

Ressortforschungsberichte zur kerntechnischen Sicherheit und zum Strahlenschutz

**Fachliche Unterstützung des BfS bei der Erstellung von
Referenzbiosphärenmodellen für den radiologischen
Langzeitsicherheitsnachweis von Endlagern - Biosphären-
Szenarioanalyse für potentielle Endlagerstandorte
- Vorhaben 3609S50004**

**Bd. 2 Analyse der physikalischen Biosphäre in den
Referenzregionen in Nord- und Süddeutschland**

**Auftragnehmer:
Gesellschaft für Anlagen und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Köln**

**Ch. Fahrenholz
B. Förster
U. Noseck
I. Müller-Lyda**

Das Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) und im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) durchgeführt.



Dieser Band enthält einen Ergebnisbericht eines vom Bundesamt für Strahlenschutz im Rahmen der Ressortforschung des BMU (UFOPLAN) in Auftrag gegebenen Untersuchungsvorhabens. Verantwortlich für den Inhalt sind allein die Autoren. Das BfS übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie die Beachtung privater Rechte Dritter. Der Auftraggeber behält sich alle Rechte vor. Insbesondere darf dieser Bericht nur mit seiner Zustimmung ganz oder teilweise vervielfältigt werden.

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der des BfS übereinstimmen.

BfS-RESFOR-77/13-Bd.2

Bitte beziehen Sie sich beim Zitieren dieses Dokumentes immer auf folgende URN:
urn:nbn:de: 0221-2013041110517

Salzgitter, April 2013



**Gesellschaft für Anlagen
und Reaktorsicherheit
(GRS) mbH**

**Fachliche Unterstützung
des BfS bei der Erstellung
von Referenzbiosphären-
modellen für den radiolo-
gischen Langzeitsicher-
heitsnachweis von Endla-
gern – Biosphären-
Szenarioanalyse für po-
tentielle Endlagerstand-
orte**

AP 2 und 3: Analyse der
physikalischen Biosphäre in
den Referenzregionen in
Nord- und Süddeutschland



Fachliche Unterstützung des
BfS bei der Erstellung von
Referenzbiosphärenmodellen
für den radiologischen Lang-
zeitsicherheitsnachweis von
Endlagern – Biosphären-
Szenarioanalyse für potentielle
Endlagerstandorte

AP 2 und 3: Analyse der physikalischen Biosphäre in den
Referenzregionen in Nord-
und Süddeutschland

Ch. Fahrenholz
B. Förster
U. Noseck
I. Müller-Lyda

Auftrags-Nr. 3609S50004

Braunschweig, den 15. Februar 2012

.....
Dr. Ch. Fahrenholz

.....
Dr. U. Noseck

Anmerkung:

Dieser Bericht ist von der GRS
im Auftrag des Bundesamtes für
Strahlenschutz (BfS) im Rahmen
des Vorhabens 3609S50004 er-
stellt worden. Der Auftraggeber
behält sich alle Rechte vor. Ins-
besondere darf dieser Bericht
nur mit seiner Zustimmung zi-
tiert, ganz oder teilweise verviel-
fältigt bzw. Dritten zugänglich
gemacht werden.

