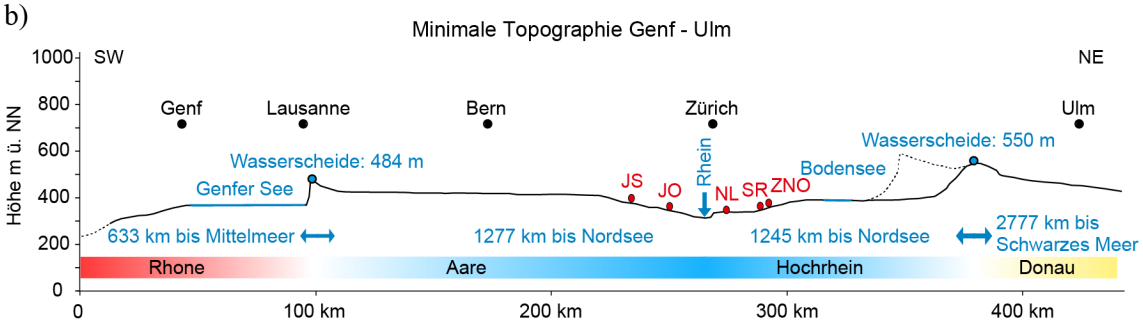


Fig. 5-16: Profilschnitte über die relevantesten Tiefpunkte der regionalen Wasserscheiden im weiteren Umfeld der Nordschweizer Standortgebiete.

Für die Generierung der Profilschnitte wurden die tiefsten Werte der Terrainoberfläche entlang der in Fig. 5-15 gezeigten Profilstreifen extrahiert. Die Lage der Standortgebiete wurde auf die Profilschnitte projiziert. Vewendete Terrainmodelle: Swisstopo DHM25 und ASTER GDEM 30[11].

Für den Rhein ergeben sich aus Fig. 5-15 und 5-16 kritische Punkte im Raum nördlich von Basel, wo die Höhe der Wasserscheide zwischen Doubs und Rhein minimal ist. Die gekrümmte Form der Topographie in Profil A von Fig. 5-16 zeigt, dass zurzeit eher eine Verschiebung der Wasserscheide nach Westen, das heisst eine Verkleinerung des Einzugsgebiets der Rhone zu Ungunsten des Rheins stattfindet.

Lokal, d.h. innerhalb des Rhein-Einzugsgebiets sind innerhalb der Nordschweiz v.a. in Zusammenhang mit Vergletscherungen Änderungen der Flussläufe denkbar. Solche Beispiele und deren Implikationen werden im Kapitel 'Entwicklung der lokalen Topographie' (Kap. 6) behandelt.

Im nachfolgenden Kapitel wird eingehender auf das für die Standortgebiete relevante Rhein-System eingegangen.

5.3.2 Das rezente Aare-Rheinsystem

Der Rhein untergliedert sich in fünf gross-geomorphologische Abschnitte (Fig. 5-17 und 5-18a). Der Abschnitt von der Quelle des Rheins (hier der Toma-See) bis einschliesslich des Bodensees, welcher als Alpenrhein betrachtet wird, hat sein Flussbett hauptsächlich in den geologischen Einheiten der Penninischen und Helvetischen Decken (Fig. 5-18a). Das stärkste

[11] Die Höhe der Wasserscheiden wird lokal aufgrund der limitierten Auflösung der verwendeten Höhenmodelle tendenziell leicht überschätzt.

Gefälle und der höchste Reliefunterschied werden in diesem Abschnitt erreicht. Des Weiteren zeichnet diesen Abschnitt eine Hebungstendenz aus mit räumlich variablen rezenten Raten bis ca. 1.5 mm/Jahr gegenüber einem Fixpunkt im Schwarzwaldkristallin am Rhein bei Laufenburg (Schlatter 2014). Der Bodensee als Sedimentfalle zwischen dem Alpenrhein und dem sich anschliessenden Hochrhein wird separat in Kap. 5.3.3 betrachtet. Der Hochrhein markiert den Rheinlauf vom Bodensee bis Basel (Fig. 5-17 und 5-18a) und fliesst in E-W-Richtung durch Einheiten der tertiären Molasse, des autochthonen prä-Tertiärs und teilweise des variszischen Kristallins. Markant in diesem Abschnitt sind verschiedene Knickpunkte (z.B. Rheinfall bei Schaffhausen, Schwelle bei Laufenburg; Beilage 18 in Pietsch & Jordan 2014). Ab Basel biegt der Rhein in den NNE-SSW-verlaufenden, zwischen Schwarzwald und Vogesen eingebetteten, Oberrheingraben ein. Dieser ist verfüllt mit miozänen bis holozänen marinen, deltaischen und fluviatilen Lockergesteinen. Aufgrund eines steten Absinkens ist v.a. der südliche Teil des Oberrheingrabens durch einen relativ hohen Gradienten gekennzeichnet. Ab Bingen fliesst der Rhein (Mittelrhein) durch das sich hebende paläozoische Rheinische Schiefergebirge, in welches er sich mit max. 0.25 mm/Jahr eintieft. Diese Eintiefung des Rheins bzw. die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges (Rheinisches Massiv) ist durch datierte Terrassen dokumentiert (Meyer & Stets 2002). Im Anschluss an das Rheinische Massiv fliesst der Rhein als Niederrhein bis zum Vorfluter (Nordsee) auf miozänen / quartären deltaischen bis marinen Sedimenten. Aufgrund der geringen Neigung des Niederrheins und vorrangig der Hebungstendenz des Rheinischen Schiefergebirges ist das eigentliche Vorfluter-Niveau des Rheins um den Punkt Bingen gegeben. Dieser Zustand wird mit grosser Wahrscheinlichkeit auch in Zukunft seine Gültigkeit besitzen, unter der Annahme, dass die Hebungstendenz des Rheinischen Schiefergebirges und die Absenkungstendenz des Oberrheingrabens beibehalten werden.

Von entscheidender Bedeutung ist daher der Abschnitt Bingen – Bodensee. Der Grossteil der Sedimentfracht aus dem Alpenrhein, der einen Einfluss auf das gesamte Rheinsystem haben könnte, wird im Bodensee bis zu dessen Auffüllung abgelagert werden. Dieser Effekt ist im nächsten Kapitel ausführlich diskutiert. Danach wird auf die Abschnitte Stein am Rhein – Basel und Basel – Bingen eingegangen.

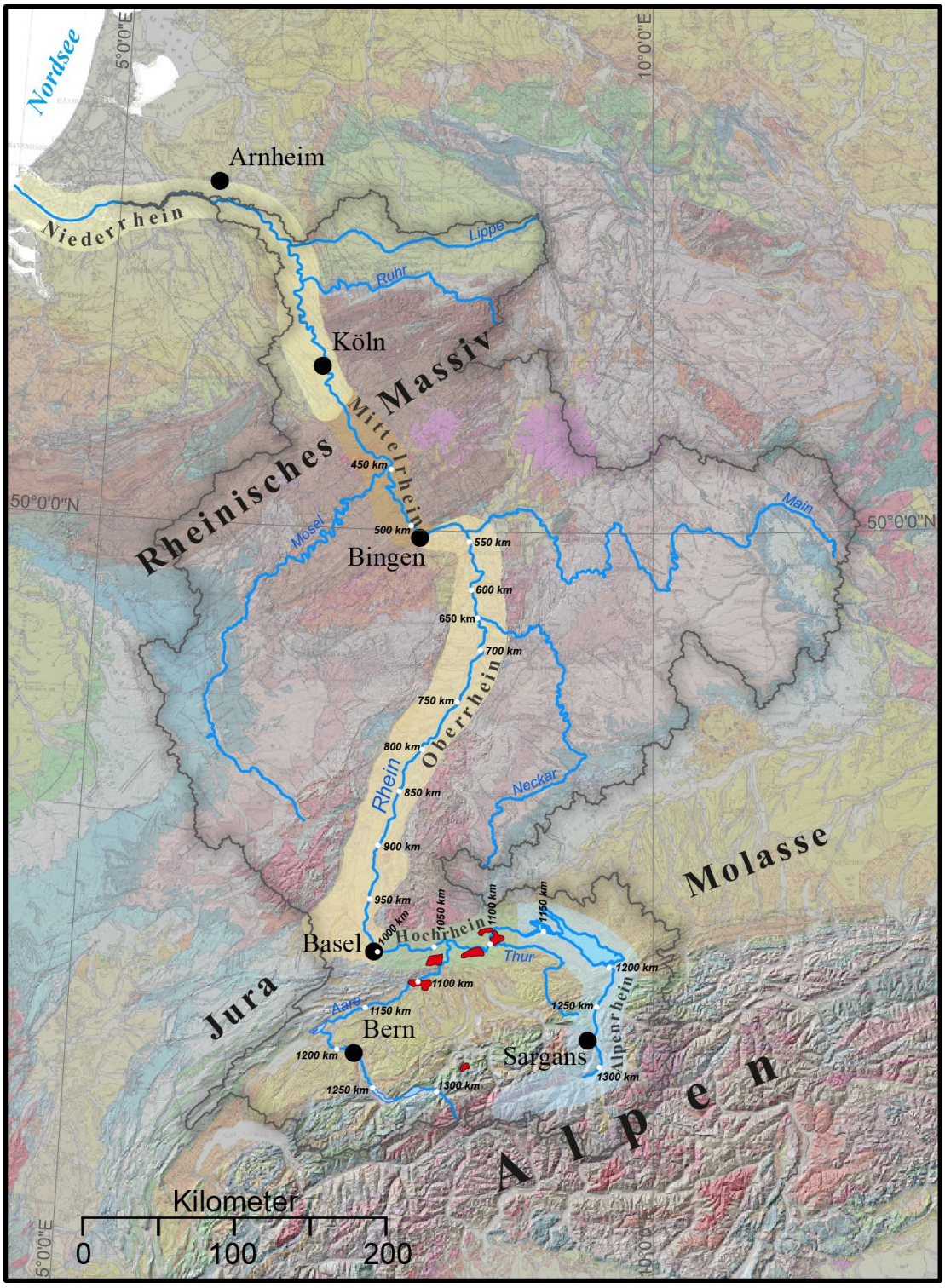


Fig. 5-17: Geologisch-morphologische Übersicht des Rheins.

Geologische Karte Europas (Asch, 2003) mit Standortgebieten und dem Rhein-Einzugsgebiet.

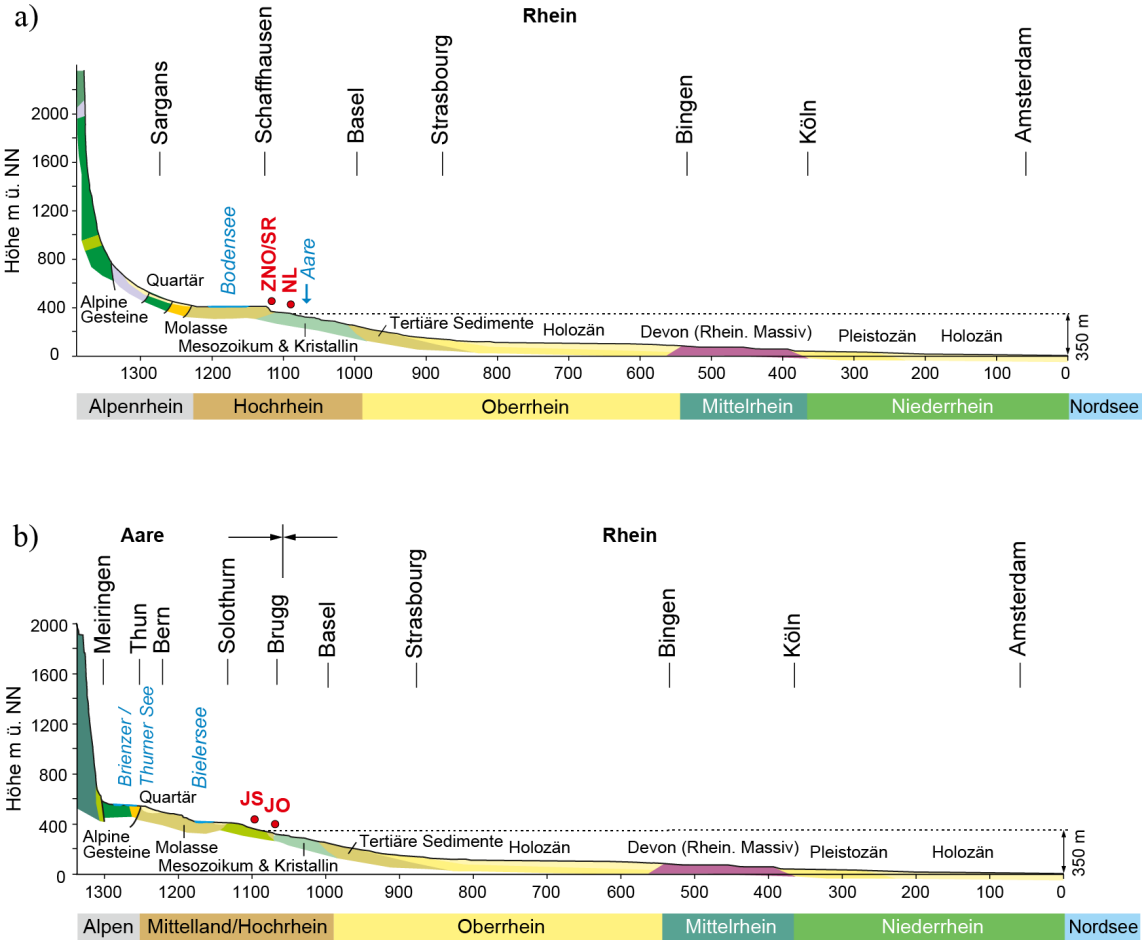


Fig. 5-18: Heutige Längsprofile von Rhein (a) und Aare-(Rhein) (b) von den Alpen bis zur Nordsee.

Vewendetes Höhenmodell: Swisstopo DHM25 (oberhalb von Basel) und ASTER GDEM 30 (Rest). Detailliertere Flussprofile des Hochrheins zwischen Bodensee und Basel bzw. des Unterlaufs der Aare finden sich in Beilage 18 und 19 von Pietsch & Jordan (2014).

5.3.3 Der Effekt des Bodensees und anderer Alpenrandseen

Die Entstehung und Entwicklung des Bodensees hat einen entscheidenden Einfluss auf das Erosionsverhalten des Rheins. Die Anlage des Bodensees als Sedimentsenke geht zurück auf multiple Vorstösse des Rheingletschers im Pleistozän. Dieser Prozess ging einher mit dem Umlenken des Alpenrheins von der Donau zum Hochrhein nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter (Kap. 5.1) und einer zunehmenden Tieferlegung des Zentrums des Bodenseebeckens (Keller, 1994). Der heutige Bodensee ist eingeschnitten in die Sedimente der miozänen Oberen Süsswassermolasse. Seine heutige Form ist während des letzten Glazials vor ca. 20'000 Jahren entstanden.

Nach jeder Tieferlegung des Bodenseebeckens ist der (Ur)Bodensee jeweils eine Senke für jeglichen Feststoffeintrag und Sedimente aus dem Alpenrhein gewesen, in der Regel zu spätglazialen und interglazialen Zeiten. Dieser Zustand ist heute ebenfalls vorherrschend und

bestimmt somit die erosiven Eigenschaften des Hochrheins im Unterlauf des Bodensees. Effektiv entkoppelt der Bodensee den Alpenrhein vom Hochrhein.

Der Alpenrhein kann als gradierter Fluss betrachtet werden, d.h. sein Flusslängsprofil befindet sich grob gesehen im Gleichgewicht bzgl. Erosion, transportierbarem Material und Fliessenergie (Hebung und Senkung). Das in Flussrichtung flacher werdende Flussprofil des Alpenrheins wird durch den Bodensee abgeschlossen. Ein zweiter Abschnitt mit einem mehr oder weniger gradierten, in Abflussrichtung flacher werdenden Flussprofil besteht für den Abschnitt Hochrhein bis Bingen. Das aktuelle Flussprofil stellt keinen langfristigen stabilen Gleichgewichtszustand dar, da sich der Fluss immer wieder an die, mit den glazialen/interglazialen Zyklen verbundenen, starken Änderungen in der Sedimentdynamik anpassen muss. Die Zeitdauer der glazial-interglazialen Zyklen ist im Allgemeinen zu kurz für das Erreichen eines wirklichen Gleichgewichtszustands (Hinderer 2001, 2003).

Eine Verlandung des Bodensees hätte zur Folge, dass der Alpenrhein und der Hochrhein flussdynamisch gekoppelt würden und als Ganzes ein Profil im Gleichgewicht anstreben würden. Die für dieses System entsprechende regionale Erosionsbasis, wäre im Wesentlichen das Niveau in Bingen, wie weiter oben diskutiert. Berechnungen zur Verlandung des Bodensees aufgrund von spätpleistozänen, holozänen und modernen Füllraten prognostizieren eine Füllzeit von ca. 22'600 Jahren (Fig. 5-19; Hinderer 2005).

Untersuchungen in anderen perialpinen Seen lassen vermuten (Einsele & Hinderer 1997, Hinderer 2001), dass dort ähnliche Verlandungszeiten wie die prognostizierte für den Bodensee zu erwarten sind (10'000 – 20'000 Jahre)[12]. Kürzere Verlandungszeiten sind für proximale Seen im alpinen Raum zu erwarten. Dies aufgrund eines höheren Sedimenteintrags und kleinerer Überflutungsräume. Diese Theorien nehmen konstante heutige Verhältnisse in Bezug auf Tektonik und Klima an, des Weiteren ist der anthropogene Einfluss nicht berücksichtigt.

Eine Auffüllung des Bodensees würde dazu führen, dass einerseits mehr und gröberes Sediment aus den Alpen in den Hochrhein und Oberrheingraben transportiert und dort abgelagert wird, was tendenziell zu einer verstärkten Akkumulation im südlichen Oberrheingraben und einer Verflachung der Gradienten führen würde. Die grösseren Korngrössen haben aber auch einen Einfluss auf die Erodierbarkeit, was zu einer effizienteren Abtragung der lithologischen Knickpunkte im Hochrhein führen könnte. Flussaufwärts Richtung Alpen ist nach einer Tieferlegung der Felsschwelle bei Schaffhausen von einer raschen Rückerosion durch die durch Lockergestein dominierten Gebiete des verfüllten Bodensees und des Alpenrheins zu rechnen.

[12] Klemenz (1993) gibt für die Verlandung des Vierwaldstättersees einen Zeitraum vom 19'000 – 46'000 Jahren an.

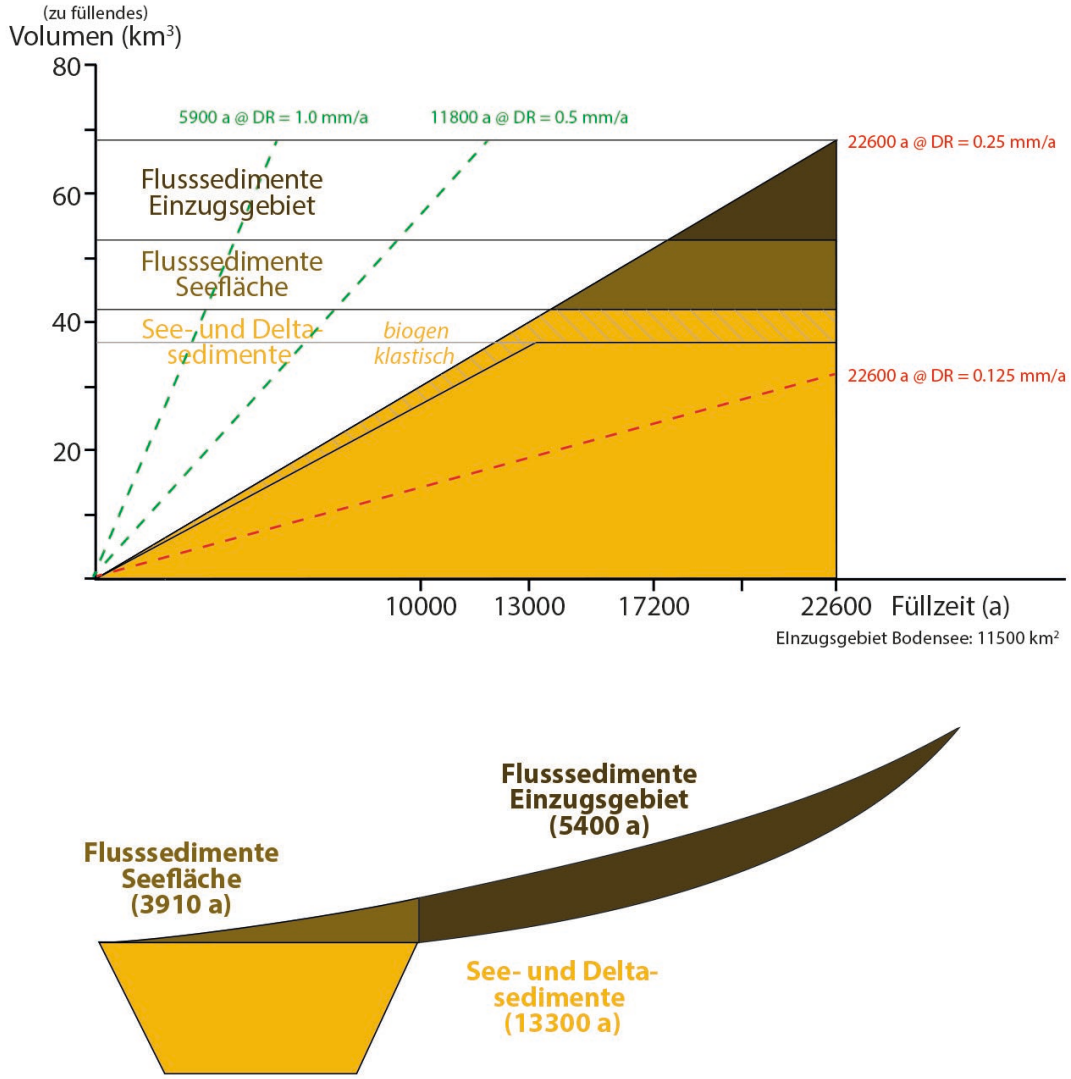


Fig. 5-19: Die prognostizierte Verlandung des Bodensees basierend auf spätpleistozänen, holozänen und modernen Füllraten (nach Hinderer 2005).