Der Bericht gibt die Auffassung
und Meinung des Auftragneh-
mers wieder und muss nicht mit
der Meinung des Auftraggebers
übereinstimmen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Aufgabenstellung	1
2	Vorgehensweise	3
3	Naturraumanalyse für die Referenzregionen in Norddeutschland	9
3.1	<i>Gegenwärtiger Naturraum</i>	<i>10</i>
3.1.1	Geomorphologie.....	10
3.1.2	Hebung und Senkung.....	12
3.1.3	Klima	13
3.1.4	Hydrologie	16
3.1.5	Hydrogeologie	25
3.1.6	Böden.....	28
3.1.7	Vegetation	29
3.1.8	Bewirtschaftung.....	30
3.1.8.1	Wassergewinnung	30
3.1.8.2	Landwirtschaftliche Nutzung	31
3.1.8.3	Forstwirtschaftliche Nutzung.....	33
3.1.9	Geomorphologie.....	34
3.1.10	Hebung und Senkung	40
3.1.11	Klima.....	40
3.1.12	Hydrologie	42
3.1.13	Böden	47
3.1.14	Vegetation und Fauna.....	51
4	Naturraumanalyse für die Referenzregion in Süddeutschland	55
4.1	<i>Gegenwärtiger Naturraum</i>	<i>56</i>
4.1.1	Geomorphologie.....	56
4.1.2	Hebung und Senkung.....	65
4.1.3	Klima	66
4.1.4	Hydrogeologie	68
4.1.5	Hydrologie	77
4.1.6	Böden.....	86
4.1.7	Vegetation und Fauna	94
4.1.8	Bewirtschaftung.....	95
4.2	<i>Naturraumentwicklung im Quartär</i>	<i>98</i>

4.2.1	Geomorphologie.....	98
4.2.2	Hebung und Senkung.....	105
4.2.3	Klima	106
4.2.4	Hydrologie	107
4.2.5	Böden.....	110
4.2.6	Vegetation	123
5	Schlussfolgerungen aus den Naturraumanalysen	125
5.1	<i>Zusammenfassende Darstellung der Merkmale und Eigenschaften in den Referenzregionen</i>	125
5.1.1	Generalisierte Referenzregion Norddeutschland	125
5.1.2	Referenzregion Süddeutschland.....	134
5.2	<i>Schematische Beschreibung der physikalischen Biosphäre für Klimazustände des Quartär...</i>	138
5.2.1	Generalisierte Referenzregion Norddeutschland	141
5.2.2	Referenzregion Süddeutschland.....	148
5.2.3	FEP-Liste	156
6	Literaturverzeichnis.....	169

1 Einleitung und Aufgabenstellung

Bei der Endlagerung hoch- und mittelradioaktiver Abfälle ist ein Langzeitsicherheitsnachweis für den Endlagerstandort zu führen. In diesem ist darzulegen, welche radiologischen Belastungen für Mensch und Umwelt bei einer potentiellen Freisetzung von Radionukliden in die Biosphäre über einen Zeitraum von 1 Million Jahre auftreten können. In den Sicherheitsanforderungen für die Endlagerung von wärmeentwickelnden Abfällen /BMU10/ wird daher empfohlen, realitätsnahe Berechnungen für die potentielle Strahlenbelastung durchzuführen. Für die mögliche Entwicklung des Klimas, der Landschaft und Landnutzung sowie der menschlichen Gesellschaft sind daher Referenzbiosphären¹ zu entwickeln /KIR09/. Diese werden aus zurückliegenden Entwicklungen eines Standortes abgeleitet. Von besonderem Interesse sind dabei Änderungen, die sich auf die Migrations- und Expositionspfade von Radionukliden in der Biosphäre auswirken können.

Im vorliegenden Bericht wird die physikalische Biosphäre zweier Referenzregionen unter besonderer Berücksichtigung expositionsrelevanter Prozesse betrachtet. Diese umfassen insbesondere die Wechselwirkungen zwischen der Geo- und Biosphäre, wie die Um- und Ablagerung von Feststoffen und den Austausch von Wasser. Eine der Referenzregionen liegt im Raum Ulm eine andere wird aus Gebieten in der Region Elbe und Weser zusammengestellt /FOE09/. Die Auswahl erfolgte zum einen auf Grundlage der unterschiedlichen untersuchungswürdigen Wirtsgesteinsformationen Ton (Ulm, Weser) und Salz (Elbe), zum anderen aufgrund der unterschiedlichen vorhandenen Naturräume und zu erwartenden Referenzbiosphären. Die Zusammenlegung der norddeutschen Referenzregionen wurde durch die nahezu identischen Naturräume und zu erwartende Klimaentwicklung möglich.