Die untere Abbildung zeigt die zu füllenden See- und Flussabschnitte (schematisch). Neben dem eigentlichen Verlanden des heutigen Seebeckens ist zum Erreichen eines equilibrierten Flusslängsprofils des Rheins auch noch der Flusslauf im Einzugsgebiet und über dem See zu verfüllen. Unter Annahme heutiger Erosions- und daraus resultierender Sedimentfüllraten wären für das Seebecken 13'300 Jahre und für die Flusssedimente im Einzugsgebiet und über der Seefläche 5'400 bzw. 3'910 Jahre nötig. Die obere Abbildung zeigt die Dauer der Verlandung des Bodensees und Auffüllung des Einzugsgebiets (ca. 68 km^3) in Abhängigkeit von verschiedenen Füllraten (DR: Denudationsrate).

5.4 Schlussfolgerungen in Bezug auf die zukünftige Entwicklung der lokalen Erosionsbasis

Bezüglich der zukünftigen Entwicklung der lokalen Erosionsbasis erscheinen folgende in diesem Kapitel behandelte Punkte von besonderer Bedeutung:

- Neben der Kompensation von Hebung ist ein Teil der Einschneidung der Hauptflüsse in den letzten 5 – 10 Millionen Jahren auf exogene Prozesse zurückzuführen. Dabei spielte insbesondere die Umlenkung der Aare-Donau zum Doubs und schliesslich zum Rhein eine wichtige Rolle. Die dadurch verursachte Einschneidung beträgt mindestens 200 m.
- In Zusammenhang mit Flussanzapfungen können insbesondere bei grossen Niveauunterschieden hohe Einschneideraten erreicht werden (Beispiel Wutach-Umlenkung).
- Für den Betrachtungszeitraum wird nicht erwartet, dass die geologischen Standortgebiete der Nordschweiz vom Aare-Rhein-System an ein anderes Flusssystem mit tieferer Erosionsbasis angebunden werden.
- Seit der Ablagerung der HDS vor ca. 2 Millionen Jahren betrug die Einschneidung im Bereich der Standortgebiete der Nordschweiz 200 – 250 m. Nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter wurde die lokale Erosionsbasis maximal 100 – 200 m in den Fels eingetieft.
- Bei der Eintiefung der lokalen Erosionsbasis nach der Ablagerung der TDS könnte die Umlenkung des Alpenrheins vom Donau- ins Rheinsystem und/oder die *Mid Pleistocene Transition* eine wichtige Rolle gespielt haben (Veränderung der fluviatilen Erosionskraft in den Haupttälern).
- Seit der Möhlin-Vergletscherung wurde die lokale Erosionsbasis im Bereich der geologischen Standortgebiete der Nordschweiz um 10 – 40 m abgesenkt.
- Einschneideraten waren in der Vergangenheit nicht kontinuierlich. Während längerer Zeit betraf die periodische Aufschotterung und Einschneidung nur das Lockergestein, dazwischen kam es aber während einem beschränkten Zeitraum zu erhöhten Einschneideraten in den Fels und einer damit verbundenen ausgeprägten Absenkung der lokalen Erosionsbasis. Für die nächsten 10^5 Jahre ist demnach einerseits denkbar, dass es zu keiner Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis kommt. Andererseits könnten die nächsten 10^5 Jahre in einen Zeitraum mit erhöhter Einschneidung fallen. Um den zweiten Fall von 'kurzfristig' erhöhten Raten abzudecken, muss bei der Beurteilung der Entwicklung für ein SMA-Lager ein Fall mit erhöhten Erosionsraten berücksichtigt werden.
- Bis zur Auffüllung des Bodensees (geologische Standortgebiete Südranden, Zürich Nordost, Nördlich Lägern) bzw. der anderen Alpenrandseen (geologische Standortgebiete Jura Ost, Jura-Südfuss, Wellenberg) dürfte die Einschneidung der Hauptflüsse in den Fels gering bleiben.
- Nach der Auffüllung des Bodensees wird mehr Sediment in den Hochrhein und in den Oberrheingraben exportiert. Dadurch können die lithologischen Schwellen, insbesondere der Rheinfall, deutlich effizienter abgetragen werden.

6 Entwicklung der lokalen Topographie

In einem ersten Schritt werden in diesem Kapitel typische Denudationsraten, d.h. durchschnittliche Erosionsraten über ganze Einzugsgebiete, betrachtet (Kap. 6.1). Dabei werden Unterschiede zwischen verschiedenen Regionen (z.B. Alpen, Alpenvorland, Schwäbische Alb) und zwischen verschiedenen Lithologien aufgezeigt.

In einem zweiten Schritt (Kap. 6.2) wird die vergangene Entwicklung der lokalen Topographie in der Nordschweiz betrachtet und die kritischsten Prozesse im Hinblick auf Erosionsszenarien diskutiert. Dabei geht es vor allem um die lokale Verlegung bzw. Neuanlage von Tälern in Zusammenhang mit Gletschervorstössen.

In Kap. 6.3 wird schliesslich die rezente Topographie und Geologie der Nordschweiz bzw. der dort gelegenen Standortgebiete in Bezug auf die Entstehung von neuen Tälern (Durchbruchsrinnen) analysiert.

6.1 Denudationsraten

Einführung

Betrachtet man die globale Verteilung der Denudationsraten, so ergeben sich im Allgemeinen die tektonischen Rahmenbedingungen (aktiv/inaktiv) und die klimatische Zonierung als wichtigste Steuerungsfaktoren. Aus letzterem folgt, dass Denudationsraten an die geographische Breite, das Relief, die Exposition und auch den Niederschlag gekoppelt sind. So kann in einer ersten Näherung gesagt werden, dass Denudationsraten in Gebieten mit nivalem und aridem Klima eher gering sind, während sie in tropischen Gebieten mit hohen Verwitterungsraten oder in steilem Gebirge hoch sind (vgl. dazu z.B. Milliman & Meade 1983, Chorley et al. 1984, Ludwig & Probst 1998, Portenga & Bierman 2011). Lokal betrachtet werden Denudationsraten zusätzlich kontrolliert durch die Gesteinsart, die Vegetation, Phänomenen wie Permafrost oder der Art der geomorphologischen Prozesse, die häufig durch die Topographie bedingt sind.

Die verschiedenen bekannten Methoden zur Quantifizierung der flächenhaften Denudation unterscheiden sich durch stark variierende Integrationszeiten. So sind Raten mittels Sedimentfrachtenbestimmung in Flüssen über die letzten Dekaden integrierend (Hinderer et al. 2013, Walling & Webb 1996). Dagegen mittelt die kosmogene Nuklidmethode[13] Zeiträume von mehreren hundert Jahren bis zu mehreren 10^5 Jahren (von Blanckenburg 2005, Wittmann et al. 2007). Die Sedimentbudgetanalyse in stratigraphischen Einheiten nimmt eine Zwischenstellung durch die Integration von ca. $10^5 – 10^6$ Jahren (Einsele 1992, Kuhlemann et al. 2002) ein. Auch Spaltspurenmethoden, welche die Abkühlungsgeschichte des Untergrunds widerspiegeln, werden oft zur Ermittlung von langfristigen Denudationsraten über Zeiträume > 10^6 Jahren genutzt (Summerfield et al. 1994, Vernon et al. 2008; Fig. 6-1). Dabei ist allerdings zu beachten, dass auch die Einschneidung eines Tals zu einer Abkühlung im Untergrund führt und die Abkühlalter nicht in jedem Fall geeignet sind, um flächenhaft gemittelte Denudationsraten abzuschätzen.

[13] Während die Sedimentfracht- und Sedimentbudgetmethode das Ablagerungssignal in eine Denudationsrate umwandelt, quantifizieren die kosmogene Nuklidmethode und Spaltspurenmethode direkt die Denudation im Herkunftsgebiet.

Denudationsraten in den Alpen und im alpennahen Vorland

In den Alpen, dem Alpenvorland und den angrenzenden, für die Nordschweiz relevanten Gebieten sind diesbezüglich verschiedene Quantifizierungen in den letzten Jahren vorgenommen worden (z.B. Hinderer et al. 2013, Vernon et al. 2008, Willett 2010, Wittmann et al. 2007)[14].

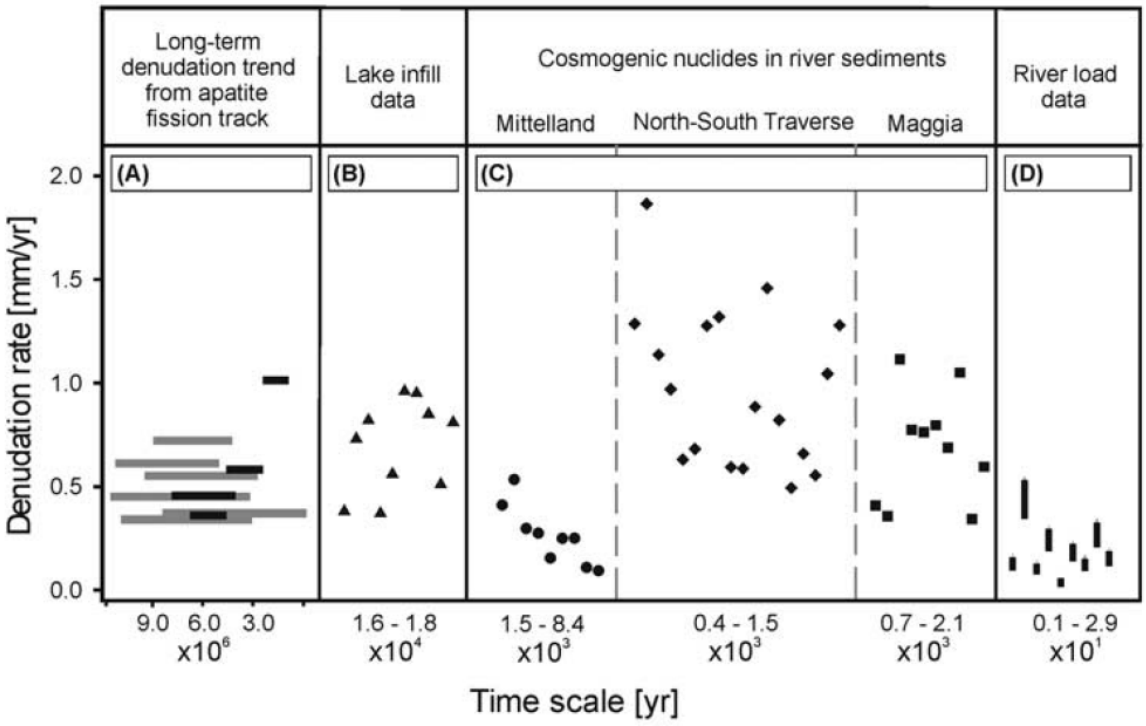


Fig. 6-1: Zusammenstellung der Denudationsraten im Alpenraum mittels verschiedener Methoden (Wittmann et al. 2007).

Unterschiede gibt es einerseits zwischen den unterschiedlichen Betrachtungszeiträumen (x-Achse), andererseits aber auch zwischen den betrachteten Regionen (erhöhte Raten in den Zentralalpen). Die unter 'Mittelland' gezeigten Datenpunkte stammen aus dem hügeligen alpennahen Vorland (Napf- und Sensegebiet).

Sedimentfrachten und kosmogene Nuklide detektieren dabei Prozessraten, die eine postglaziale Signatur aufweisen, d.h. sie sind geprägt von glazialen und fluviatilen Landschaften und Prozessen. Diese Methoden ergeben in den Alpen Denudationsraten von 0.5 – 1.5 mm/Jahr und im Vorland meist unter 0.3 mm/Jahr (Fig. 6-1). Die Raten korrelieren mit der heutigen Topographie und modernen Hebungsraten (Wittmann et al. 2007), spiegeln aber auch klimatisch gesteuerte Prozesse wider (Hinderer 2013, Schaller et al. 2001, Wittmann et al. 2007). Tendenziell sind die Raten aus der Sedimentfrachtmethode geringer, was mit dem kürzeren Integrationszeitraum und dem damit verbundenen Nichtauftreten von episodischen Ereignissen mit hoher Magnitude in Verbindung gebracht wird.

[14] Kompilationsstudien zu Erosionsraten können durch eine gewisse Systematik in der Beprobungsstrategie beeinflusst sein und widerspiegeln deshalb nicht in jedem Fall ein repräsentatives Bild für eine grössere Region. So werden Proben für thermochronologische Untersuchungen im Feld vergleichsweise häufig in Regionen entnommen, wo ein Mindestmass an Exhumation erwartet wird und deshalb an der Oberfläche mit zurückversetzten Altern zu rechnen ist. Deshalb werden insbesondere die sich schnell hebenden Gebiete beprobt und datiert, d.h. es gibt einen "sampling bias".

Denudationsraten in Gebieten vergleichbar mit der Nordschweiz

Für den Bereich der Nordschweiz liegen keine direkten Daten zur flächenhaften Erosion vor. Vergleichend können angrenzende Gebiete und solche mit ähnlichen topographischen Eigenschaften herangezogen werden.

Mittelfristige Denudationsraten, basierend auf der kosmogenen Nuklidmethode für Flusseinzugsgebiete im nördlich der Standortgebiete gelegenen Schwarzwald, ergaben Raten zwischen 0.011 und 0.122 mm/Jahr (Glotzbach et al. 2013). Holozäne Sedimentbudgetstudien ergaben Raten von ca. 0.050 mm/Jahr (Seidel & Mäckel 2007). In der angrenzenden Region der Schwäbischen Alb wurden ähnlich geringe Raten von 0.063 – 0.074 mm/Jahr mittels photogrammetrischen Methoden ermittelt (Abel et al. 2000, Strasser et al. 2010). Für den im südwestdeutschen Raum entwässernden Neckar ergeben sich kosmogene Denudationsraten von 0.047 – 0.112 mm/Jahr, die sich mit Sedimentfrachtraten von 0.023 – 0.093 mm/Jahr vergleichen lassen (Schaller et al. 2001).

Für das Rheinische Schiefergebirge weiter nördlich wurden kosmogene Denudationsraten von 0.047 – 0.065 mm/Jahr ermittelt (Meyer et al. 2010), während kurzeitig integrierende Raten, ermittelt an Sedimentfrachten, nur 0.009 – 0.025 mm/Jahr ergaben.

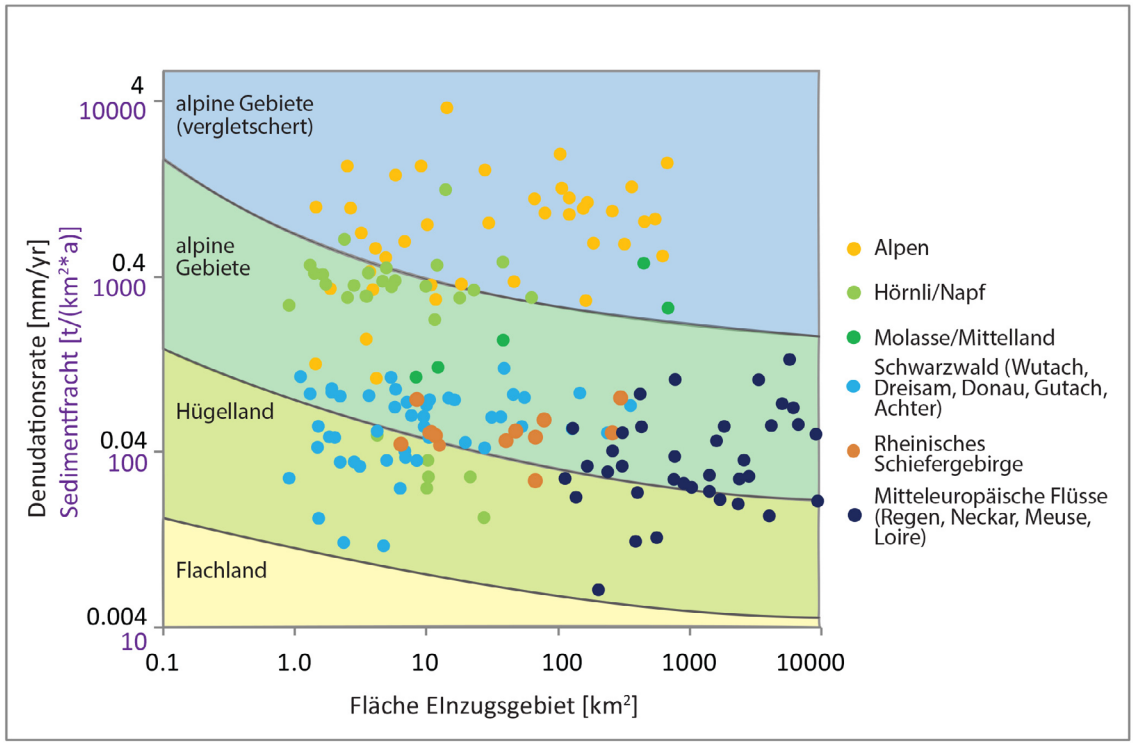


Fig. 6-2: Die flächenhafte Erosion in den Alpen, dem Alpenvorland, Schwarzwald und dem Rheinischen Schiefergebirge.

Die Abbildung zeigt die Denudationsraten (mm/Jahr) in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgrösse basierend auf der kosmogenen Nuklidmethode. Der von der Methode integrierte Zeitraum variiert von ca. 125'000 Jahren für Erosionsraten von 0.004 mm/Jahr bis 125 Jahren für Erosionsraten von 4 mm/Jahr. Datengrundlage: Buechi et al. 2014, Glotzbach et al. 2013, Meyer et al. 2010, Morel et al. 2003, Norton et al. 2008, Schaller et al. 2001, Wittmann et al. 2007). Die Klassifikation der Landschaften folgt Einsele & Hinderer (1997).

Fig. 6-2 fasst die Denudationsraten aus den Alpen und dem süddeutschen Raum für die kosmogene Nuklidmethode zusammen. Anzumerken ist, dass für geringe Raten höhere Integrationszeiten existieren. So sind z.B. für die Raten um 0.04 mm/Jahr Integrationszeiträume von 15'000 Jahren anzusetzen, für die tiefsten Raten um 0.01 mm/Jahr bis zu 60'000 Jahren. Das hat zur Folge, dass ein Teil der Raten über den Zeitraum der letzten Eiszeit hinweg integrieren, während andere nur das Spätglazial und das Holozän betrachten.

Schlussfolgernd aus dieser Zusammenfassung von Denudationsraten aus der Schweiz und aus dem Süddeutschen Raum kann angenommen werden, dass in den Standortgebieten mit durchschnittlichen, mittelfristig integrierenden Denudationsraten von kleiner als 0.1 mm/Jahr ausgegangen werden kann. Es ist anzumerken, dass in Gebieten mit höherem lokalen Relief bzw. hoher rückschreitender Erosion die durchschnittlichen Denudationsraten kurzfristig und lokal variieren können. Dies ist zum Beispiel anzunehmen für die in früheren Kapiteln dargestellten Prozesse einer Flussanzapfung des Doubs-Rhein-Systems oder der Wutach (Kap. 5.1.).

Effekt der Lithologie

Ebenfalls von Bedeutung ist die Erodierbarkeit des Substrats (Kühni & Pfiffner 2001, Salcher et al. 2014). Aufgrund methodischer Restriktionen sind aber weite Teile der Alpen und des Vorlands momentan nicht mit der kosmogenen Nuklidmethode quantifiziert u.a. da nicht überall genügend quarzführende Sedimente vorhanden sind. Für die Ostalpen in Österreich (Norton et al. 2011) und die Schweizer Alpen (Wittmann et al. 2007) werden Variationen zwischen diversen Gesteinstypen verzeichnet, allerdings ohne eindeutigen Trend. Ausserdem überlagern topographische Effekte und Hebungseffekte (Molasse im flachen, glazial weniger überprägten Vorland, Granite in glazial überprägten, steilen Regionen) die lithologischen Effekte. Es ist aber bekannt, dass unterschiedliche Lithologien eine unterschiedliche Ausprägung ihrer Hangneigungen haben und dass Denudationsraten diesem Trend folgen (Kühni & Pfiffner 2001, Salcher et al. 2014). So postulieren Korup & Schlunegger (2009) diese Abhängigkeit in den östlichen Schweizer Alpen[15]. In der Nordschweiz liegen dafür keine Daten vor.

Landschaften mit einem hohen Anteil an kalkigen Gesteinen, in denen unterirdischer Abfluss und chemische Verwitterung und Erosion (Lösungsfracht) gegenüber der mechanischen Erosion dominieren (Hinderer et al. 2013), sind aufgrund der Erosionsprozesse langzeitlich schwieriger zu quantifizieren. Die totalen Denudationsraten in karbonathaltigen Einzugsgebieten sind tendenziell im Mittel < 0.1 mm/Jahr (Hinderer et al. 2013).

Für die geologischen Standortgebiete kann aufgrund der fehlenden Datenbasis nur über Analogien gemutmasst werden. Bereits die Oberflächenmorphologie und die Profile der Hauptflüsse (Pietsch & Jordan 2014) weisen auf eine unterschiedliche Erodierbarkeit hin. Es ist anzunehmen, dass die verschiedenen Gesteine unterschiedliche Denudationsraten zur Folge haben, deren Magnitude in glazial nicht oder nur schwach überprägten Gebieten im Rahmen der oben erwähnten Bereiche liegen dürfte.

[15] Die Studie basiert auf Kartierungen von Bergsturz- und Murgangvolumina, wo Schiefer deutlich (4×) höhere Raten als kristalline Gesteine aufweisen. Allerdings umfasst die flächenhafte Abtragung weit mehr als nur episodische Prozesse wie Bergstürze- und Murgänge.