¹ Als Referenzbiosphären werden stilisierte Ökosysteme bezeichnet.

2 Vorgehensweise

Das Ziel der Untersuchungen liegt darin, für den Radionuklidtransport relevante Eigenschaften/Merkmale, Ereignisse und Prozesse (FEP) in der physikalischen Biosphäre der repräsentativen Referenzregionen zu erfassen. Dies betrifft insbesondere die geomorphologischen, hydrogeologischen, pedologischen und klimatischen Gegebenheiten der Gegenwart sowie der geologisch nahen Vergangenheit (Quartär). Die standortspezifischen FEPs werden im Anschluss mit der international anerkannten FEP-Liste des Projekts BIOMASS verglichen.

Als Grundlage für die Auswahl der Referenzregionen dienten die für die Endlagerung von wärmeentwickelnden Abfällen ausgewiesenen Gebiete mit untersuchungswürdigen Steinsalz- und Tonsteinformationen, s. Abb. 1. Zudem wurden standortspezifische Merkmale (Geologie, Hydrologie und zum Klima) einschließlich ihrer möglichen zukünftigen Entwicklung betrachtet. In den norddeutschen Gebieten wurden zwei Regionen als repräsentativ erachtet: Das östliche Niedersachsen im Einflussgebiet der Elbe an der Grenze von Niedersachsen, Sachsen-Anhalt und Brandenburg sowie das zentrale Niedersachsen im Einflussgebiet der Weser (zwischen dem Unterlauf der Weser und Aller) vgl. Abb. 5. Da vermutet wird, dass sich ihre Biosphären nur unwesentlich voneinander unterscheiden, soll eine „generalisierte Referenzregion“ entwickelt werden, die die relevanten Merkmale beider Gebiete berücksichtigt. In Süddeutschland wurde die Region Ulm an der Grenze von Baden-Württemberg und Bayern (Mündungsgebiet von Iller und Donau) ausgewählt, vgl. Abb. 39.

Die in diesem Bericht vorgestellten Arbeiten umfassen die Naturraumanalysen² der Referenzregionen³. Dazu werden zunächst Naturräume identifiziert, die sich aufgrund ihrer charakteristischen Eigenschaften in der Biosphäre unterscheiden. Die Analyse der Naturräume erfolgt für den heutigen Zustand und für das jüngste Quartär bis etwa 400 000 Jahre v.h. Schwerpunkte der Analysen bilden die gegenwärtigen hydro(geo)logischen und klimatischen Entwicklungen in der Biosphäre, da sich diese auf die in der Biosphäre auswirken. Erkenntnisse aus der Vergangenheit bilden dabei die Basis für die Prognose der zukünftigen Entwicklung.

² Naturräumen sind Gebiete, die sich in grundlegenden Merkmalen der Biosphäre unterscheiden (z.B. Wasserhaushalt, Bodenausgangsgestein).

³ Die Auswahl der Referenzregionen erfolgte in /FOE09/.