6.2 Vergangene Entwicklung der lokalen Topographie in der Nordschweiz

Im Hinblick auf die Abschätzung der zukünftigen Erosion sind vor allem Prozesse relevant, welche zu einem raschen Abtrag der lokalen Topographie führen. Während in unvergletscherten Gebieten mit einem gewissen Relief und einem stabilen Hauptentwässerungsnetz[16] das lokale Entwässerungssystem im für ein geologisches Tiefenlager betrachteten Zeitraum (10^5 – 10^6 Jahre) relativ stationär ist und sich lateral nur langsam, z.B. aufgrund von tektonischen Bewegungen, lithologischen Unterschieden oder Klimaänderungen verschiebt, kann sich in periodisch vergletscherten Gebieten das lokale Entwässerungssystem in kurzer Zeit stark ändern. Insbesondere können bestehende Täler durch Eis, Moränen oder Schotter aufgefüllt und/oder verschlossen werden, wodurch das Wasser neue Wege suchen und Täler schaffen kann, die das bestehende Relief durchschneiden können (Durchbruchsrinnen).

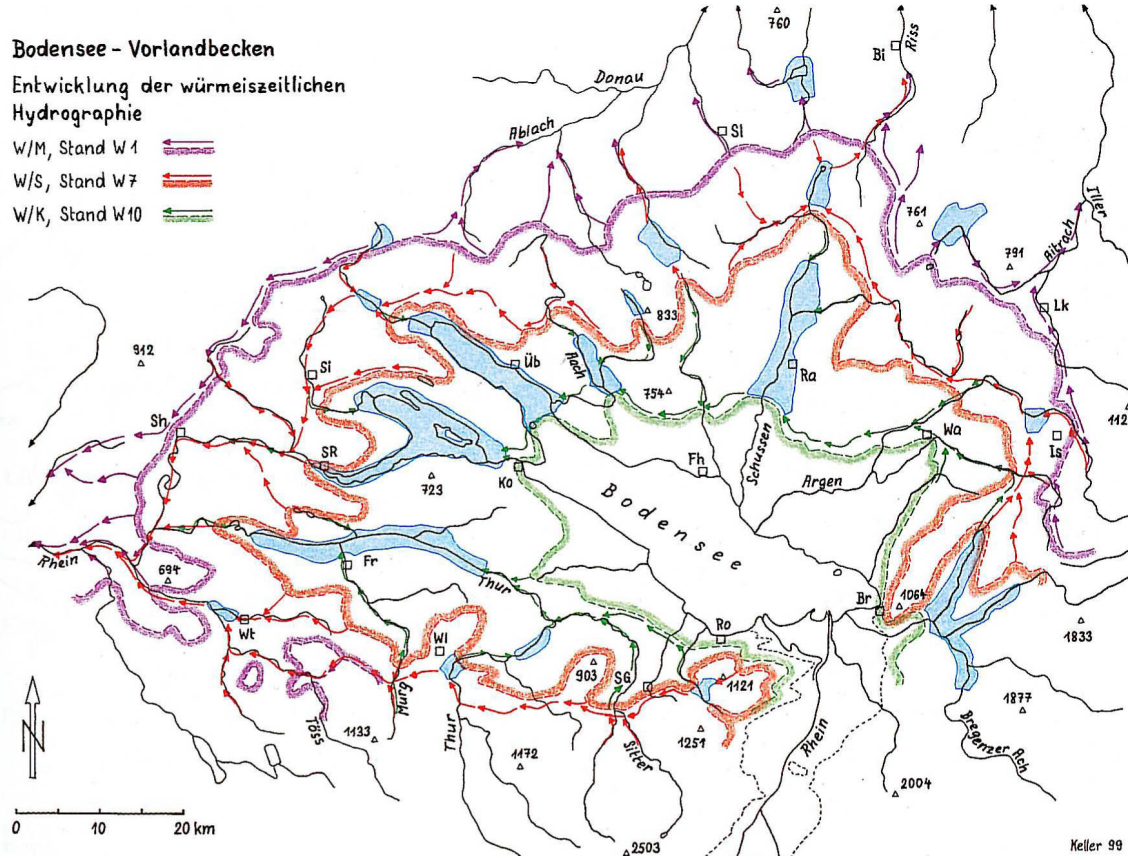


Fig. 6-3: Veränderung des Flussnetzwerks im Bodenseeraum während verschiedener Rückzugsphasen des Rheingletschers nach dem letztglazialen Maximum (Keller & Krayss 2000).

Dicke violette, rote und grüne Linien markieren 3 Eisstände während dem Maximalstand bzw. während zwei Rückzugsphasen der letzten Vergletscherung. Die Pfeile in den entsprechenden Farben zeigen das Entwässerungssystem. Eine markante Änderung ergibt sich zwischen Stand W1 und W7 u.a. im Raum Schaffhausen und im Raum der Mündungen von Thur und Töss in den Rhein. Blaue Flächen stellen im Gletschervorfeld liegende Schmelzwasserseen dar.

---

16 Hauptflusssystem, für welches aufgrund der Höhenlage der umliegenden Flusssysteme und der Position und Höhe der dazwischen liegenden Wasserscheiden nicht mit Flussumlenkungen und damit verbundenen raschen Veränderungen der lokalen Erosionsbasis gerechnet werden muss (vgl. Kap. 5.3).

Die dynamische Entwicklung des Entwässerungssystems im Bereich des sich zurückziehenden LGM-Eisrands im Bodenseeraum wird in Fig. 6-3 dargestellt (Keller & Krayss 2000). Nur zwischenzeitlich genutzte Entwässerungsrinnen fallen bei fortschreitendem Eisrückzug z.T. trocken. Entsprechende Trockentäler finden sich u.a. im Bereich Hegau und im Randengebiet.

Ein prominentes Beispiel für einen mehrfachen Verschluss von existierenden Tälern mit folgender Entstehung von Durchbruchsrinnen durch einen Felsriegel findet sich in der Region Schaffhausen (Fig. 5-6, 5-7 und 6-3; vgl. Keller & Krayss 2010). In dieser Region, wie auch im Faltenjura, durchqueren die Täler die Malmkalke, was typischerweise mit einer Verengung der Talquerschnitte einhergeht. Die verschiedenen Talgenerationen lassen sich im Modell der Felsoberfläche (Fig. 5-7) relativ gut erkennen. Im Bereich von Schaffhausen durchqueren vier Felsrinnen die Malmkalke (Klettgau-Rinne, Neuhauserwald-Rinne, Rheinfall-Rinne und Engi-Rinne; Fig. 6-7). Heute ist in der Morphologie nur noch die Engi-Rinne erkennbar. Die anderen Rinnen sind mit Lockergesteinen (v.a. Moränen, Schotter) aufgefüllt (Fig. 5-6; Graf 2009a). Das Wasser hat sich also mehrfach einen neuen Weg durch die Malmkalke gesucht. So wurde zum Beispiel die knapp 1 km breite alte Klettgau-Rinne mit einem Lockergesteinsriegel aus 200 m mächtigen Schottern und Moränen verschlossen, was dazu führte, dass sich das Wasser einen neuen Weg durch den 150 – 200 m hohen Malmkalkriegel suchte. Ähnliche Bespiele multipler Rinnen durch kalkige Einheiten finden sich u.a. im Faltenjura bei Baden (Schindler 1968) oder im inneralpinen Bereich bei der Aareschlucht zwischen Meiringen und Innertkirchen (Müller 1938).

Derselbe Prozess ist in der Nordschweiz aber auch in der Molasse eindrücklich dokumentiert, namentlich zwischen Rüdlingen und dem Zusammenfluss von Rhein und Töss (Fig. 6-3, 6-4 und 6-5). Im Modell der Felsoberfläche ist im Bereich des Rafzerfelds ein eindrückliches, ca. 1.5 km breites E-W streichendes Tal mit einer Basis auf ca. 325 m ü.M. erkennbar. Dieses wurde während dem LGM mit einer ca. 100 m mächtigen Moräne verschlossen und aufgeschottert, bis das Wasser schliesslich einen neuen Weg Richtung Süden zum bestehenden Tösstal fand und sich in den dazwischen liegenden Molasseriegel eintiefte (Keller & Krayss 2000 und 2005, Preusser et al. 2011). Diese sukzessive Eintiefung ist durch eine Sequenz von Erosionsterrassen im Gebiet zwischen Marthalen und Rüdlingen dokumentiert. Heute fliesst der Rhein in einem engen Flusstal durch den südlich von Rüdlingen gelegenen Molasseriegel ca. 20 m über dem Niveau des alten Felstals. Ein grosser Teil dieser Eintiefung dürfte noch im Spätglazial stattgefunden haben, ging also relativ rasch vor sich.

Die hier gezeigten beiden Beispiele von Durchbruchsrinnen aus der Region Schaffhausen und aus dem Gebiet Rüdlingen – Tössegg stehen für ein relativ verbreitetes Phänomen im externen Alpenvorland (z.B. Keller & Krayss 2000, Fiore 2007, Graf 2009a). Zusammenfassend lässt sich im Hinblick auf die Entwicklung der lokalen Topographie folgendes festhalten:

- In der Vergangenheit wurden in der Nordschweiz in Zusammenhang mit Eisvorstössen und damit verbundener Moränenbildung und Aufschotterung bestehende Täler verschlossen und neue Täler angelegt. Dabei wurden mindestens 100 – 200 m hohe Felsriegel durchteuft, sowohl in den Malmkalken als auch in der Molasse.
- Die Geschwindigkeit, mit welcher sich die neu angelegten Flussläufe in der Vergangenheit bis nahezu zur Basis des alten Tals (lokale Erosionsbasis) eingetieft haben, war nachweislich im Fall der Tössegg, vermutlich aber auch an anderen Stellen, verglichen mit den flächenhaften Denudationsraten deutlich höher.

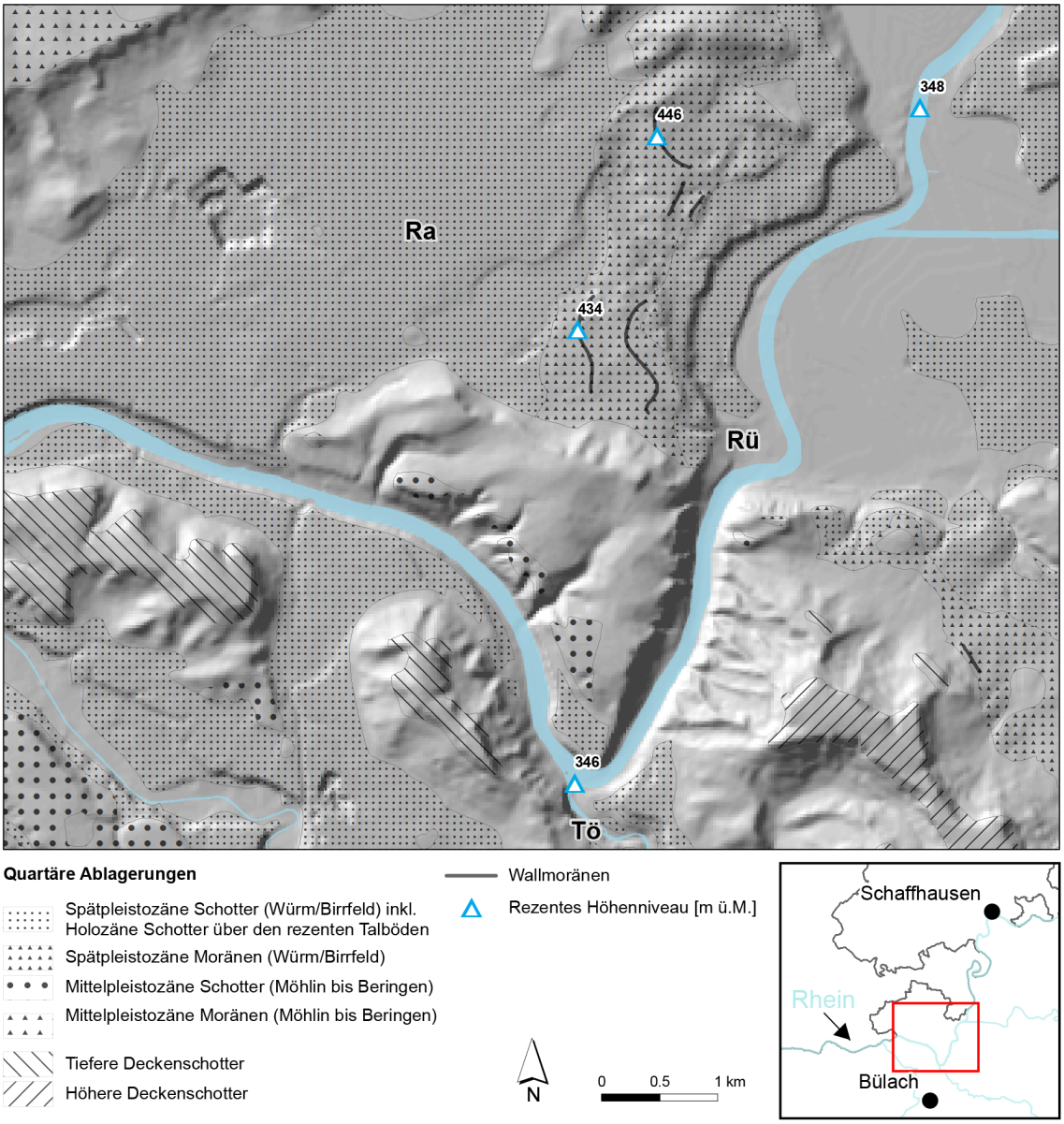


Fig. 6-4: Region Rüdlingen – Rafz – Tössegg: Verteilung von Schotterterrassen und Moränen sowie Höhenlage der kartierten Deckenschotterbasis und des rezenten Rheinlaufs.

Ra: Rafzerfeld. Rü: Rüdlingen. Tö: Tössegg.

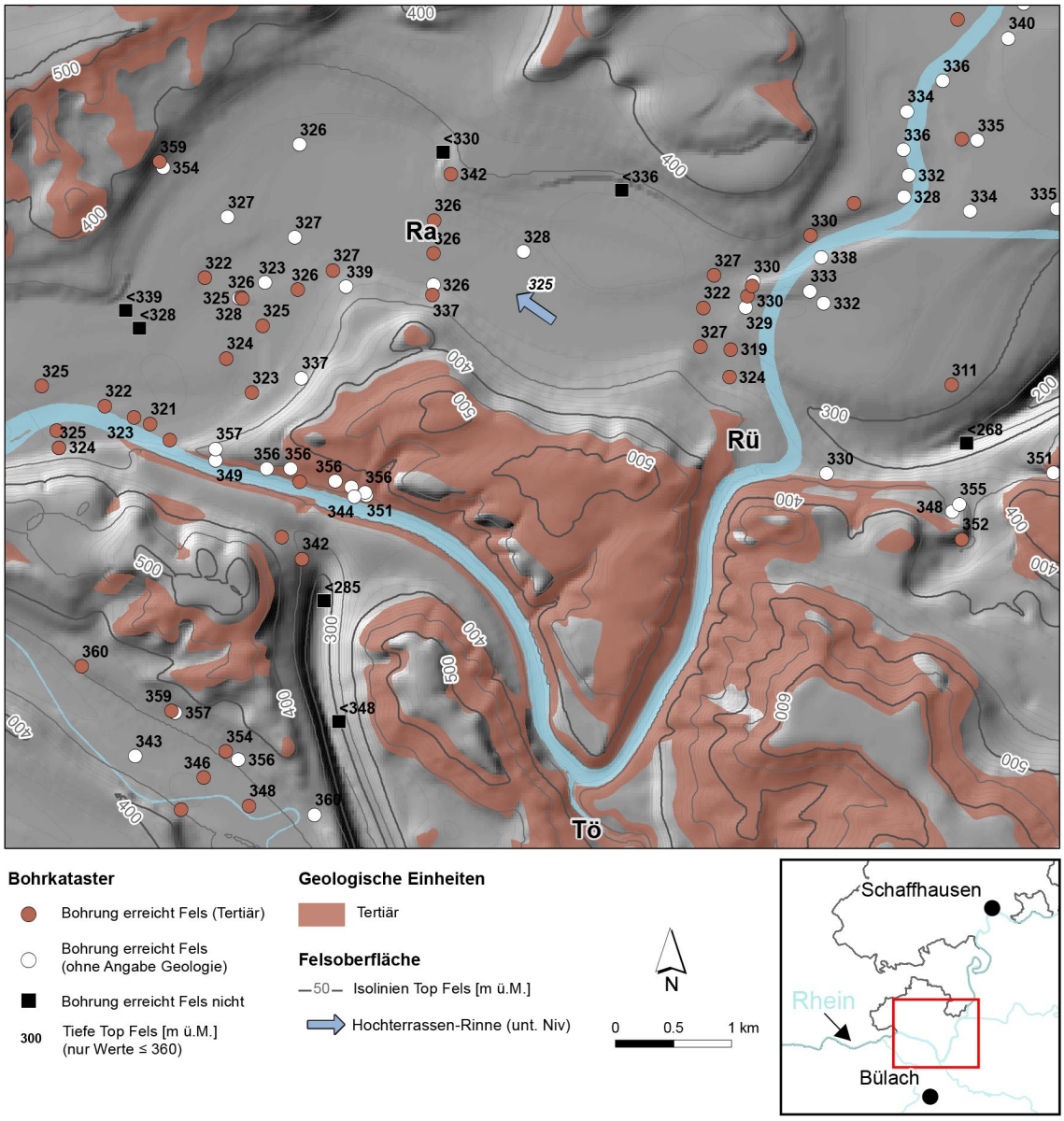


Fig. 6-5: Region Rüdlingen – Rafz – Tössegg: Lithologie und Lage der Felsoberfläche.

Die Nord-Süd verlaufende enge Felsrinne im Tertiär (Molasse), in welcher heute der Rhein fliesst, wurde während der letzten Vergletscherung angelegt.

Ra: Rafzerfeld. Rü: Rüdlingen. Tö: Tössegg.

6.3 Situation in den geologischen Standortgebieten im Hinblick auf die Entstehung neuer Durchbruchsrinnen

Die Höhe der heutigen Geländeoberfläche in Bezug auf die lokale Erosionsbasis (= lokale Topographie, Kap. 4) ist in den Bereichen der geologischen Standortgebiete sehr variabel. Fig. 6-6 zeigt die Mächtigkeit des Gesteinspakets, welches über der lokalen Erosionsbasis liegt. Dabei zeigt sich, dass in weiten Bereichen der geologischen Standortgebiete Zürich Nordost, im östlichen Gebiet des Standortgebiets Nördlich Lägern sowie im Standortgebiet Jura-Südfuss die lokale Topographie weniger als 100 m beträgt. Hier ist die Anlage von neuen Felsrinnen im Rahmen von zukünftigen Vorland-Vergletscherungen offensichtlich relativ einfach, wobei das Standortgebiet Jura-Südfuss im Unterschied zu den anderen Gebieten mit geringer lokaler Topographie erst bei einer deutlich grösseren Vereisung als beim LGM direkt mit Gletschern in Kontakt kommen würde (Fig. 6-6). In den Standortgebieten Südranden, Nördlich Lägern West und Jura Ost ist die lokale Topographie ausgeprägter und das über der lokalen Erosionsbasis liegende Gesteinspaket über weite Strecken > 100 m, stellenweise > 300 m mächtig. Aus morphologischer Sicht ist hier die Bildung von neuen Felsrinnen schwieriger. Wie in Kap. 6.2 anhand von Beispielen gezeigt, ist es in der Vergangenheit in der Nordschweiz aber auch zur Bildung von neuen Rinnen durch Felshügel von 100 – 200 m Höhe gekommen.

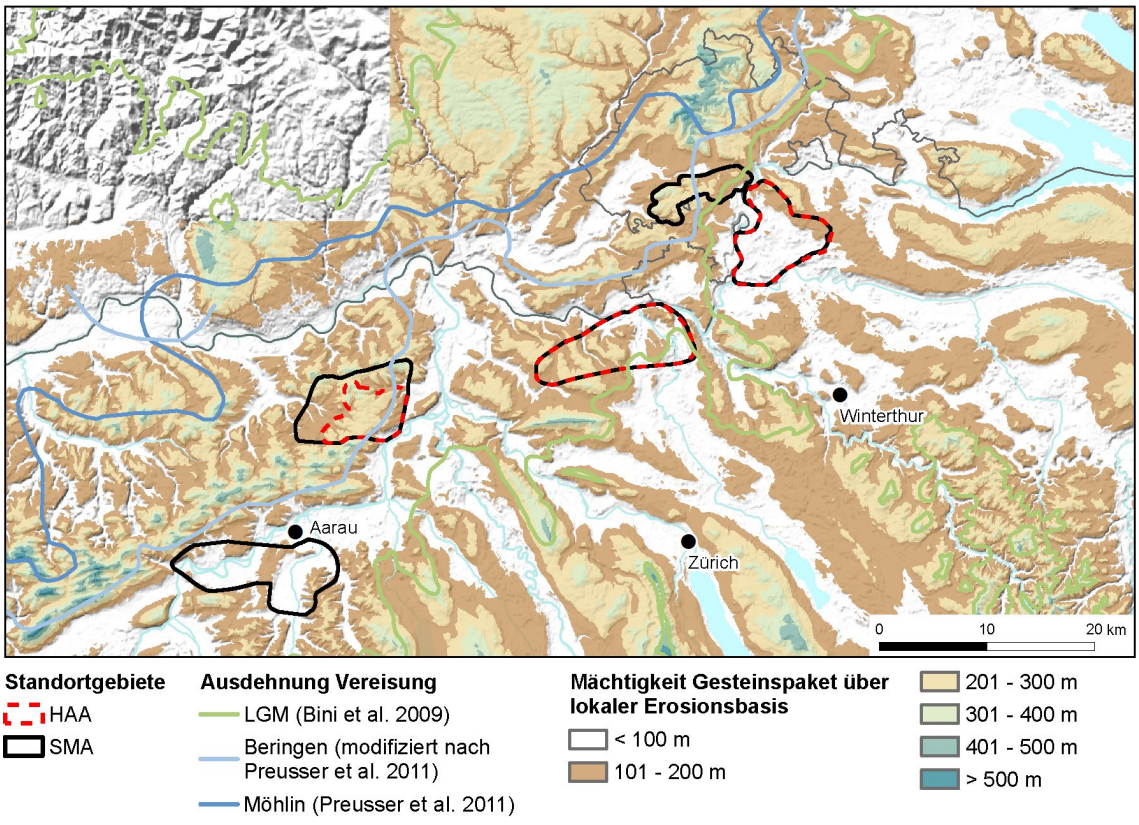


Fig. 6-6: Lokale Topographie und Maximalstände verschiedener Vergletscherungen.