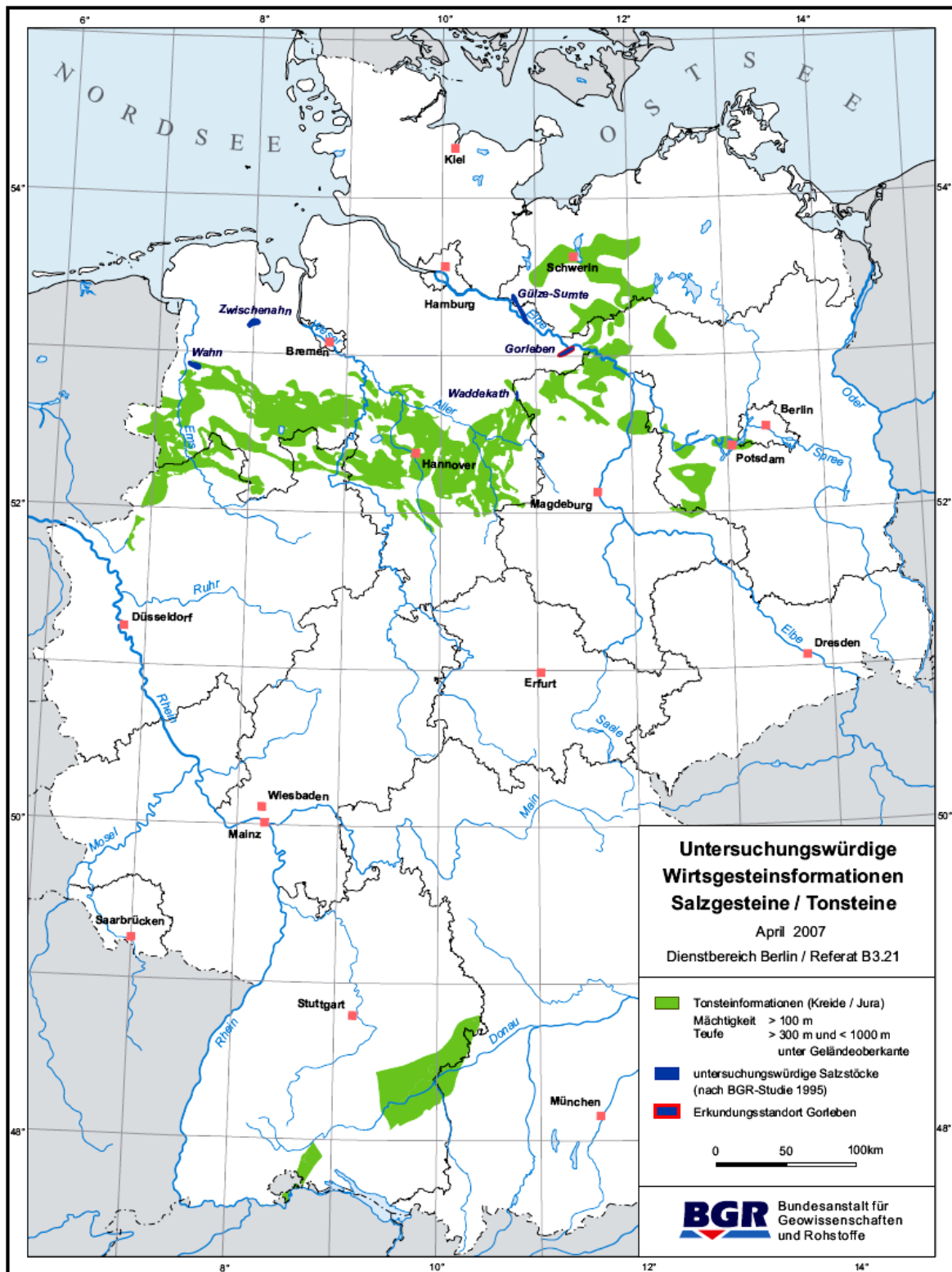


Abb. 1: Untersuchungswürdige Steinsalz- und Tonsteininformationen in Deutschland /BGR07/

Die Endlagerformation wird nicht weiter betrachtet, da von ihr ein nur untergeordneter Einfluss auf die Verteilung der Radionuklide im Biosphärenaquifer⁴ ausgeht. Hintergrund sind die Transportprozesse im Deckgebirge (Advektion, Dispersion und Diffusion), die auch bei einem punktförmigen Radionuklidaustritt aus einer Salzformation zu einer großen Aufweitung der Kontaminationsfahne führen Abb. 2.