Die lokale Topographie (= Mächtigkeit des Gesteinspakets, welches über der lokalen Erosionsbasis liegt) wurde durch Abzug der lokalen Erosionsbasis von Pietsch & Jordan (2014) von der Höhe der Terrainoberfläche (DHM25) berechnet.

Im Folgenden werden die geologischen Standortgebiete im Hinblick auf die mögliche zukünftige Entstehung von Durchbruchsrinnen genauer betrachtet. Die dazu gehörenden Fig. 6-7 bis 6-11 enthalten folgende Informationen:

- Mächtigkeit der lokalen Topographie (100 m-Klassen, bis 100 m Grautöne, ab 100 m verschiedene Farbtöne)
- Terrainoberfläche (Reliefschattierung)
- Felsoberfläche (Isolinien, 50 m Äquidistanz)
- Mit Lockergesteinen verfüllte Felsrinnen zeichnen sich auf den Abbildungen dadurch aus, dass die Farbklassen und die Isolinien nicht korrespondieren.
- Aus den Abbildungen kann die Höhe der Hügelketten relativ zur Felsbasis von verfüllten Paläotälern herausgelesen werden.

Das *Standortgebiet Südranden* liegt im Einflussbereich des Thur- und des Rheingletschers. Zusätzlich dürfte der Linth-Walensee-Rhein-Gletscher bei der Füllung, und unter Umständen auch bei der Genese der Neuhauserwald-Rinne eine Rolle gespielt haben (Graf & Hofmann 2000, Graf 2003, 2009). Im LGM wurde der östliche Teil des Standortgebiets erreicht, aber nicht komplett überfahren (Fig. 6-7). Die Entwässerung erfolgte zum Teil über die Rinne von Engi bzw. das Wangental ins Klettgau (Fig. 6-3; Keller & Krayss 2000). Nach heutiger Kenntnis entstand während dem LGM keine grössere, grundsätzlich neue Felsrinne im Gebiet Schaffhausen. Es gibt aber im und um das Standortgebiet mehrere verfüllte Täler durch die 100 – 200 m mächtige lokale Topographie, welche während der Beringen-Eiszeit (Graf 2009a, Preusser et al. 2011) und vermutlich auch während früheren Eiszeiten gebildet wurden (Graf 2009a). Die maximale Eisausdehnung war in diesem Gebiet während dem LGM im Vergleich zur Beringen-Vereisung nicht massiv kleiner (Fig. 6-7). Eine Eisausdehnung leicht grösser als während dem LGM hat das Potenzial die Neuhauserwald-Rinne zu reaktivieren. Eine grössere Vergletscherung (im Stil des Beringen-Vorstosses oder grösser) könnte auch eine neue Rinne durch die Malmkalkriegel generieren.

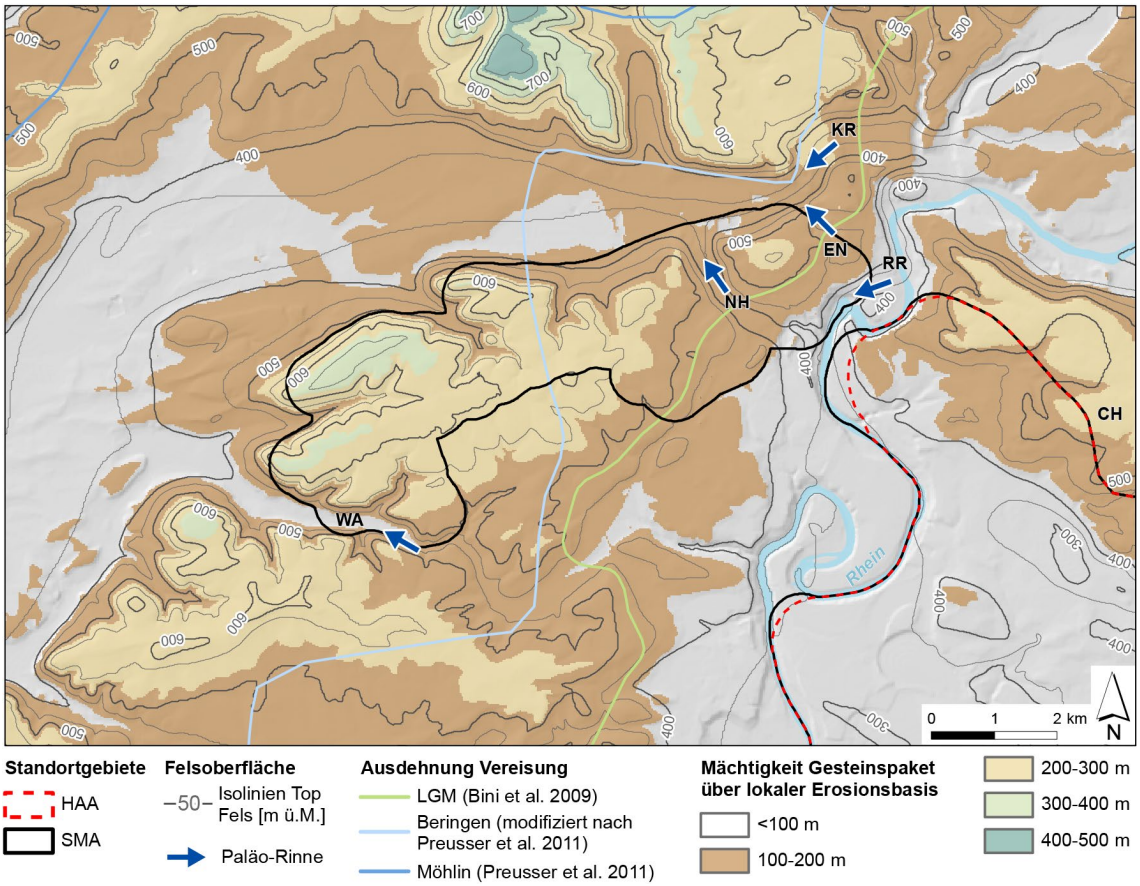


Fig. 6-7: Situation im geologischen Standortgebiet Südranden.

EN: Engi, KR: Klettgau-Rinne, NH: Neuhauserwald-Rinne, RR: Rheinfall-Rinne, WA: Wangental.

Im *Standortgebiet Zürich Nordost* (Fig. 6-8) ist die lokale Topographie mit Ausnahme des nordöstlichen Randbereichs flach. Zudem liegt das Gebiet vollständig innerhalb des während der letzten Eiszeit bedeckten Gebiets und im Bereich des Zusammenflusses von Thur und Rhein. Das Gebiet wird folglich insbesondere im Vergleich zu den Standortgebieten Jura Ost und Jura-Südfuss sowie zum westlichen Teil des Standortgebiets nördlich Lägern auch in Zukunft häufiger vergletschert sein. In der Vergangenheit war das Gebiet zeitweise auch im Einflussbereich des Linth-Walensee-Rhein-Gletschers (Graf & Hofmann 2000, Graf 2003 und 2009a). Im Gebiet Zürich Nordost können sich in Zusammenhang mit zukünftigen Vergletscherungen, Moränenbildung und/oder Aufschotterung auch neue Täler vergleichsweise leicht bilden, insbesondere im flachen zentralen und südwestlichen Teil des Gebiets. Es sind auch Durchbrüche durch den Cholfirst und insbesondere durch seine südöstliche Verlängerung denkbar.

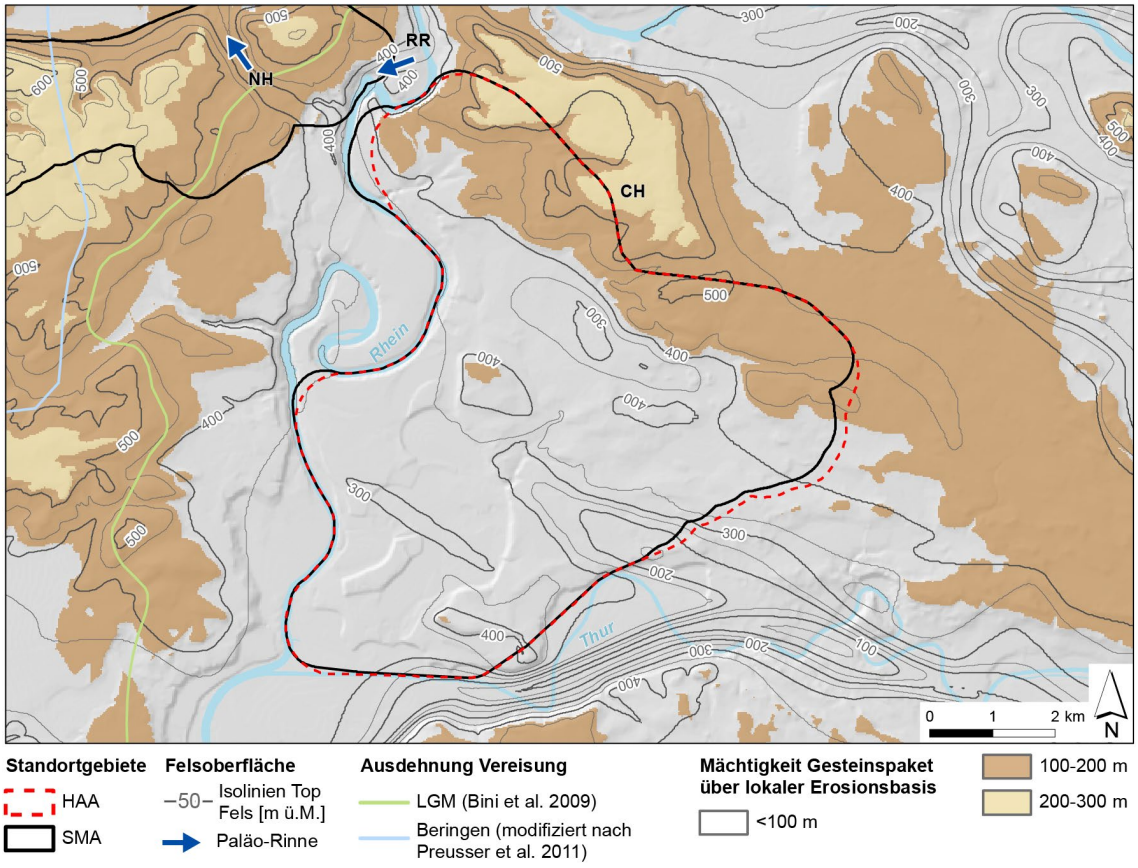


Fig. 6-8: Situation im geologischen Standortgebiet Zürich Nordost.

CH: Cholfirst, NH: Neuhauserwald-Rinne, RR: Rheinfall-Rinne.

Während der Ostteil des *Standortgebiets Nördlich Lägern* nur eine geringe lokale Topographie aufweist, welche relativ stark von vergangenen Vergletscherungen überprägt wurde, ist im Westen über grössere Strecken eine lokale Topographie von 100 – 200 m vorhanden (Fig. 6-9). Das Standortgebiet liegt hauptsächlich im Einflussbereich des Linth-Walensee-Rhein-Gletschers. Ganz im Norden (Rafzerfeld – Weiach) ist das Gebiet vom Thur- und Bodensee-Rhein-Gletscher geprägt worden. Während dem LGM reichte das Eis aus dem Glatttal nicht ganz bis zum Rhein. Auch das Wehntal wurde im LGM nur im östlichsten Bereich erreicht. Während der Beringen-Eiszeit dürfte sowohl das ganze Wehntal als auch das ganze Glatttal eisbedeckt gewesen sein (Fig. 6-9; Graf 2009a). Die Resultate einer Bohrung in Niederweningen stellt das Alter der Talfüllung des Wehntals in die Beringen-Eiszeit (Dehnert et al. 2012). In der Topographie lassen sich neben dem Glatt- und dem Wehntal auch deutliche, SE-NW bis N-S streichende Täler erkennen, welche während der letzten Eiszeit nicht als Hauptentwässerungsrinnen dienten. Eine Reaktivierung und Tieferlegung der Verbindung zwischen Windlach und Weiach oder des Bachsertals wäre bereits in Zusammenhang mit einer Vergletscherung bis knapp über das LGM und/oder starker Aufschotterung möglich. Bei grösseren Vergletscherungen und längeren Zeiträumen sind lokal auch Durchbrüche durch bestehende Felshügel denkbar.

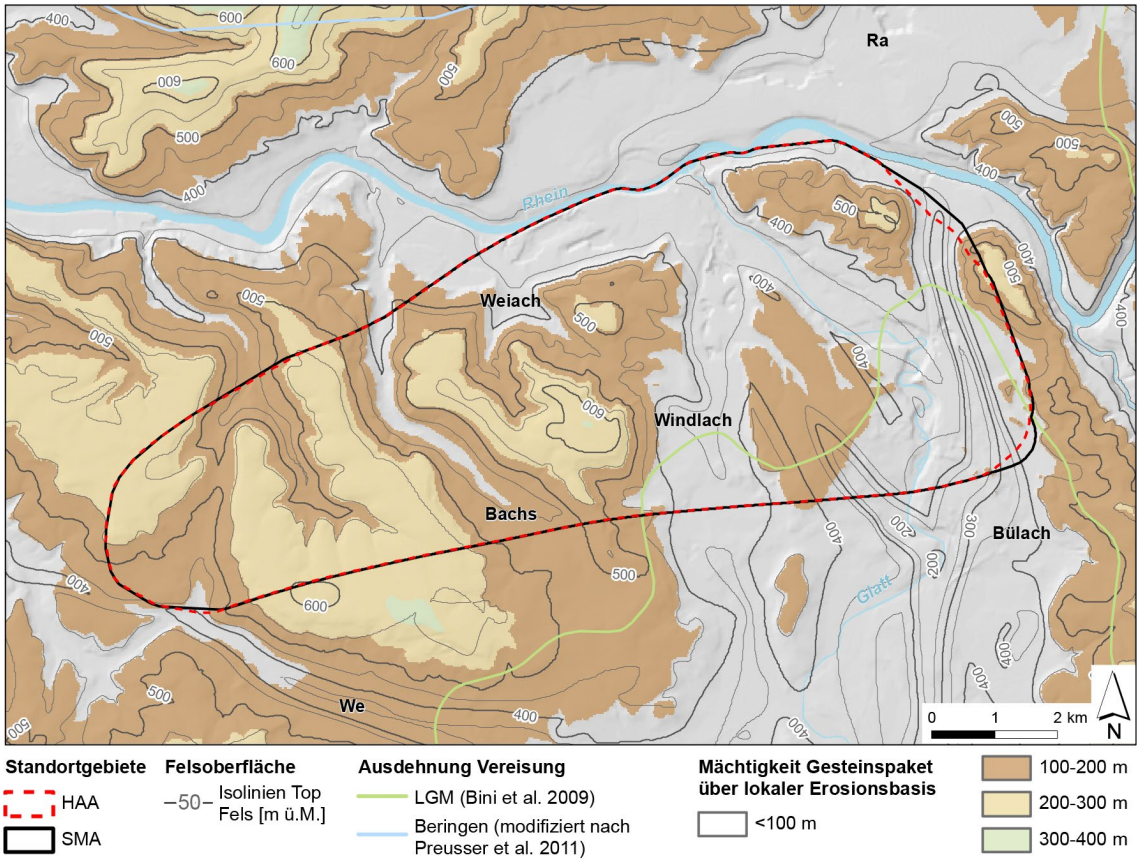


Fig. 6-9: Situation im geologischen Standortgebiet Nördlich Lägern.
Ra: Rafzerfeld, We: Wehntal.

Das geologische *Standortgebiet Jura Ost* liegt im Bereich der topographischen Hochzone des Bözbergplateaus mit einer flachliegenden Schichtstufenlandschaft (Fig. 6-10). Im Westteil ist es vom Aaretal durch die topographische Barriere des Faltenjuras getrennt. Im Südosten und Osten grenzt es ans untere Aaretal. Während der Faltenjura durch Aare, Reuss und Limmat zwischen Schinznach und Baden an verschiedenen Stellen durchbrochen und zum Teil wieder aufgefüllt wurde (z.B. Schindler 1968, Graf 2009a), blieb der grobe Verlauf des N-S verlaufenden unteren Aaretals stabil und es gibt keine Durchbruchsrinnen zwischen Faltenjura und Mandach-Überschiebung. Im Zuge der letzten Vergletscherung reichte in dieser Region einzig der Reussgletscher bis ganz an den Südrand des Faltenjuras, schaffte es aber nicht, durch den Faltenjura hindurch bis in die Region von Brugg vorzugdringen. Während der Möhlin-Vereisung war das ganze Gebiet eisbedeckt, während der Beringen-Eiszeit mindestens das untere Aaretal (Preusser et al. 2011). Topographisch liegt der tiefste Einschnitt am Bözbergpass 250 m über dem rezenten Felsniveau im Aaretal und ca. 230 m über dem rezenten Aareniveau. Unmittelbar nördlich des Faltenjuras im Gebiet zwischen Villnachern und Linn ist in der Morphologie eine Talbildung Richtung Westen angelegt. Eine fortschreitende Talentwicklung wird hier zu einer Eintiefung der Wasserscheide und zu deren Verschiebung nach Westen führen. Ein nächstes Glazial in der Grössenordnung des LGMs hat nicht das Potenzial, eine Durchbruchsrinne ins Bözbergplateau zu erodieren. In Zusammenhang mit fortschreitender Talbildung zwischen Villnachern und dem Sissletal und/oder mit Moränenbildung und Aufschotterung während einer oder mehrerer grosser Vergletscherungen sind ein Durchbruch und ein Kurzschluss von Aare und Sissle zwar nicht sehr wahrscheinlich, aber auch nicht auszuschliessen.

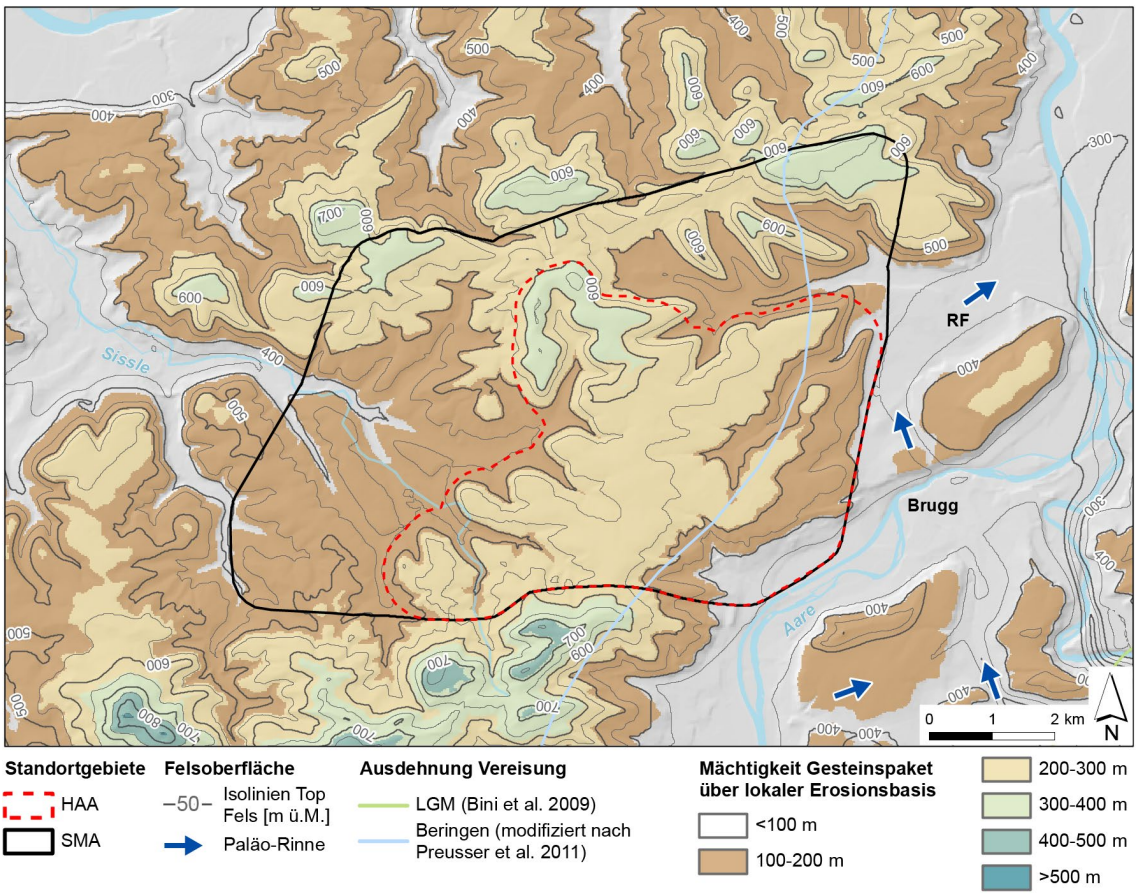


Fig. 6-10: Situation im geologischen Standortgebiet Jura Ost.
RF: Rinikerfeld.

Das Standortgebiet *Jura-Südfuss* wird durch das Aaretal im Westen und das Suhretal im Osten dominiert (Fig. 6-11). Dazwischen liegt ein ca. 100 m hoher Hügelzug. Im Westen ist das Gebiet gegen Norden und Süden durch den Faltenjura und den Engelberg, ganz im Osten durch eine Molassekette begrenzt. Das Gebiet wurde während der letzten Vergletscherung von den Gletschern nicht erreicht, war aber gemäss Preusser et al. (2011) während der Beringen-Eiszeit mehr oder weniger vollständig eisbedeckt. Ein Durchbruch durch die zwischen Aare- und Suhretal gelegene Hochzone ist denkbar, setzt aber eine Vergletscherung deutlich grösser als das LGM voraus.