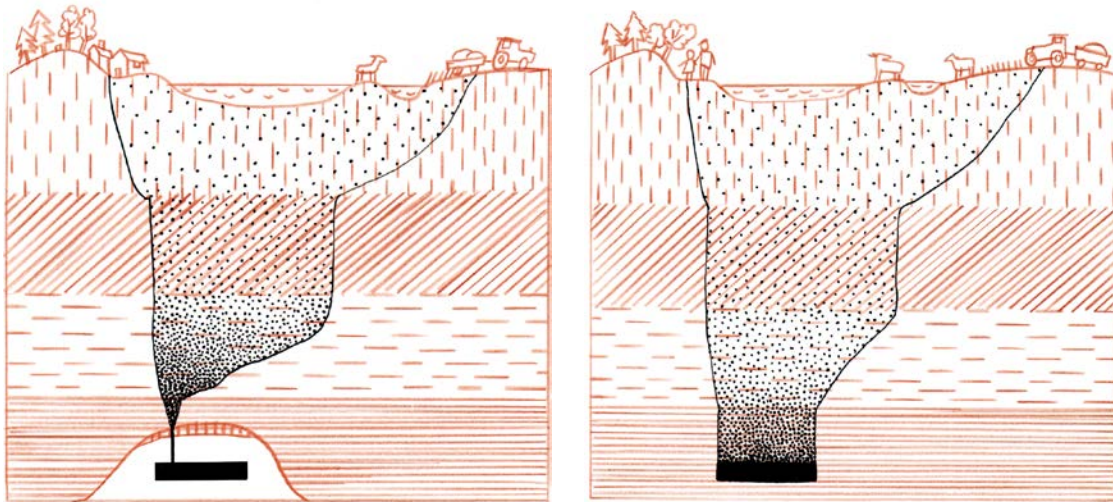


Abb. 2: Schematische Darstellung der potentiellen Ausbreitung von Radionukliden aus einem Endlager (links Salzstandort, rechts Tonstandort)

Auf Basis der Naturraumanalysen werden Blockschemata für die möglichen Transport- und Austauschprozesse in den Biosphärensystemen und den wesentlichen Austauschprozessen der physikalischen Biosphäre erstellt und mögliche Expositionspfade skizziert, s. Kapitel 5.2.

Die heutigen Biosphären wurden vor allem durch die Klimaentwicklung im Quartär geprägt, die durch einen häufigen Wechsel von Warmzeiten (Interglaziale) und Kaltzeiten (Glaziale) gekennzeichnet ist, s. Abb. 3. Vor allem die Kaltzeiten hatten durch ihre großen Materialumlagerung (Erosion/Sedimentation) und das Freiwerden großer Schmelzwassermengen großen Einfluss auf die Gestaltung der Naturräume.

⁴ Unter dem Biosphärenaquifer wird ein oberflächennaher Aquifer verstanden, der eine potentielle Quelle kontaminierten Wassers darstellt.