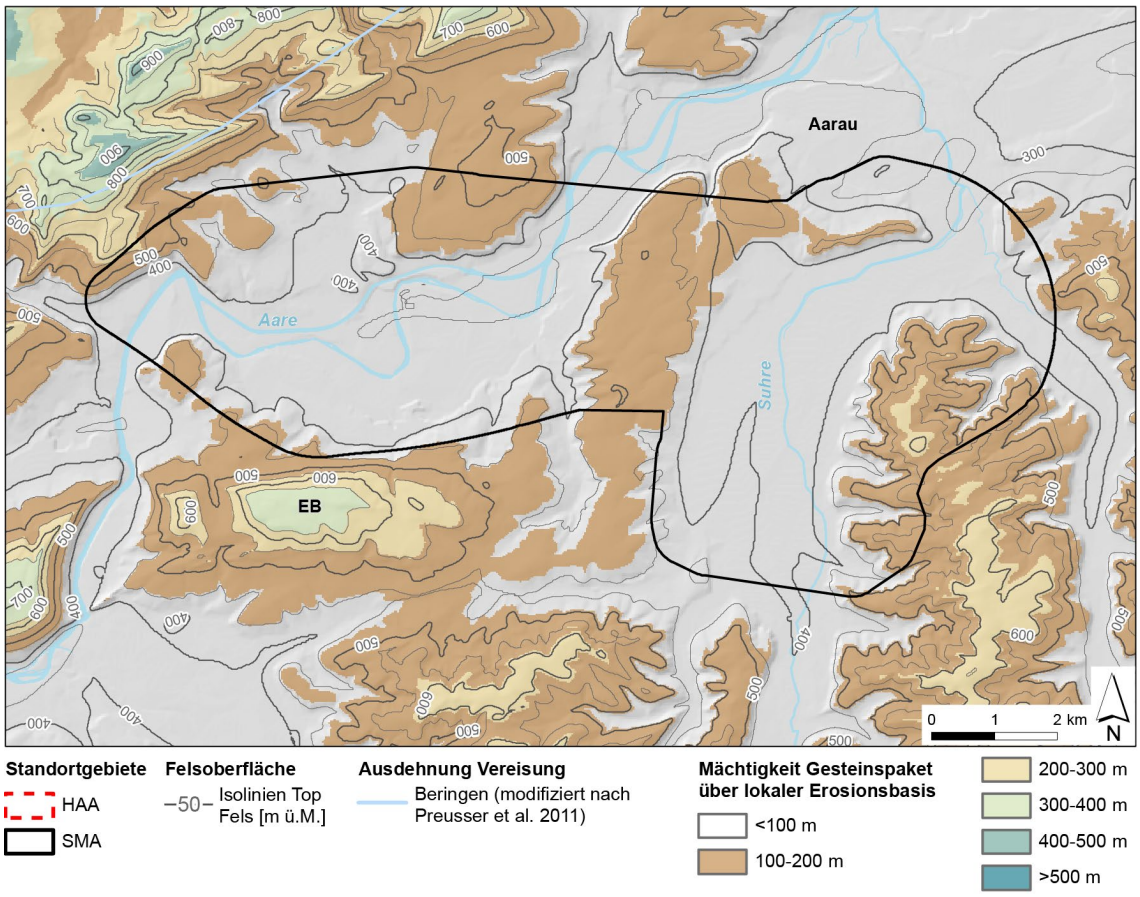


Fig. 6-11: Situation im geologischen Standortgebiet Jura-Südfuss.
EB: Engelberg.

Zusammengefasst ergeben sich aus der Betrachtung der lokalen topographischen Situation in den geologischen Standortgebieten im Hinblick auf die Entstehung von Durchbruchsrinnen folgende wichtige Beobachtungen:

- Im Standortgebiet Südranden gibt es eine ausgeprägte lokale Topographie (> 100 m). Mehrere existierende Rinnen belegen die Möglichkeit der Entstehung von Durchbruchsrinnen. Während dem LGM wurde das östliche Standortgebiet teilweise von Eis bedeckt, es entstanden aber keine neuen Rinnen. Im Fall eines grösseren Vorstosses (vgl. dazu Kap. 3) mit ausgeprägter Moränenbildung und/oder Aufschotterungen ist eine Reaktivierung und Verbreiterung bestehender Rinnen oder die Entstehung neuer Rinnen durch das Standortgebiet zwar nicht sehr wahrscheinlich, aber auch im Betrachtungszeitraum eines SMA-Lagers durchaus denkbar.
- Im geologischen Standortgebiet Zürich Nordost und im Ostbereich des Standortgebiets Nördlich Lägern ist die bestehende Topographie im Allgemeinen flach. Im LGM waren die Standortgebiete ganz (Zürich Nordost) oder teilweise (Nördlich Lägern) eisbedeckt. In Zusammenhang mit einer zukünftigen Vergletscherung können hier vergleichsweise einfach neue Durchbruchsrinnen angelegt werden. Für den Betrachtungszeitraum eines HAA-Lagers mit multiplen Vereisungen ist eine Anlage von neuen Rinnen bzw. Tälern in diesen Gebieten wahrscheinlich. Auch für den Betrachtungszeitraum eines SMA-Lagers ist eine solche denkbar.
- Im westlichen Bereich des Standortgebiets Nördlich Lägern ist die Entstehung von neuen Durchbruchsrinnen bedeutend schwieriger und für die nächsten 10^5 Jahre sehr unwahrscheinlich. Über einen Zeitraum von 10^6 Jahren ist die Entstehung von neuen Durchbruchsrinnen aber auch hier denkbar.
- Im Standortgebiet Jura Ost gibt es keine bekannten Durchbruchsrinnen, es gibt eine hohe Topographie (Bözbergplateau > 250 m über der lokalen Erosionsbasis) und das Gebiet wird nur von sehr grossen Vergletscherungen erreicht. Kurzfristig erscheint ein Durchbruch sehr unwahrscheinlich. Über einen Betrachtungszeitraum von 10^6 Jahren mit einer oder mehreren sehr grossen Vergletscherungen und fortschreitender Talbildung zwischen Villnachern und dem Sissletal ist die Entstehung einer Durchbruchsrinne vom Aare- ins Sissletal in einem ungünstigen Fall allerdings denkbar.
- Im Standortgebiet Jura-Südfuss ist die Topographie sowohl im Westteil (Aaretal, Niederamt) als auch im Ostteil (Suhretal) relativ flach. Ein Durchbruch durch die dazwischen liegende ca. 100 m hohe Hochzone ist denkbar, setzt aber eine Vergletscherung von deutlich grösserer Ausdehnung als das LGM voraus.

Der Einfluss allfälliger neuer Durchbruchsrinnen und Täler auf die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers hängt stark von der Tiefenlage des Wirtgesteins relativ zur heutigen und zu einer abgesenkten lokalen Erosionsbasis am Ende des Betrachtungszeitraums ab (vgl. dazu Nagra (2014a, b).

7 Entwicklung glaziale Tiefenerosion

Wie bereits in den vorangehenden Kapiteln gezeigt, gibt es im Alpenvorland tiefe, mit Lockergesteinen und/oder mit Seen gefüllte Felsrinnen, welche übertieft sind und unter die (fluviatile) lokale Erosionsbasis greifen. Die Basis dieser Rinnen und Täler liegt verbreitet 100 – 200 m unter dem heutigen Talniveau (Jordan 2010, Pietsch & Jordan 2014) und belegt so eine ausgedehnte glaziale Tiefenerosion.

Im vorliegenden Kapitel werden zuerst die für die glaziale Erosion und die Bildung von Übertiefungen verantwortlichen Prozesse zusammengefasst (Kap. 7.1). Anschliessend (Kap. 7.2) wird die Verteilung und Geometrie von existierenden Rinnen in der Nordschweiz vorgestellt sowie wichtige Erkenntnisse zu deren Füllung und Alter präsentiert. Dabei wird auch auf Unterschiede zwischen den Standortgebieten eingegangen.

7.1 Glaziale Tiefenerosion: Prozessverständnis

7.1.1 Erosionsprozesse

Die Erosion durch das Gletschereis selbst beschränkt sich im Wesentlichen auf die Prozesse Abrasion und Detraktion. *Abrasion* bezieht sich auf das Abschleifen des Felsbetts eines Gletschers durch im Eis mitgeführte Gesteinspartikel (Iverson 2002, Bennett & Glasser 2009, Burki 2009). Das Resultat des Abrasionsprozesses sind Gletscherschliffe, welche einerseits durch Abtragen kleinster Unebenheiten die Gesteinsoberfläche polieren und andererseits Rillen parallel zur Eisfliessrichtung ins Felsbett eintiefen. *Detraktion* beschreibt das Losreissen von Gesteinsfragmenten aus dem Felsbett eines Gletschers (Iverson 2002, Bennett & Glasser 2009, Burki 2009). Besonders stromabwärts von Bettunebenheiten wird der Loslösungsprozess zusätzlich durch Schwankungen des subglazialen Wasserdrucks unterstützt. Die vom Felsbett losgelösten Gesteinsfragmente werden in den basalen Eisschichten abtransportiert, wo sie zur Abrasion beitragen. Abrasion und Detraktion setzen eine basale Gleitbewegung und deshalb Schmelzwasser am Gletscherbett voraus und hängen somit von der Temperatur und der Geschwindigkeit der basalen Eisschichten ab. Auch von Bedeutung sind die Menge der Gesteinsfragmente im Eis und die Kräfte, die vom Eis auf das Felsbett wirken und von der Eisüberlast und dem subglazialen Wasserdruck abhängen (Iverson 2002, Bennett & Glasser 2009, Burki 2009).

Die glaziale Erosion kann auch als *Korrasion* in Schmelzwasserkanälen unter dem Gletschereis erfolgen, wobei die Schmelzwassererosion in einer subglazialen Umgebung grundsätzlich der fluvialen Erosion gleichzusetzen ist. Sie hängt von der Fliessgeschwindigkeit des Wassers, der Abflussmenge, der Wasserturbulenz und der Konzentration des Geschiebes ab (Drewry 1986, Burki 2009, Benn & Evans 2010). Dabei ist in einer subglazialen Umgebung zu beachten, dass hohe Abflussgeschwindigkeiten und -mengen grosse Druckgradienten in hydraulisch wirksamen Schmelzwasserkanälen erfordern.

Glaziale Erosion ist dort zu erwarten, wo temperierte Bedingungen an der Gletschersohle herrschen, die basales Gleiten und somit Abrasion ermöglichen, und wo Schmelzwasser von der Gletscheroberfläche ans Bett gelangt, da dies erhöhtes Gleiten sowie Detraktion begünstigt. Während diese Mechanismen vermutlich für die flächenhafte Abtragung verantwortlich sind (Drewry 1986, Burki 2009), spielen sie für die Morphogenese des nordalpinen Vorlands jedoch nur lokal eine Rolle (Rundhöcker, Gletscherschliffe). Von wesentlich grösserer Bedeutung für die Ausbildung des Felsreliefs dürfte die Erosionswirkung des unter dem Eis fliessenden Schmelzwassers sein (Fischer & Haeberli 2010).

7.1.2 Genese von glazialen Übertiefungen

Die glaziale Erosion steht in engem Zusammenhang mit der Eisbewegung sowie dem Transport und der Ablagerung von subglazialen Sedimenten (Alley et al. 1997). Maximale Erosion ist prinzipiell in der Nähe der über längere Zeit gemittelten Gleichgewichtslinie (ELA) zu erwarten (Fig. 7-1a), wo die Durchflussmenge des Eises und somit auch die basale Gleitkomponente gross sind (Hallet et al. 1996, Boulton 1996, Anderson et al. 2006). Ohne Sedimentevakuation durch subglazial abfliessendes Wasser sammelt sich das erodierte Material in einer Sedimentschicht an, die einer weiteren Erosion des Gletscherbetts entgegenwirkt (Alley et al. 2003a) (Fig. 7-1b). Die Erosion dürfte deshalb unter der temperierten Gletscherzunge, wo grosse Mengen von subglazialem Schmelzwasser vielfach in hydraulisch effizienten Kanälen mit einer hohen Sedimenttransportkapazität abfliessen (Alley et al. 1997), wirksamer sein (Fig. 7-1c). Da Wasser und Sedimente unter dem Gletschereis Gegenanstiege überwinden können, führt eine kontinuierliche Erosion zur Entstehung von Übertiefungen im Gletscherbett (Linton 1963, Harbor 1989, Evans 2008).

Bei der Entstehung einer Übertiefung dürfte auch die Detraktion eine grosse Rolle spielen, wobei Gletscherspalten oberhalb Störungen aufgrund von Unebenheiten am Gletscherbett das Schmelzwasser und damit Wasserdruckschwankungen direkt zum oberen Ende der Übertiefung führen (Hooke 1991, Iverson 1991; Fig. 7-1d). Die anfängliche Bettunebenheiten, die für die Entstehung von Gletscherspalten notwendig sind, um fokussierte Erosion zu erzeugen (Hooke 1991), können von Talverengungen oder Ausbauchungen beim Übergang von mehr zu weniger widerstandsfähigem Gestein herrühren (Jansson & Hooke 1989).

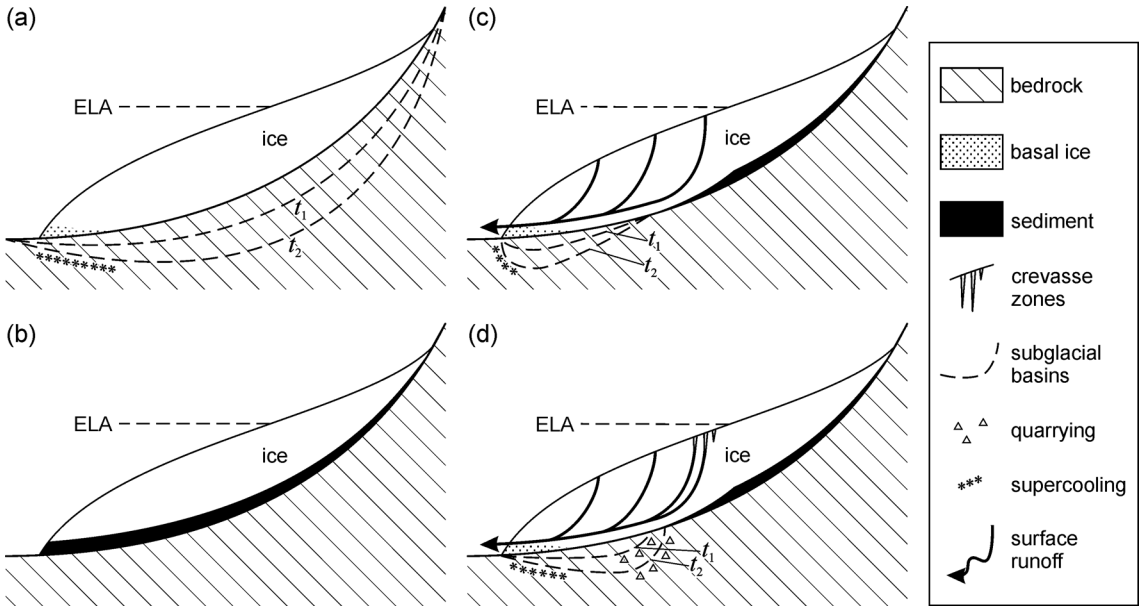


Fig. 7-1: Schematische Darstellungen der in Zusammenhang mit glazialer Erosion stehenden Prozesse (aus Cook & Swift 2012).

Gestrichelte Linien zeigen das Gletscherbett nach zwei verschiedenen Zeitspannen (t_1, t_2) der Erosion. (a) Maximale Erosion in der Nähe der Gleichgewichtslinie (ELA) ohne Auswirkungen der Gletscherhydrologie auf basales Gleiten und Sedimentevakuation. (b) Keine Erosion aufgrund von erodiertem Material, das sich als Sedimentschicht ansammelt und das Gletscherbett vor weiterer Erosionswirkung schützt. (c) Effiziente Erosion an der Gletscherzunge als Resultat der durch subglaziales Schmelzwasser erhöhten Gleitbewegung und Sedimentevakuation. (d) Erhöhte Detraktion (*quarrying*) aufgrund von fokussiertem Zufluss von Schmelzwasser durch Gletscherspalten am oberen Ende der Übertiefung.

7.1.3 Wasserfluss in Übertiefungen

Übertiefungen haben fundamentale Auswirkungen auf den Wasserfluss und Sedimenttransport an der Gletschersohle. Am kritischsten für das subglaziale Entwässerungssystem ist der Wasserfliessweg entlang des Gegenanstiegs einer Übertiefung, wo ein Teil der Reibungswärme gebraucht wird, um die Wassertemperatur am Druckschmelzpunkt zu halten, so dass weniger Wärme zum Schmelzen der Kanalwände zur Verfügung steht (Hooke 1991, Alley et al. 2003a). Sobald die Neigung des Gegenanstiegs 1.2 – 1.7mal die Neigung der Eisoberfläche übersteigt, steigt der Druckschmelzpunkt schneller an, als dass das Wasser erwärmt werden kann. Das Wasser ist deshalb unterkühlt (Röthlisberger 1972, Röthlisberger & Lang 1987, Hooke 1991, Alley et al. 2003a, Creyts & Clarke 2010). Die daraufhin einsetzende Eiskristallisation und der Eiszuwachs an der Gletschersohle (Alley et al. 1998, Lawson et al. 1998, Larson et al. 2006, Cook et al. 2007, 2010) reduzieren die Durchlässigkeit des Entwässerungssystems, was zu einem Anstieg des basalen Wasserdrucks führt (Hantz & Lliboutry 1983, Hooke & Pohjola 1994). Das Wasser breitet sich deshalb in einem hydraulisch ineffizienten Film am Gletscherbett aus, wird in intraglaziale Kanäle umgelenkt oder fliesst in Kanälen entlang der Talflanken um die Übertiefung herum (Fig. 7-2; Hooke & Pohjola 1994, Lawson et al. 1998, Fountain et al. 2005). Die Unterbindung der Ausbildung eines effizienten subglazialen Entwässerungssystems und damit Reduktion der Fähigkeit, Sedimente aus der Übertiefung zu evakuieren, dürfte deshalb zu einer stabilen Geometrie von Übertiefungen führen (Alley et al. 1998, 2003b). Somit dürfte die Tiefe von Übertiefungen vom Ausmass abhängen, mit dem Prozesse und Rückkopplungseffekte die Erosion fokussieren und die Evakuation von Wasser und Sedimenten aufrecht erhalten können (Cook & Swift 2012).

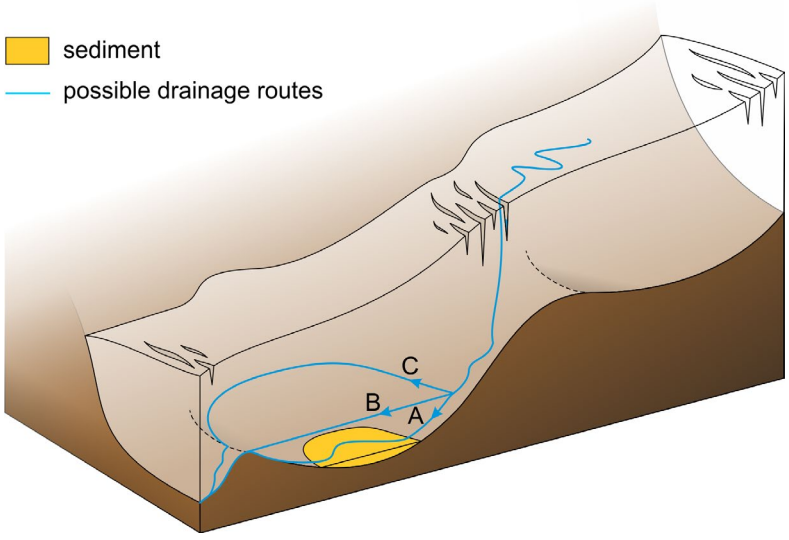


Fig. 7-2: Schematische Darstellung möglicher Wasserfliesswege in und unter einem Gletscher mit Übertiefung (aus Cook & Swift 2012).

(A) subglazial, (B) intraglazial, und (C) lateral.

7.1.4 Glaziale Tiefenerosionsprozesse in der Nordschweiz

Die Prozesse der Gletschererosion und -sedimentation sind weitgehend auf basales Gleiten bzw. die Existenz von Schmelzwasser am Gletscherbett angewiesen und deshalb auf temperierte Partien des Gletscherbetts beschränkt. Vor allem unter den feuchten Klimabedingungen in der Aufbau- und Vorstossphase dürften darum die alpinen Eiszeitgletscher eine aktive Abrasion und Detraktion über grössere Flächen der temperierten Gletscherbetten ermöglicht haben (Drewry 1986, Burki 2009). Für die Frage der grösstmöglichen Tiefenerosion ist jedoch die subglaziale Schmelzwassererosion entscheidend (Fischer & Haeberli 2010). Die stärkste glaziale Tiefenerosion dürfte deshalb zeittransgressiv in Zusammenhang mit den grössten Abflussmengen und -geschwindigkeiten in der Nähe der Gletscherränder mit erhöhten hydraulischen Gradienten stattgefunden haben. Unter dem Einfluss der durch die aufgewölbten Gletscheroberflächen gesteuerten Wasserdruckverhältnisse in und unter den vorstossenden Vorlandgletschern im Frühglazial konnten dabei Sedimente auch aus übertieften Tälern evakuiert werden (Fig. 7-3a; Piotrowski 1994, Smed 1998, Stumm 2010, Kehew et al. 2012, Van der Vegt et al. 2013).

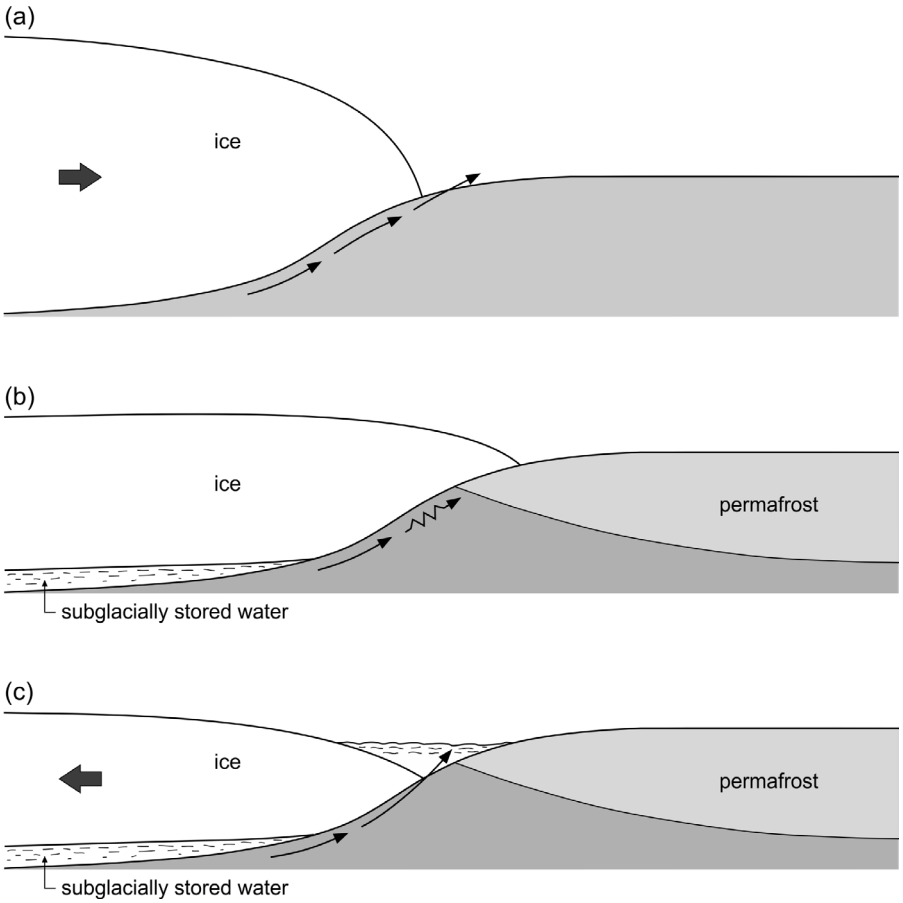


Fig. 7-3: Schematische Darstellung der Mechanismen der subglazialen Schmelzwasserdynamik und Erosion im alpinen Vorland der Nordschweiz während verschiedenen Phasen der Eiszeit (basierend auf Figuren aus Piotrowski 1994 und Hooke & Jennings 2006).

(a) Zeittransgressive Schmelzwassererosion aufgrund grosser hydraulischer Gradienten unter der aufgewölbten Gletscheroberfläche des vorstossenden Gletschers im Frühglazial. (b) Von periglazialem Permafrost und angefrorenem Gletscherrand subglazial gestautes Wasser im Hochglazial. (c) Intensive Erosion während des dramatischen Ausbruchs des subglazial gestauten Wassers nach Rückzug des Gletschers vom Permafrost im Spätglazial.

Während der trocken-kalten Phase bei maximaler Eisausdehnung dominierten sedimentäre Vorgänge. Zu Sedimentfüllungen glazial erodierter Übertiefungen kam es vor allem während der Phase der Wiedererwärmung. Im Spätglazial dürfte unter den geneigten Gletscheroberflächen intensive Erosion stattgefunden haben, insbesondere als Folge der dramatischen Ausbrüche von subglazial und randglazial gestautem Wasser (Fig. 7-3c; Piotrowski 1994, Hooke & Jennings 2006, Stumm 2010, Kehew et al. 2012, Van der Vegt et al. 2013).

Solche Erosions- und Sedimentationsvorgänge dürften sich während des Quartärs mehrfach wiederholt haben, wobei ältere Talfüllungen teilweise erhalten blieben (z.B. Dehnert et al. 2012). Dies deutet darauf hin, dass nicht alle Vergletscherungen die Sedimentfüllungen vollständig ausräumen und Täler tiefer erodieren konnten. Dennoch ist eine fortschreitende Eintiefung während aufeinanderfolgenden glazialen Zyklen nicht auszuschliessen, da vorstossende Gletscher grössere Höhenzüge meiden und sich bevorzugt an existierende Talungen und Felsrinnen halten. Diese durch die Topographie hervorgerufene Fokussierung des Eisflusses (Kessler et al. 2008) führt zu einer linear konzentrierten Erosion durch subglaziales Schmelzwasser infolge erhöhter basaler Schmelze unter dem mächtigeren und schneller fliessenden Eis, die basales Gleiten und Sedimentevakuation fördert.

7.2 Geometrie und Verteilung der Übertiefungen in der Nordschweiz

Glaziale Übertiefungen finden sich rund um den Alpenbogen (Preusser et al. 2010). Sie zeichnen den Fluss des Eises aus den Alpen Richtung Vorland nach. Während in den Alpen durch die starke topographische Vorprägung der Eisfluss stark in den Tälern fokussiert wird, bilden sich im Vorland typischerweise Eisloben mit divergentem (radialem) Fliessverhalten (Fig. 7-4). Wie in Kap. 7.1 angesprochen, dürften die mehr oder weniger direkt an den Eisfluss gebundenen Prozesse Abrasion und Detraktion in den Alpentälern wichtiger sein als im Vorland, wo subglaziale Schmelzwassererosion v.a. im Bereich der Eisfront eine wichtige Rolle spielen dürfte.

Die tiefsten Übertiefungen im Alpenraum mit 400 – 1000 m Tiefe finden sich in den grossen Alpentälern (z.B. Rhonetal, Rheintal, Inntal, Magadino). Im Bereich der Alpenfront, wo diese Täler ins Vorland münden und wo die Eisfliessgeschwindigkeiten und -mächtigkeiten typischerweise noch sehr hoch waren, sind die Übertiefungen noch heute in Form von Alpenrandseen an der Oberfläche erkennbar. Gegen das externe Vorland hin sind die Übertiefungen häufig fingerförmig angeordnet, insbesondere in Gebieten mit wenig Topographie (z.B. in der Region von München, Fig. 7-4). Gegen Westen wird der Eis- und Wasserfluss durch den Faltenjura behindert, was sich in einer weniger radialen Anordnung der Vorlandübertiefungen äussert. So hat sich zum Beispiel der Rhonegletscher in einen Hauptarm Richung Südwesten und einen zweiten Arm Richtung Nordosten aufgeteilt. Letzterer war für die Entstehung der Übertiefungen im Berner Seeland verantwortlich und reichte in der letzten Vergletscherung bis östlich von Solothurn. In früheren Vergletscherungen reichte der Einfluss des Rhonegletschers bis weit nach Nordosten (Fricktal), was durch Erratiker belegt ist (z.B. Diebold et al. 2006).

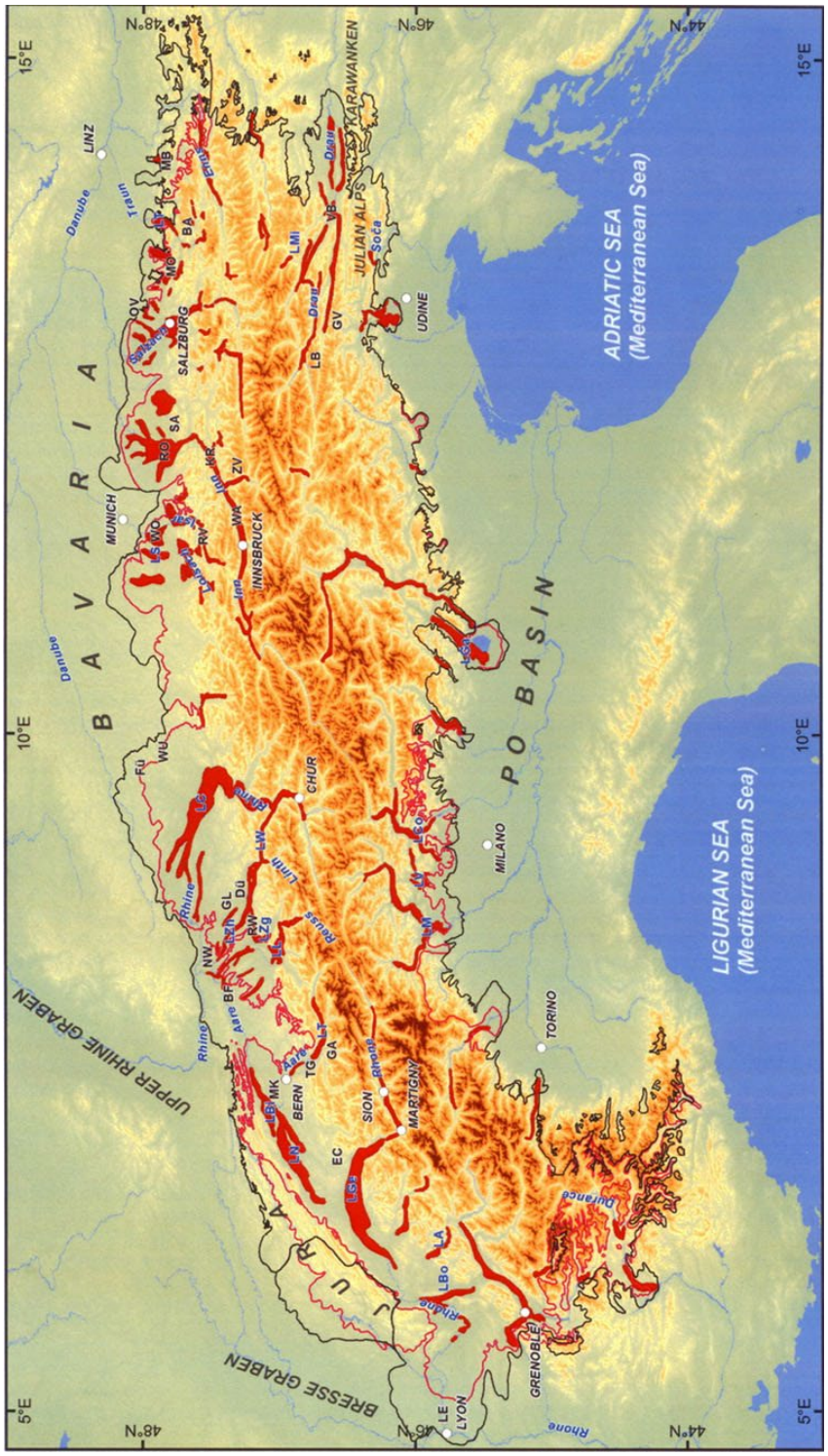


Fig. 7-4: Verteilungen von glazialen Übertiefungen im Alpenraum (Preusser et al. 2010).

Siehe Figur 2 von Preusser et al. (2010) für Namen der einzelnen Übertiefungen und für den Schlüssel zu den mit Abkürzungen bezeichneten Lokalitäten.

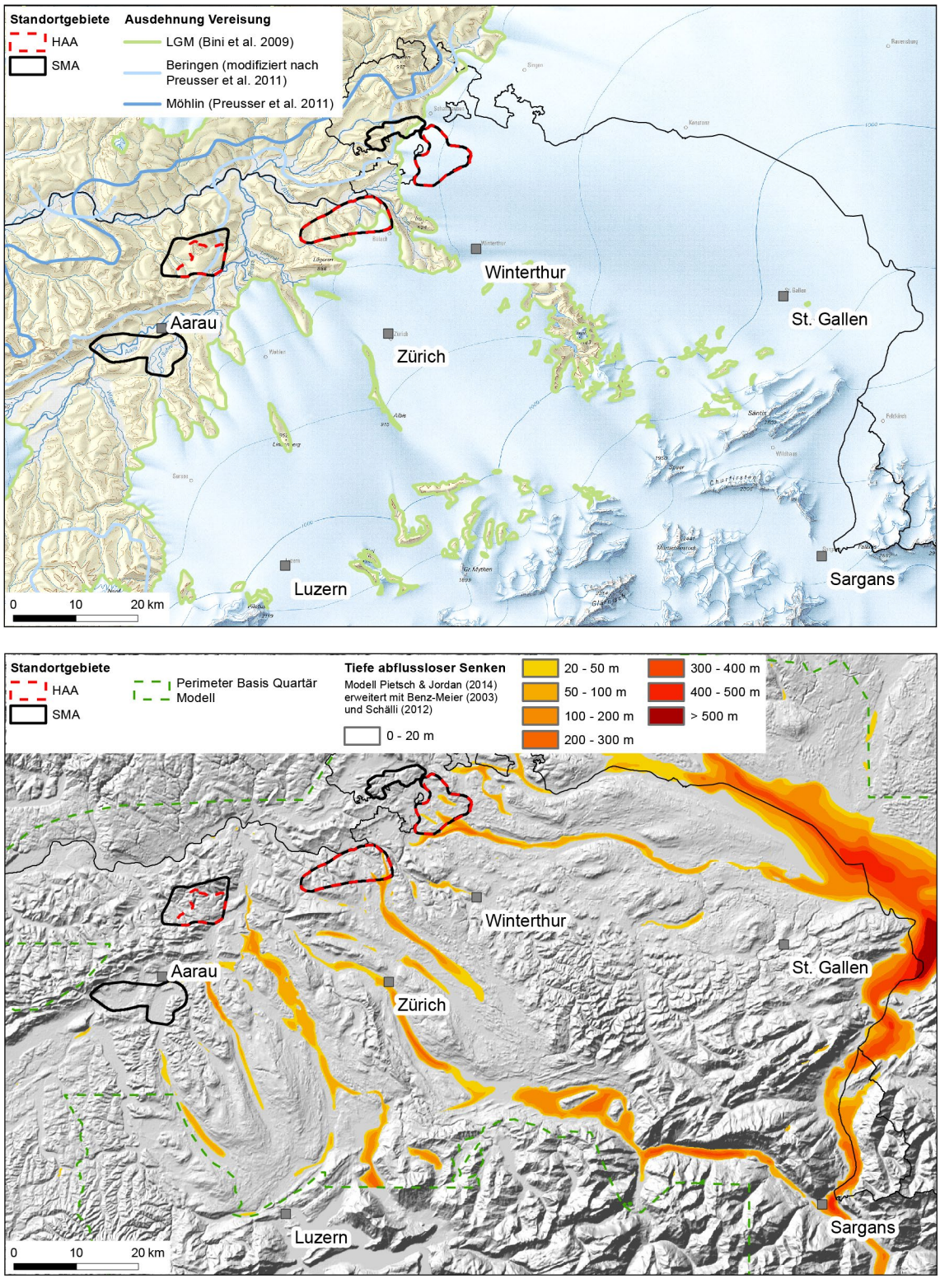


Fig. 7-5: Grossräumiger Überblick über die Eisausdehnungen (oben) und die Verteilung übertiefter Täler in der Nordostschweiz (unten).

Neben dem Rhonegletscher war die Nordschweiz vor allem durch den Reussgletscher und den Rheingletscher beeinflusst (Fig. 7-4, 7-5; Wildi 1984, Bini et al. 2009, Dürst-Stucki 2012). Die vom Reussgletscher erzeugten Übertiefungen verlaufen alle ungefähr parallel in SSE-NNW-Richtung. Unmittelbar südlich des Faltenjuras im Gebiet Rupperswil und Birrfeld gibt es zwei breite Übertiefungen. Während die Übertiefung von Rupperswil am Faltenjura endet, verläuft von der Birrfeld-Übertiefung ein Ausläufer als schmale Übertiefung mit reduziertem Tiefgang durch den Faltenjura bis ins untere Aaretal (Fig. 5-11, 7-5).

Der Rheingletscher verzweigt sich in der Region Sargans in einen Ast Richtung Bodensee und einen zweiten Richtung Walensee, Limmattal und Glatttal. In der Nordschweiz im Bereich der Standortgebiete Zürich Nordost und Nördlich Lägern überschneiden sich die Einflussbereiche dieser beiden Äste wieder. Es ist also für die Nordschweiz (Standortgebiete Südranden, Zürich Nordost, Nördlich Lägern) relevant, wie sich die Eis- und Wasserströme in Sargans aufteilen. Gemäss Graf (2003, 2009a) finden sich z.B. im Klettgau neben den üblichen Geröllspektren des Rhein-Bodensee-Gletschers auch solche, die indikativ für den Walensee-Rhein-Linth-Glatttal-Arm sind.

Im Fall des Bodenseearms des Rheingletschers fällt auf, dass die Übertiefungen nicht symmetrisch radial angeordnet sind, sondern dass die grösseren Ausläufer westlich des Bodensees vorkommen, namentlich im Gebiet Untersee – Schaffhausen und im Thurtal. Diese zum Rheinsystem gehörenden Rinnen spielen offensichtlich im Gegensatz zu den östlichen, Richtung Donau entwässernden Rinnen die Hauptrolle bei der Entwässerung des Bodensee-Rhein-Gletschers (z.B. Ellwanger et al. 2011). Entsprechend gross dürfte auch die Rolle des subglazialen Schmelzwassers für die Erosion der Rinnen gewesen sein.

Im Fall des Bodensee-Thur-Arms ist im Bereich von Frauenfeld eine Verzweigung sichtbar (Fig. 7-6 & 7-7). Dabei stellt der nördliche Ast eine ältere, höher liegende Übertiefung dar, welche ursprünglich das obere Thurtal von Frauenfeld Richung Nordosten über Schaffhausen mit dem Klettgau entwässerte. Das tiefer liegende untere Thurtal wird von verschiedenen Autoren (Graf 2003, 2009a, Müller 2010, Preusser et al. 2011) als jüngere Struktur betrachtet und der Beringen-Eiszeit zugeordnet.

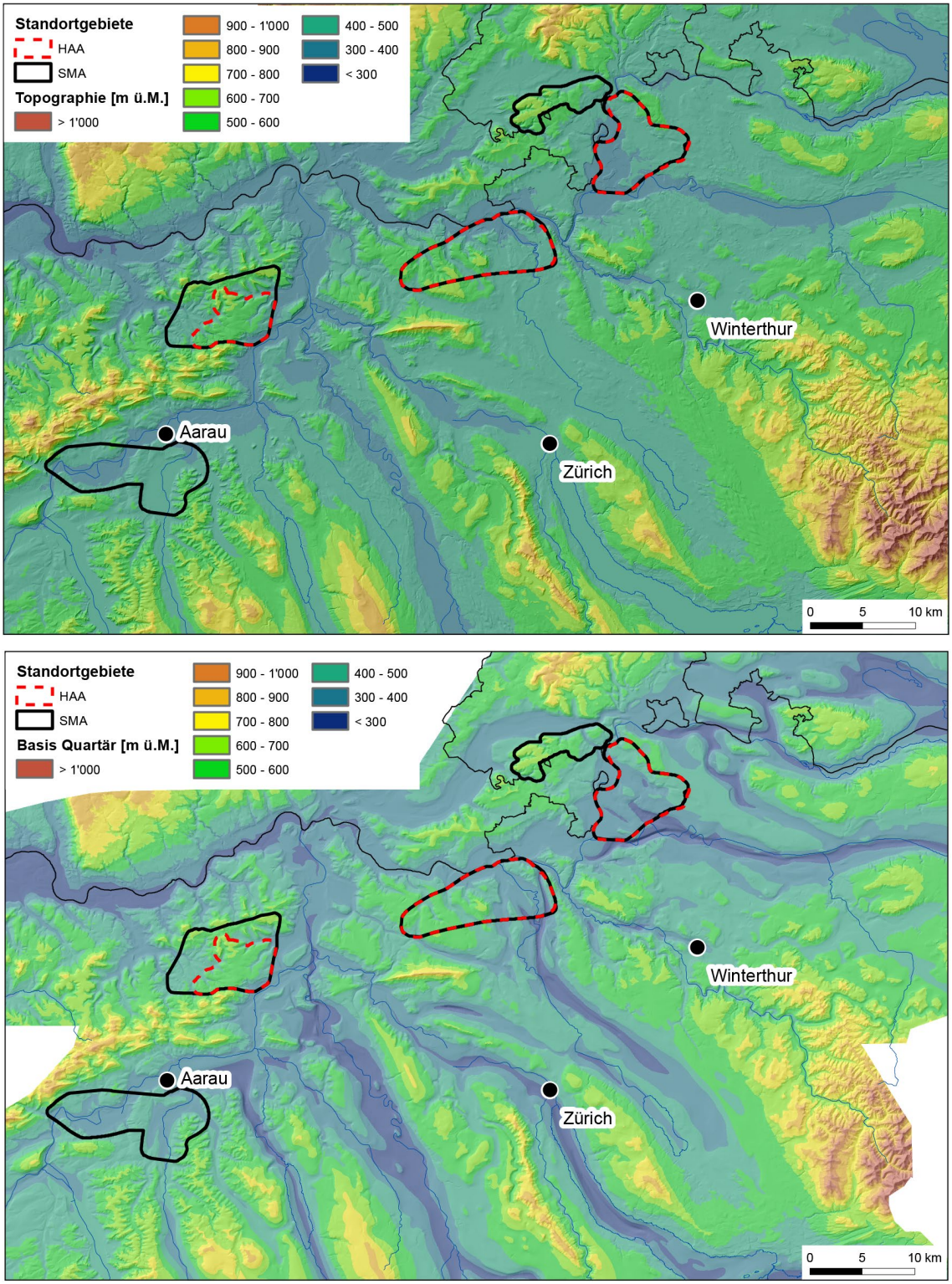


Fig. 7-6: Terrainoberfläche (oben) und Felsoberfläche (unten) in der zentralen Nordschweiz.

Die Farbskala ist in beiden Figuren gleich gewählt, damit sich Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen den Morphologien von Gelände- und Felsoberfläche leichter erkennen lassen.

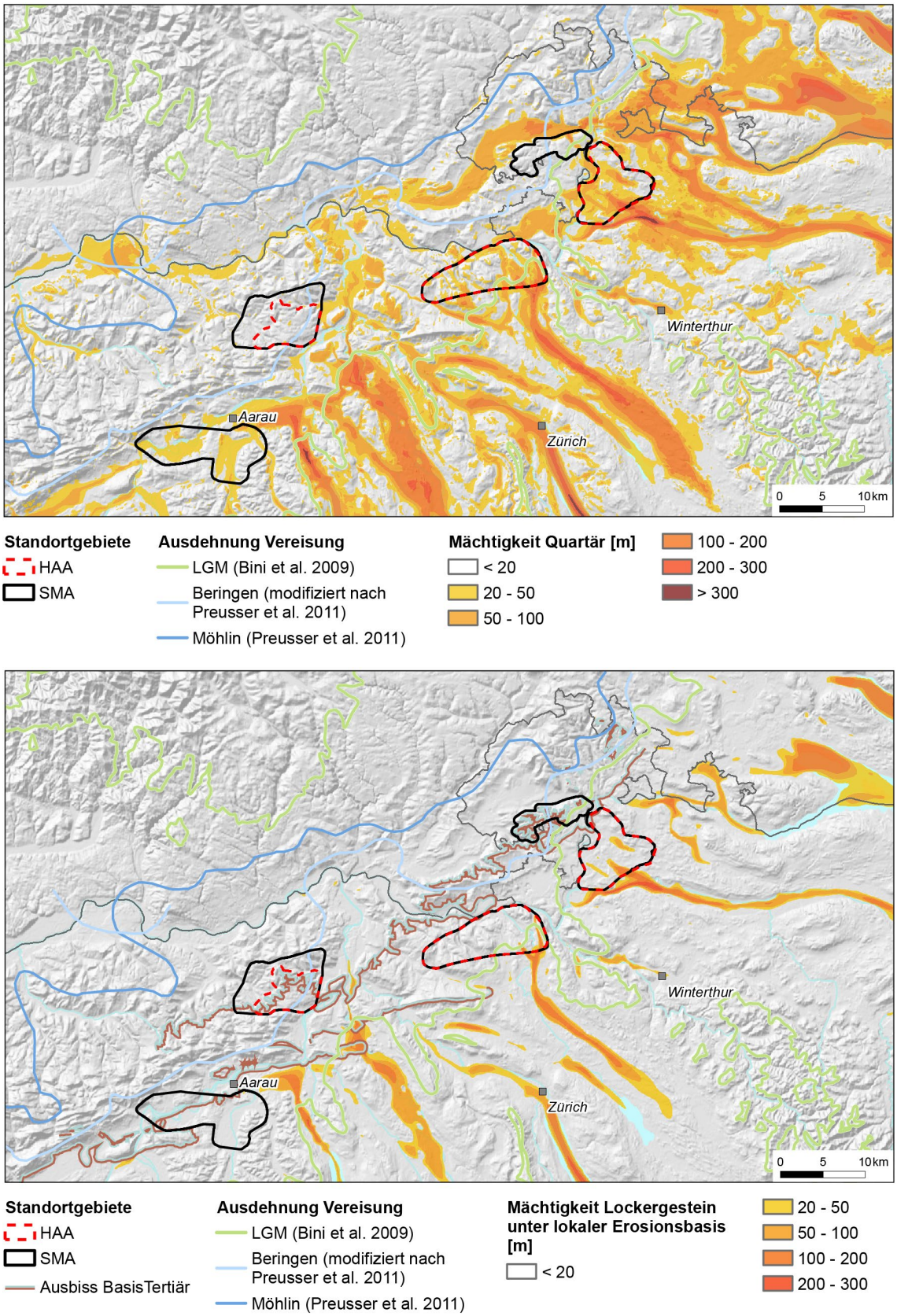


Fig. 7-7: Quartärmächtigkeit (oben) und Mächtigkeit übertiefter Felsrinnen (unten) in der Nordschweiz.

Im Folgenden werden verschiedene Aspekte diskutiert, welche sich aus der Verteilung der Übertiefungen und deren Bezug zur Topographie, zu den maximalen Eisständen und zur Lithologie (Kontakt Molasse, Malmkalke) ergeben und im Hinblick auf die zukünftige Entwicklung von Übertiefungen als wichtig betrachtet werden (vgl. dazu Fig. 7-6 und 7-7).

- Rolle der Topographie: In denjenigen Gebieten im Molassebecken mit einer vergleichsweise ausgeprägten Topographie (südliches und zentrales Molassebecken zwischen Napfgebiet und Zürichsee) liegen die meisten übertieften Rinnen unter den morphologischen Haupttälern und weisen meist eine relativ einfache, geradlinige Geometrie auf. Prominente Ausnahme ist die Rinne von Richterswil, welche vom oberen Zürichsee entlang der Alpenfront Richtung Zug zieht (Wyssling 2002, Blüm & Wyssling 2007). In flacheren Gebieten im externen Alpenvorland (z.B. Zürcher Unterland, Zürcher Weinland) gibt es häufiger verzweigte Rinnen mit mehreren vergleichsweise schmalen Teilästen. Gut belegt sind solche Äste namentlich im Bereich des untersten Thurtals und des unteren Glatttals (Fig. 7-7). Diese Äste waren vermutlich zu verschiedenen Zeiten aktiv, wie für das untere Thurtal von Graf (2003, 2009a) sowie von Pietsch & Jordan (2014) diskutiert. Im unteren Glatttal impliziert das Modell von Dr. von Moos AG (2012) ebenfalls verschiedene Generationen von übertieften Rinnen. Insbesondere im topographisch flachen Gelände wie im Standortgebiet Zürich Nordost und im westlichen Teil des Standortgebiets Nördlich Lägern ist es demnach in der Vergangenheit zur Anlage von neuen Übertiefungen mit zum Teil unterschiedlichen Orientierungen gekommen. Verschiedene Generationen von sich zum Teil kreuzenden Tälern sind auch aus Norddeutschland und aus der Nordsee bekannt und werden mit subglazialer Schmelzwassererosion in Verbindung gebracht (z.B. Jørgensen & Sandersen 2006, Kristensen et al. 2007, Stumm 2010, Stewart et al. 2013). Unterschiedlich orientierte Übertiefungen können mit variablen Eis- und Wasserflussrichtungen zusammen hängen. Im Fall vom Zürcher Weinland und Zürcher Unterland ist in diesem Zusammenhang zu beachten, dass sich hier bei einer grösseren Vereisung Gletscher aus zwei Richtungen treffen (Walensee-Rhein-Linth-Glatt-Gletscher und Bodensee-Rhein-Gletscher).
- Substrat der Rinnen: Die grossen Übertiefungen liegen alle im Molassesubstrat. Einige Übertiefungen enden in der Molasse (z.B. unteres Thurtal, Glatttal), andere im Bereich des Ausbisses der Malmkalke im Bereich Faltenjura (Rupperswil-Übertiefung) oder im Randengebiet (verschiedene Ausläufer des Rhein-Bodensee-Gletschers). Einzig im Gebiet Reusstal – unteres Aaretal hat sich eine Übertiefung über grössere Strecken ins Mesozoikum eingetieft. Im unteren Aaretal beträgt die Übertiefung im Mesozoikum gemäss Modell weniger als 100 m, die schmale Rinne wurde aber in ihrem Zentrum bis jetzt nicht erbohrt. Bemerkenswert ist die fast gänzliche Abwesenheit von eindeutigen Übertiefungen nördlich des Ausbisses der Basis Tertiär in Anbetracht der Tatsache, dass die grösste Vergletscherung den Faltenjura an mehreren Stellen überquert hat und auch am Hochrhein bis ins Gebiet von Möhlin vorstiess (Fig. 7-5 und 7-7). Ob es sich dabei um eine Frage der unterschiedlichen Erodierbarkeit von Molasse und Mesozoikum (v.a. Kalke) oder um einen indirekten Effekt der lithologisch-topographischen Schwelle im Bereich der Malmkalkausbisse auf die Erosionskraft oder Transportkapazität subglazialen Schmelzwassers handelt, ist bis jetzt ungeklärt. In beiden Fällen könnte Verkarstung der Malmkalke eine Rolle spielen. Ebenfalls eine Rolle könnten die kalten und trockenen Klimabedingungen während dem Maximalstand der grössten Vergletscherung(en) gespielt haben, welche eine effiziente Tiefenerosion erschweren (vgl. dazu Kap. 3.3 und 7.1.4).

  Auffällig ist in Zusammenhang mit der Erodierbarkeit des Substrats die Beobachtung, dass es im südlichen Teil des Molassebeckens (Gebiet Emmen – Wädenswil – Stäfa – Hombrechtikon), wo die Molasse zum Teil sehr gut zementiert und konglomeratreich ist, Schwellen in den Talwegprofilen gibt (Pietsch & Jordan 2014). In den nördlichen Molasse-

gebieten (u.a. im Gebiet des untersten Thur- und Glatttals) sind die Molassegesteine hingegen zum Teil sehr schlecht konsolidiert.

Eine Abnahme der Übertiefung in Zusammenhang mit lithologischen Wechseln wird auch in anderen Gebieten beschrieben. So sind die ausgeprägten Felsrinnen in Norddeutschland und Dänemark in Gebieten mit grossräumigen Vorkommen von nur schwach konsolidierten tertiären Sedimenten deutlich tiefer ausgeprägt als in Gebieten mit besser konsolidierten mesozoischen Gesteinen und im Vergleich zu kristallinem Substrat (Stackebrandt et al. 2003). Ähnliche Beispiele gibt es aus Nordamerika (Mullins et al. 1996, Mullins & Hinchey 1989).

- Tiefe der Rinnen: Die aus dem Modell der Felsoberfläche errechneten Quartärmächtigkeiten erreichen in der Nordschweiz typischerweise bis zu ca. 300 m, die Übertiefungen relativ zur lokalen Erosionsbasis bis zu ca. 250 m. Allerdings sind die Haupttäler nur an relativ wenigen Orten erbohrt worden, die Basis könnte also an einigen Stellen auch tiefer liegen, namentlich im unteren Thurtal bei Andelfingen. Hier wurde die Basis des Tals in zwei Bohrungen mit einer Endtiefe von 250 und 290 m Endtiefe nicht erreicht. Die Eintiefung in mesozoische Schichten ist deutlich geringer. Die vorhandene Übertiefung im Bereich des unteren Aaretals beträgt gemäss Modell weniger als 100 m.
- Alter der Rinnen: Es kann an verschiedenen Stellen gezeigt werden, dass die Rinnenbildung in der Nordschweiz mehrphasig ist (z.B. Wyssling 2008, Graf 2009a, Müller 2010), wobei zum Teil die bestehenden Rinnen in neuen Vergletscherungen oder Vorstössen wieder partiell ausgeräumt und/oder verbreitert bzw. vertieft wurden. In anderen Fällen wurden aber auch komplett neue Rinnen geschaffen. Der aktuelle Stand betreffend die zeitliche Einordnung von glazialen Ablagerungen in der Nordschweiz ist in Kap. 3 zusammengefasst und in Preusser et al. (2011) und Gaar (2013) ausführlich diskutiert.

Im Hinblick auf die Beurteilung der zukünftigen Erosion im Bereich der geologischen Standortgebiete der Nordschweiz können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Das heutige Inventar der glazial übertieften Felsrinnen ist das Resultat von mehreren Eiszeiten. Zum Teil wurden ältere Rinnen mehrfach ausgeräumt und dabei verbreitert und/oder vertieft, zum Teil wurden auch völlig neue übertiefte Felsrinnen angelegt. Innerhalb der geologischen Standortgebiete bestehen deutliche übertiefte Felsrinnen in den Gebieten Zürich Nordost und im Ostteil von Nördlich Lägern. Hier ist die Verbreiterung oder Vertiefung von existierenden Übertiefungen und/oder die Neuanlage von Übertiefungen (vgl. nächster Punkt) in den nächsten 10^6 Jahren wahrscheinlich.
- Neue Übertiefungen folgen häufig, aber nicht immer existierenden Tälern. Die Bildung neuer übertiefter Felsrinnen ist in Gebieten mit wenig Topographie (Standortgebiet Zürich Nordost und Ostteil des Standortgebiets Nördlich Lägern) vergleichsweise einfach.
- Die Lage der Standortgebiete relativ zu vergangenen Eisständen kann als Hinweise dienen, wie gross eine Vergletscherung sein muss, damit sie ein Standortgebiet erreicht und dort überhaupt das Potenzial hat, eine Übertiefung zu schaffen. Nach diesem Denkschema werden die Standortgebiete Jura Ost, Jura-Südfuss sowie die westlichen Bereiche der Standortgebiete Südranden und Nördlich Lägern wohl auch in Zukunft weniger häufig vergletschert sein als die anderen Gebiete.
- Die Haupt-Übertiefungen im Gebiet Nordschweiz haben gemäss heutigem Kenntnisstand (vorliegendes Felsmodell) über weite Strecken eine Lockergsteinsmächtigkeit bis 300 m und eine Übertiefung relativ zur lokalen Erosionsbasis bis ca. 250 m. Der tiefste Bereich der Rinnen wurde allerdings bis jetzt relativ selten erbohrt (z.B. unteres Thurtal), grössere Tiefen sind deshalb denkbar, z.B. im unteren Thurtal oder im Reusstal.

- Die Verteilung der Übertiefungen deutet darauf hin, dass das Substrat einen grossen Einfluss auf die Entstehung, Form und Tiefe der Übertiefungen hat. In allen Standortgebieten der Nordschweiz liegen zwischen der Basis der Molasse und dem Opalinuston kompetente und vergleichsweise erosionsresistente Kalkgesteine, wobei deren totale Mächtigkeit von mehr als 200 m im Osten auf ca. 100 m im Westen abnimmt. Es ist demnach unwahrscheinlich, dass zukünftige Übertiefungen im Mesozoikum ähnlich tief oder tiefer greifen, wie die grössten heute existierenden Übertiefungen im Molassesubstrat.
- Ebenfalls eine Rolle spielen könnte die topographische Schwelle, welche in der Regel mit dem Ausbiss der Basis Tertiär (Übergang Molasse – Malmkalke) zusammenfällt. Obwohl die grösste Vergletscherung bis weit über die Nordgrenze des Verbreitungsgebiets der Molasse vorgestossen ist, findet sich einzig im unteren Aaretal eine grössere nördlich des Ausbisses der Basis Tertiär gelegene Übertiefung. Diese ist durch eine relativ geringe Breite (Klus-artig im Bereich der Kalkdurchbrüche) und einen reduzierten Tiefgang charakterisiert. Nördlich des Ausbisses der Malmkalke gelegene Gebiete dürften auch in Zukunft vergleichsweise selten und schwächer von glazialer Übertiefung betroffen sein.
- Die Bedeutung einer zukünftigen Vertiefung, Verbreiterung oder Neuanlage von übertieften Felsrinnen für die Langzeitsicherheit eines geologischen Tiefenlagers hängt wesentlich von der Tiefenlage des Wirtgesteins ab (vgl. dazu Nagra 2014a, b).

8 Literaturverzeichnis

Abel, T., Sauter, M. & Hinderer, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb. Laichinger Höhlenfreund 35, 65-90.

Alley, R.B., Cuffey, K.M., Evenson, E.B., Strasser, J.C., Lawson, D.E. & Larson, G.J. (1997): How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. Quaternary Science Reviews 16, 1017-1038.

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, 563-569.

Alley, R.B. (2000): The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Science Reviews 19, 213–226.

Alley, R.B., Lawson, D.E., Evenson, E.B. & Larson, G.J. (2003a): Sediment, glaciohydraulic supercooling, and fast glacier flow. Annals of Glaciology 36, 135-141.

Alley, R.B., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B. & Baker, G.S. (2003b): Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. Nature 424, 758-760.

Anderson, R.S., Molnar, P. & Kessler, M.A. (2006): Features of glacial valley profiles simply explained. Journal of Geophysical Research – Earth Surface 111, F01004.

Archer, D. (2005): Fate of fossil fuel CO_2 in geologic time. Journal of Geophysical Research 110, C09S05, doi:10.1029/2004JC002625.

Archer, D. & Ganopolski, A. (2005a): A movable trigger: Fossil fuel CO2 and the onset of the next glaciation. Geochemistry, Geophysic, Geosystems. 6, doi:10.1029/2004GC000891.

Asch, K. (2003): The 1:5 Million Internationale Geological Map of Europe and Adjacent Areas: Development and Implementation of a GIS-enabled Concept. Geologisches Jahrbuch, SA 3, Stuttgart: E. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung.

Bachmann, F. (1966): Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistocänen Schotterflächen im nordschweizerischen Mittelland. PhD thesis, Universität Zürich.

Ballantyne, C.K. (2002): Paraglacial geomorphology. Quartenary Science Reviews 21, 1935-2017.

Barletta, V.R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R. & Smiraglia, C. (2006): Glacier shrinkage and modelled uplift of the Alps. Geophys. Res. Lett., 33, L14307, doi:10.1029/2006GL026490.

Barsch, D. (1968): Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras. Regio Basiliensis 9/1, 115-134.

Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (2010): Glaciers and glaciation: second edition. Hodder Education, London.

Bennett, M.R. & Glasser, N.F. (2009): Glacial geology. Ice sheets and landforms: second edition. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.

Benz-Meier, C. (2003): Der würmeiszeitliche Rheingletscher – Maximalstand. Digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem Geographischen Informationssystem. PhD thesis, Universität Zürich.

Berger, A. (1979): Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. J. Atmos. Sci. 35, 2362-2367.

Berger, A., Li, X.S. & Loutre, M.F. (1999): Modeling northern hemisphere ice volume over the last 3 million years. Quaternary Science Reviews 18, 1–11.

Berger, A. & Loutre, M.F. (2002): An Exceptionally Long Interglacial Ahead? Science 297, 1287-1288.

Bini, A., Buoncristiani, J.-F., Couterrand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H. R., Keller, O., Kelly, M., Schlüchter, C. & Schoeneich, P. (2009). Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). Karte 1:500'000. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

BIOCLIM (2003): Simulation of the future evolution of the biosphere system using the integrated strategy: Continuous climate evolution scenarios over western Europe (1000 km scale). Deliverable D7 available on www.andra.fr/bioclim.

Bitterli-Dreher, P., Graf, H.R., Naef, H., Diebold, P., Matousek, F. & Burger, H. (2007): Blatt Baden (1070/120) – Erläuterungen, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

Blatter, H. & Haeberli, W. (1984): Modelling temperature distribution in Alpine glaciers. Annals of Glaciology 5, 18-22.

Blüm, W. & Wyssling, G. (2007). Ur-Sihl und Richterswiler Gletschertal. Baudirektion Kanton Zürich, Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft, 31 p.

Bolliger, T., Fejfar, O., Graf, H. & Kälin, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). Eclogae geol. Helv. 89, 1043-1048.

Borsa, A. A., Agnew, C. D. Cayan, D. R. (2014): Ongoing drought-induced uplift in the western United States. Science 245, 1587-1590.

Boulton, G.S. (1996): Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. Journal of Glaciology, 42, 43-62.

Bridgeland, D.R. (2000): River terrace systems in North-west Europe; an archive of environmental change, uplift and early human occupation. Quaternary Science Reviews 19, 1293-1303.

Bridgeland, D. & Westaway, R. (2008): Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. Geomorphology 98, 285-315.

Büchi, M., Kober, F., Ivy-Ochs, S., Salcher, B., Kubik, W. & Christl, M. (2014): Denudation rates of small transient catchments controlled by former glaciation: The Hörnli Nunatak in the northeastern Swiss Alpine Foreland. Quat. Geochronol. 19, 135-147.

Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2011): Tectonic Geomorphology. 2nd edition, Wiley-Blackwell, 472 pp.

Burki, V. (2009): Glaziale Erosion: Prozesse und ihre Kapazitäten. Nagra Arbeitsber. NAB 09-06.

Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C. & Herman, F. (2012): Tectonics, climate and mountain belt topography. Journal of Geophysical Research – Solid Earth 117, B02403.

Chorley, R.J., Schumm, S.A. & Sugden, D.E. (1984): Geomorphology. Methuen, London/New York, 605p.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M.-F. (1996): Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? Geology 24, 363-366.

Cook, S.J., Knight, P.G., Waller, R.I., Robinson, Z.P. & Adam, W.G. (2007): The geography of basal ice and its relationship to glaciohydraulic supercooling: Svínafellsjökull, southeast Iceland. Quaternary Science Reviews 26, 2309-2315.

Cook, S.J., Robinson, Z.P., Fairchild, I.J., Knight, P.G., Waller, R.I. & Boomer, I. (2010): Role of glaciohydraulic supercooling in the formation of stratified facies basal ice: Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, southeast Iceland. Boreas 39, 24-38.

Cook, D. & Swift, D.A. (2012): Subglacial basins: Their origin and importance in glacial systems and landscapes. Earth-Science Reviews 115 (2012), 332-372.

Creyts, T.T. & Clarke, G.K.C. (2010): Hydraulics of subglacial supercooling: Theory and simulations for clear water flows. Journal of Geophysical Research – Earth Surface 115, F03021.

Dehnert, A., Lowick, S.E., Preusser, F., Anselmetti, F.S., Drescher-Schneider, R., Graf, H.R., Heller, F., Horstmeyer, H., Kemna, H.A., Nowaczyk, N.R., Züger, A. & Furrer, H. (2012): Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. Quaternary Science Reviews 34, 127-145.

Deslisle, G., Caspers G. & Freund, H. (2003): Permafrost in north-central Europe during the Weischselian: how deep? ICOP 2003 Permafrost: Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers 1, 187-191.

Diebold, P., Bitterli-Brunner, P. & Naef, H. (2006): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz: Blatt Frick-Laufenburg. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

Drewry, D. (1986): Glacial geologic processes. Edward Arnold, London.

Dr. von Moos AG (2012): Grundwasserstudie Bülach – Hochfelden: Auswertung der Bohrkampagne 2011 / 2012 (Bericht Nr. 9666_9667), Zürich. AWEL, Abt. Gewässerschutz.

Dürst Stucki, M. (2012): Bedrock surface model of Switzerland: evidence for glacial impact on landscape and indication for glacial erosion processes. PhD thesis. University of Berne.

Einsele, G. (1992): Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer Verlag, Berlin, 628 p.

Einsele, G. & Ricken, W. (eds.) (1993): Eintiefungsgeschichte und Stoffaustrag im Wutachgebiet (SW-Deutschland). Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 15.

Einsele, G. & Ricken, W. (1995): The Wutach gorge in SW Germany: late Würmian (periglacial) downcutting versus Holocene processes. Zeitschrift für Geomorphologie, NF Supplement-Band 100, 65-87.

Einsele, G. & Hinderer, M. (1997): Quantifying denudation and sediment-accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results, Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 140 (1997), 7-21.

Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I.N., Hodell, D. & Piotrowski, A.M. (2012): Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition. Science 337, 704-709.

Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). Quaternary Science Journal 60, 306-328.

Evans, I.S. (2008): Glacial erosional processes and forms: mountain glaciation and glacier geography. *In:* The history of the study of landforms or the development of geomorphology: Quaternary and recent processes and forms (1890-1965) and the mid-century revolutions. London, Geological Society, 413.

Fiore, J.T. (2007): Quaternary subglacial processes in Switzerland :geomorphology of the Plateau and seismic stratigraphy of Western Lake Geneva. Thèse de doctorat, Univ. Genève 2007, no. Sc. 3815.

Fischer, U.H. (2009): Glacial erosion: a review of its modelling. Nagra Arbeitsber. NAB 09-23.

Fischer, U.H. & Haeberli, W. (2010): Glacial erosion modelling – results of a workshop held in Unterägeri, Switzerland, 29 April – 1 May 2010. Nagra Arbeitsber. NAB 10-34.

Fischer, U.H. & Haeberli, W. (2012): Glacial overdeepening – results of a workshop held in Zürich, Switzerland, 20 – 21 April 2012. Nagra Arbeitsber. NAB 12-48.

Finnegan, N.J., Schumer, R. & Finnegan, S. (2014): A signature of transience in bedrock river incision rates over timescales of 10^4–10^7 years. Nature 505, 391-394.

Florineth, D. & Schlüchter, C. (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. Quaternary Research 54/3, 295-308.

Fountain, A.G., Jacobel, R.W., Schlichting, R. & Jansson, P. (2005): Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. Nature 433(7026), 618-621.

Frei, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Frenzel, B., Pécsi, M. & Velichko, A.A. (1992): Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere – late Pleistocene/Holocene. Hungarian Academy of Sciences and Gustav Fischer Verlag, Budapest and Stuttgart, 153.

Fuhrmann, T & Zippelt, K. (2013): Berechnung und Beurteilung rezenter vertikaler Oberflächenbewegungen abgeleitet aus wiederholten Präzisionsnivellements in den Regionen Nordschweiz und Südwestdeutschland.

Gaar, D. (2013): Establishing chronologies of Late Pleistocene glacier advances in Northern Switzerland. PhD thesis. University of Berne.

Giamboni, M.K., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E. & Wetzel, A. (2004): Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). Int. J. Earth Sci. 93, 207-223.

Gibbard, P.L. & Lewin, J. (2009): River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. Tectonophysics 474, 41-55.

Glotzbach, C., Röttjer, M., Hampel, A., Hetzel, R., Kubik, P.W. (2013): Quantifying the impact of former glaciation on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ^{10}Be. Terra Nova, in press.

Graf, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. PhD thesis, ETH Zürich.

Graf, H.R. (2003): Geschichte des unteren Thurtales. Mitteilungen der thurgauischen naturforschenden Gesellschaft 59, 8-29.

Graf, H.R. (2009a): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz (N.F. 168). Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

Graf, H.R. (2009b): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. Eiszeitalter und Gegenwart / Quaternary Science Journal 58, 12-53.

Graf, H.R. & Hofmann, F. (2000): Zur Eiszeitgeologie des oberen Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 82, 279-315.

Grant, G.E., Schmidt, J.C. & Lewis, S.L. (2003): A geological framework for interpreting downstream effects of dams on rivers. *In:* Geology, geomorphology, and hydrology of the Deschutes River, Oregon: Water Science and Application 7, 203-219.

Gudmundsson, G. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Wuerm Alpine deglaciation. Eclogae geol. Helv. 87, 545-557.

Haeberli, W. (2010): Glaciological conditions in northern Switzerland during recent ice ages. Nagra Arbeitsber. NAB 10-18.

Haeberli, W. & Penz, U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, 351-361.

Haeberli, W., Rellstab, W. & Harisson, W.D. (1984): Geothermal effects of 18 ka BP ice conditions in the Swiss Plateau. Annals of Glaciology 5, 56-60.

Hagedorn, E.M. & Boenigk, W. (2008). The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses, Netherlands Journal of Geosciences 87, 21-32.

Hallet, B., Hunter, L. & Bogen, J. (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. Global and Planetary Change 12, 213-235.

Hansmann, J., Loew, S. & Evans, K.F. (2012): Reversible rock-slope deformations caused by cyclic water-table fluctuations in mountain slopes of the Central Alps, Switzerland. Hydrogeology Journal 20, 73-91.

Hantz, D. & Lliboutry, L. (1983): Waterways, ice permeability at depth, and water pressures at glacier d'Argentière, French Alps. Journal of Glaciology 29/102, 227-239.

Harbor, J.M. (1989): Early discoverers XXXVI – W.J. McGee on glacial erosion laws and the development of glacial valleys. Journal of Glaciology 35, 419-425.

Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackelton, N.J. (1976): Variations in the Earths Orbit: Pacemaner of the Ice Ages. Science 194/4270, 1121-1132.

Head, M.J. & Gibbard, P.L. (2005): Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. Geological Society of London, Special Publications 247, 1-18.

Heiri, O., Koinig, K.A., Spötl, C., Barrett, S., Brauher, A., Drescher-Schneider, R., Gaar, D., Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Luetscher, M., Moran, A., Nicolussi, K., Preusser, F., Schmidt, R., Schoeneich, P., Schwörer, C., Sprafke, T., Terhorst, B. & Tinner, W. (2014): Palaeoclimate records 60 – 8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. Quaternary Science Reviews 106, 186-205.

Helmes, K.F. (2014): The Last Interglaciale Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. Quaternary Science Reviews 86, 115-143.

Heuberger, S., Büchi, M. & Naef, H. (2014): Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the Late Miocene. Nagra Arbeitsber. NAB 12-20.

Heuberger, S. & Naef, H. (2014): GIS-Kompilation der Deckenschotter-Vorkommen im nördlichen Alpenvorland. Nagra Arbeitsber. NAB 12-35.

Hinderer, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta 14, 231-263. Elsevier.

Hinderer, M. (2003): Large to medium-scale sediment budget models – The Alpenrhein as a case study. *In:* Lang, A., Hennrich, K. & Dikau, R.: Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling – Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchments. Lecture Notes in Earth Sciences 101, 137-156, Heidelberg.

Hinderer, M. (2005): Sedimentfalle Bodensee. Bundesanstalt für Gewässerkunde, 7. Gewässermorphologisches Kolloquium am 3./4. November 2004 in Koblenz, Veranstaltungen 4/2005, 5-17.

Hinderer, M., Kastowski, M., Kamelger, A., Bartolini, C. & Schlunegger, F. (2013): River loads and modern denudation of the Alps – a review. Earth Sci. Rev. 188, 11-44.

Hötzl, H. (1996): Origin of the Danube-Aach system. Environ. Geol. 27, 87-96, doi:10.1007/BF01061676.

Hofer, D., Raible, C.C., Dehnert, A. & Kuhlemann, J. (2012a): The impact of different glacial boundary conditions on atmospheric dynamics and precipitation in the North Atlantic region. Climate of the Past 8/3, 935-945, doi:10.5194/cp-8-935-2012.

Hofer, D., Raible, C.C., Merz, N., Dehnert, A. & Kuhlemann, J. (2012b): Simulated winter circulation types in the North Atlantic and European region for preindustrial and glacial conditions. Geophysical Research Letters 39, L15805, doi:10.1029/2012GL052296.

Hooke, R. LeB. (1991): Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. Geological Society of America Bulletin 103, 1104-1108.

Hooke R. LeB. & Pohjola V.A. (1994): Hydrology of a segment of a glacier situated in an overdeepening, Storglaciären, Sweden. Journal of Glaciology 40, 140-148.

Hooke, R. LeB. & Jennings, C.E. (2006): On the formation of the tunnel valleys of the southern Larentide ice sheet. Quaternary Science Reviews 25, 1364-1372.

Hsü, K.J, Ryan, W.B.F. & Cita, M.B. (1973): Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. Nature 242, 240-244.

Hsü, K.J. & Kelts, K.R. (1984): Quaternary geology of Lake Zurich an Interdisciplinary Investigation by Deep-Lake Drilling. Contribution to Sedimentology. Schweizerbart, Stuttgart, 210 pp.

Iverson, N.R. (1991): Potential effects of subglacial water pressure fluctuations on quarrying. Journal of Glaciology 37/125, 27-36.

Iverson, N.R. (2002): Processes of glacial erosion. *In:* Menzies, J. (ed.): Modern and past glacial environments: revised student edition. Butterworth/Heinemann, Oxford, 131-146.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23, 559-573.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137-2149.

Jansson, P. & Hooke, R. LeB. (1989): Short-term variations in strain and surface tilt on Storglaciären, Kebnekaise, Northern Sweden. Journal of Glaciology 35, 201-208.

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.

Jørgensen, F. & Sandersen, P.B.E. (2006): Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets. Quaternary Science Reviews 25, 1339-1363.

Kehew, A.E., Piotrowski, J.A. & Jørgensen, F. (2012): Tunnel valleys: concepts and controversies – a review. Journal of Earth Science Reviews 113, 33-58.

Keller, O. (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees – Ein geologischer Lebenslauf. *In:* J. Holenstein, O. Keller , H .Maurer, R. Widmer und H. Züllig (eds.): Umweltwandel am Bodensee, 33-91.

Keller, O. & Krayss, E. (1998): Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. GeoArcheoRhein 2, 121-138.

Keller, O. & Krayss, E. (2000): Die Hydrographie des Bodenseeraums in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte der st. gallischen naturwissenschaftlichen Gesellschaft 89, 39-56.

Keller, O. & Krayss, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung, Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich 150, 19-32.

Keller, O. & Krayss, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. E&G Quaternary Science Journal 59, 88-119.

Kessler, M.A., Anderson, R.S. & Briner, J.P. (2008): Fjord insertion into continental margins driven by topographic steering of ice. Nature Geoscience 1, 365-369.

Klemenz, W. (1993): Erosionsszenarien Wellenberg. Nagra Tech. Ber. NTB 93-34.

Korup, O. & Schlunegger, F. (2009): Rock-type control on erosion-induced uplift, eastern Swiss Alps. Earth Planet Sci Lett 278,278-285.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. & Wilson, D.S. (1999): Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Kristensen, T.B., Huuse, M., Piotrowski, J.A. & Clausen, O.R. (2007): A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. Journal of Quarternary Science 22, 801-815.

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, 285-307.

Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I. & Kazmer, M. (2002): Postcollisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. International Journal of Earth Sciences 91, 818-837.

Kuhlemann, J. & Rahn, M. (2013): Plio-Pleistocene landscape evolution in Northern Switzerland. Swiss Journal of Geosciences 106, 451-467.

Larson, G.J., Lawson, D.E., Evenson, E.B., Alley, R.B., Knudsen, O., Lachniet, M.S. & Goetz, S.L. (2006): Glaciohydraulic supercooling in former ice sheets? Geomorphology 75, 20-32.

Lawson, D.E., Strasser, J.C., Evenson, E.B., Alley, R.B., Larson, G.J. & Arcone, S.A. (1998): Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: I. Field evidence. Journal of Glaciology 44, 547-562.

Liniger, H. (1966): Das Plio-Altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. Regio Basiliensis 7, 158-177.

Liniger, H. (1967): Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Eclogae geol. Helv. 60, 407-490.

Linton, D.L. (1963): The forms of glacial erosion. Transactions and Papers (Institute of British Geographers) 33, 1-28.

Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography 20, PA1003.

Ludwig, W. & Probst, J-L. (1998): River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. American Journal of Science 298, 265-295.

Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.-M., Preusser, F., Schmid, S. M. & Ziegler, P.A. (2009): Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). International Journal of Earth Sciences 99 (Suppl 1), S103-S122.

Manabe, S. & Broccoli, A.J. (1984): Ice-Age climate and continental ice sheets: some experiments with a general circulation model. Annals of Glaciology 5, 100-105.

Meyer, W. & Stets, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 81, 217-221.

Meyer, H., Hetzel, R. & Strauss, H. (2010): Erosion rates on different timescales derived from cosmogenic ^{10}Be and river loads: implications for landscape evolution in the Rhenish Massif, Germany. Int. J. Earth Sci. 99, 395-412.

Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology 91, 1-21.

Morel, P., von Blanckenburg, F., Schaller, M., Kubik, P. W. & Hinderer, M. (2003): Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). Terra Nova 15, 398-404.

Moseley, G.E., Spötl, C., Svensson, A., Cheng, H., Brandstättler, S. & Lawrence Edwards, R. (2014): Multi-speleothem record reveals tightly coupled climate between central Europe and Greenland during Marine Isotope Stage 3. Geology 42, 1043-1046.

Müller, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Nr. 74.

Müller, E. (2010): Schottersysteme zwischen dem Thurtal und Schaffhausen, Zürich: Bericht zuhanden des Eidgenössischen Nuklearsicherheitsinspektorates ENSI, Dr. von Moos AG Bericht Nr. 8600-3.

Mullins, H.T. & Hinchey E.J. (1989): Erosion and infill of New York Finger lakes: lmplications for Laurentide ice sheet deglaciation. Geology 17, 622-625.

Mullins, H.T. Hinchey, E.J., Wellner, R.W., Stephens, D.B., Anderson, W.T. & Dwyer, D.R. (1996): Seismic stratigraphy ofthe Finger Lakes: A continental record of Heinrich event H-1 and Laurentide ice sheet instability. Geological Society of America Special Paper 311, 1-35.

Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S. & Sciunnach, D. (2003): Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. Geology 31, 989-992.

Nagra (2002): Projekt Opalinuston: Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse: Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle. Nagra Tech. Ber. NTB 02-03.

Nagra (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen. Nagra Tech. Ber. NTB 08-04.

Nagra (2014a): SGT Etappe 2: Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlage. Geologische Grundlagen. Nagra Tech. Ber. NTB 14-02.

Nagra (2014b): SGT Etappe 2: Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlage. Sicherheitstechnischer Bericht zu SGT Etappe 2. Sicherheitstechnischer Vergleich und Vorschlag der in Etappe 3 weiter zu untersuchenden geologischen Standortgebiete. Nagra Tech. Ber. NTB 14-01.

North Greenland Ice Core Project members (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431, 147-151.

Norton, K.P., von Blanckenburg, F., Schlunegger, F., Schwab, M. & Kubik, P.W. (2008): Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps. Geomorphology 95, 474–486.

Norton, K.P., von Blanckenburg, F., DiBiase, R., Schlunegger, F. & Kubik, P.W. (2011): Cosmogenic ^{10}Be-derived denudation rates of the eastern and southern European Alps. International Journal of Earth Sciences 100, 1163-1179.

Pazzaglia, F.J. (2013): 9.22 Fluvial Terraces, *In:* Treatise on Geomorphology, edited by John F. Shroder, Academic Press, San Diego, 2013, 379-412.

Petit, C., Campy, M., Chaline, J. & Bonvalot, J. (1996): Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene – Pleistocene. Boreas 25, 131-143.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature 399, 429-436.

Pietsch, J. & Jordan, P. (2014): Digitales Höhenmodell Basis Quartär der Nordschweiz – Version 2013 (SGT E2) und ausgewählte Auswertungen. Nagra Arbeitsber. NAB 14-02.

Piotrowski, J.A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. Sedimentary Geology 89, 107-141.

Portenga, E.W. & Bierman, P.R. (2011): Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be. GSA Today 21/8, 4-10.

Preusser, F. (1999): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. Quaternary Science Reviews 18, 217-222.

Preusser, F. & Graf, H.R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen in der Nordschweiz. JBer. Mitt. oberrh. geol. Ver. 84, 419-438.

Preusser, F., Geyh., M.A. & Schluchter, C. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. Quaternary Science Reviews 22, 1435-1445.

Preusser, F. (2004): Towards a chronology of the Upper Pleistocene in the northern Alpine Foreland. Boreas 33, 195-210.

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.

Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. Quaternary Science Journal 60/2-3, 282-305.

Röthlisberger, H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels. Journal of Glaciology 11, 177-202.

Röthlisberger, H. & Lang, H. (1987): Glacial hydrology. *In:* Gurnell, A.M., & Clark, M.J. (eds.): Glaciofluvial sediment transfer: an alpine perspective. John Wiley, Chichester.

Salcher, B.C., Kober, F., Kissling, E., & Willett, S.D. (2014): Glacial impact on short-wavelength topography and long-lasting effects on the denudation of a deglaciated mountain range. Global and Planetary Change 115, 59-70.

Schälli, L. (2012): The Influence of the Rhine Glacier at Sargans in Connection to the Solid-Rock Surface model of the Rhein and Seez Valley. Master Thesis, Department of Geography, University Zürich.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. & Kubik, P. (2001): Largescale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, Earth Planet. Sci. Lett. 188, 441-458.

Scheingross, J.S., Brun, F., Lo, D.Y., Omerdin, K. & Lamb, M.P. (2014): Experimental evidence for fluvial bedrock incision by suspended and bedload sediment. Geology 42, 523-526.

Schindler, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. Eclogae geol. Helv. 61/2, 395-433.

Schindler, C., Röthlisberger, H. & Gyger, M. (1978): Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. Eclogae geol. Helv. 71/1, 159-174.

Schlatter, A. (2013): Rezente vertikale Oberflächenbewegungen in der Nordschweiz und in Südwestdeutschland – Kinematische Ausgleichung der Landesnivellementlinien CH/D aufgrund kinematischer Ausgleichungen wiederholter Präzisionsnivellements. Nagra Arbeitsber. NAB 12-34.

Schlüchter, C., Maisch, M.J.S., Fitze, P.A.K.W., Burga, C.A. & Wynistorf, E. (1987): Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 132, 135-174.

Schlunegger, F., Rieke-Zapp, D. & Ramseyer K. (2007): Possible environmental effects on the evolution of the Alps-Molasse Basin system. Swiss J. Geosc. 100, 383-405.

Schlunegger, F. & Mosar, J. (2011): The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps. International Journal of Earth Sciences 100, 1147-1162.

Schumer, R. & Jerolmack, D. J. J. (2009): Real and apparent changes in sediment deposition rates through time Geophys. Res. 114, F00A06.

Seidel, J. & Mäckel, R. (2007): Holocene sediment budgets in two river catchments in the southern upper Rhine valley. Geomorphology 92/3-4, 198-207.

Simpson, G. (2004): Role of river incision in enhancing deformation. Geology 32, 341-344.

Sklar, L. & Dietrich, W.E. (1998): River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. *In:* Tinkler, K. & Wohl, EE. (1998): Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels. Am. Geophys. Union. 237-260.

Sklar, L. & Dietrich, W.E. (2001): Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. Geology 29, 1087-90.

Smed, P. (1998): Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) – Glaziologische Gesichtspunkte. Eiszeitalter und Gegenwart 48, 1-18.

Stackebrandt, W., Ludwig, A.O. & Ostaficzuk, S. (2003): Base of Quarternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (Map 2). Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg 40, 67-77.

Stewart, M.A., Lonergan, L. & Hampson, G. (2013): 3D seismic analysis of buried tunnel valleys in the central North Sea: morphology, cross-cutting generations and glacial history. Quaternary Science Reviews 72, 1-17.

Strasser, A., Strasser, M. & Seyfried, H. (2010): Quantifying erosion over timescales of one million years: A photogrammetric appr8oach on the amount of Rhenish erosion in south-western Germany. Geomorphology 122, 244-253.

Stumm, D. (2010): Deep glacial erosion – review with focus on tunnel valleys in northern Europe. Nagra Arbeitsber. NAB 10-33.

Summerfield, M., Brown, R.W. & Gleadow, A.J.W. (1994): Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development. *In:* M.J. Kirby (ed.): Process Models and Theoretical Geomorphology. Wiley, p. 23-53.

Texier, D., Degnan, P., Loutre, M.F., Paillard, D. & Thorne, M. (2003): Modelling Sequential BIOsphere Systems under CLIMate Change for Radioactive Waste disposal. Project BIOCLIM. Proceedings of the international high-level waste management conference (30.3 – 2.4.2003, Las Vegas, U.S.A).

Vandenberghe, J. (1995): Timescales, climate and river development. Quaternary Science Reviews 14, 631-638.

Vandenberghe, J. & Pissart, A. (1993): Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost and Periglacial Processes 4, 121-135.

Vandenberge, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A.A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T. & Wan, X. (2014): The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. Boreas 43, 652-666.

Van der Meer, J.J.M. (1980): Different types of wedges in deposits of Würm age from the Murten area (Western Swiss Plain). Eclogae geol. Helv. 73/3, 839-854.

Van der Vegt, P., Janszen, A. & Moscariello, A. (2013): 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, London, Special Publication 368, 75-97.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D. & Rahn, M.K. (2008): Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by isoage analysis of a fission-track database. Earth and Planetary Science Letters 270/3-4, 316-329.

Von Blanckenburg, F. (2005): The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. Earth Planet. Sci. Lett. 237, 462-479.

Walling, D.E. & Webb, B.W. (1996): Erosion and sediment yield: a global overview. *In:* Walling, D.E. & Webb, B.W. (eds.): Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. IAHS Publication 236, 3-19.

Wildi, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. Eclogae geol. Helv. 77/3, 541-551.

Willett, S.D. (2010): Late Neogene erosion of the Alps: A climate driver? Annual Review of Earth and Planetary Sciences 38, 409-435.

Williams, G P. & Wolman, M.G. (1984): Downstream effects of dams on alluvial rivers, Geol. Surv. Prof. Pap. 1286, 83 pp.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K.P. & Kubik, P.W. (2007): Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. J. Geophys. Res. Earth Surf. 112. F04010.

Wyssling, G. (2002): Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. Zur Geologie des Sihltales zwischen Schindellegi und Sihlbrugg. Verein ProSihltal 52, 1-14.

Wyssling, G. (2008): Blatt Uster (1092/128) – Erläuterungen. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

Yanites, B.J., Ehlers, T.A., Becker, J.K., Schnellmann, M. & Heuberger, S. (2013): High magnitude and rapid incision from river capture: Rhineriver, Switzerland. J. Geophys. Res., Earth Surf. 118, 1060-1084. http://dx.doi.org/10.1002/jgrf.20056.