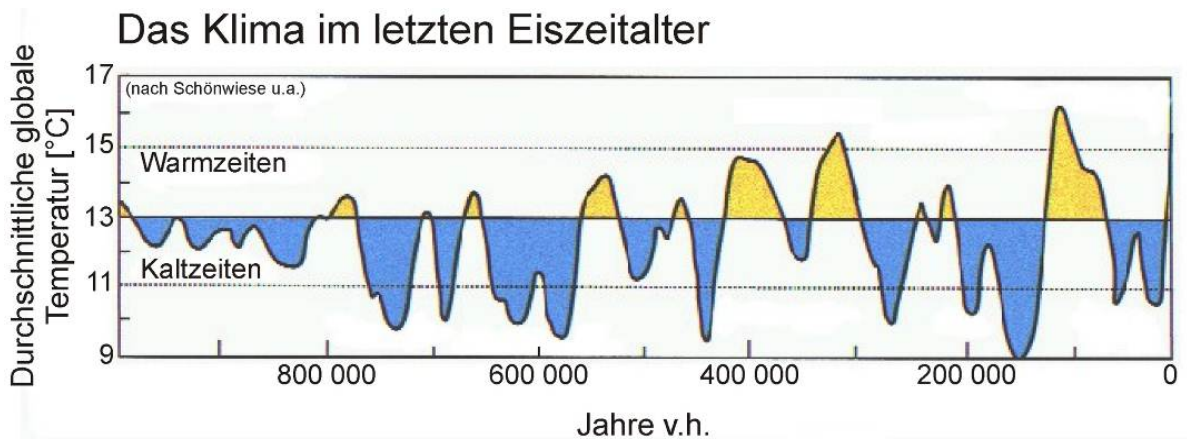


Abb. 3: Verlauf der Jahresmitteltemperatur über die letzten 1 Million Jahre, von Schönwiese et. al., aus /NOS09/

In der heutigen Landschaft Nord- und Süddeutschlands sind heute vor allem die Auswirkungen der letzten drei Kaltzeiten sichtbar. Diese werden je nach Region unterschiedlich benannt, weshalb ihre Bezeichnungen in Tab. 1 gegenübergestellt werden.

Tab. 1: Bezeichnung der Warm- und Kaltzeiten in Nord- und Süddeutschland während des jüngsten Quartärs /HEN98/

Tausend Jahre vor heute			Norddeutsches Tiefland	Nördliches Alpenvorland		
10	Jungpleistozän	Holozän				
110		Weichsel-Glazial		Würm-Glazial		
130		Eem-Interglazial		Riß/Würm-Interglazial		
300	Mittel-Pleistozän	Saale-Glazial	Warthe-Stadium	Jüngeres	Riß-Glazial	
			Drenthe-Stadium	Mittleres		
				Älteres		
330		Holstein-Interglazial		Mindel/Riß-Interglazial		
690	Alt-Pleistozän	Elster-Glazial		Mindel-Glazial		
2400		Ältest-Pleistozän	Cromer-Komplex Bavel-Komplex Menap-Komplex		Günz/Mindel-Interglazial	
			Ältere Kalt- und Warmzeiten?		Günz-Glazial	
					Donau-Glazial	
				Biber-Glazial		

Die Auswirkungen der Kaltzeiten auf die Biosphären der Referenzregionen standen in engem Zusammenhang zu der Entfernung des Gletschers. Das Oberflächenrelief wurde in unmittelbarer Nähe vor dem Gletscher durch Bildung von Endmoränen, Urstromtal und Sanderflächen (Glaziale Serie⁵) weitgehend überprägt, im Bereich des Gletschers durch Erosion und anschließende Überdeckung mit der Grundmoräne weitgehend eingeebnet. Abb. 4 zeigt die maximalen Eisrandlagen der letzten Kaltzeiten. Während die süddeutsche Referenzregion „Ulm“ zu keiner Zeit vom Gletscher bedeckt war, wurden die norddeutschen Referenzregionen „Weser“ und „Elbe“ während der älteren Elster- und Saale-Vereisung vom Gletscher überfahren, befanden sich aber während der jüngsten Weichsel-Vergletscherung vor dem Gletscher, wenn auch in unterschiedlicher Entfernung zu seiner Gletscherstirn. Diese unterschiedlichen Positionen verursachten Unterschiede im Formenschatz der Landschaft und den Stand der Bodenentwicklung und damit den Referenzbiosphären.

Die Warmzeiten hatten aufgrund des geringeren Materialumsatzes einen geringeren Einfluss auf die Biosphären. Die wichtigsten Änderungen sind hier im Bereich der Bodenentwicklung und Ausbreitung/Sukzession der Vegetation zu verzeichnen. Vor allem der Meeresspiegelanstieg wirkte in der Region „Elbe“ durch den Aufstau der Elbe und ihren steigenden Salzgehalt sowie den zunehmenden maritimen Einfluss auf diese Faktoren.

⁵ Als Glaziale Serie wird der typische Formenschatz bezeichnet, der im Bereich eines Gletschers entsteht.

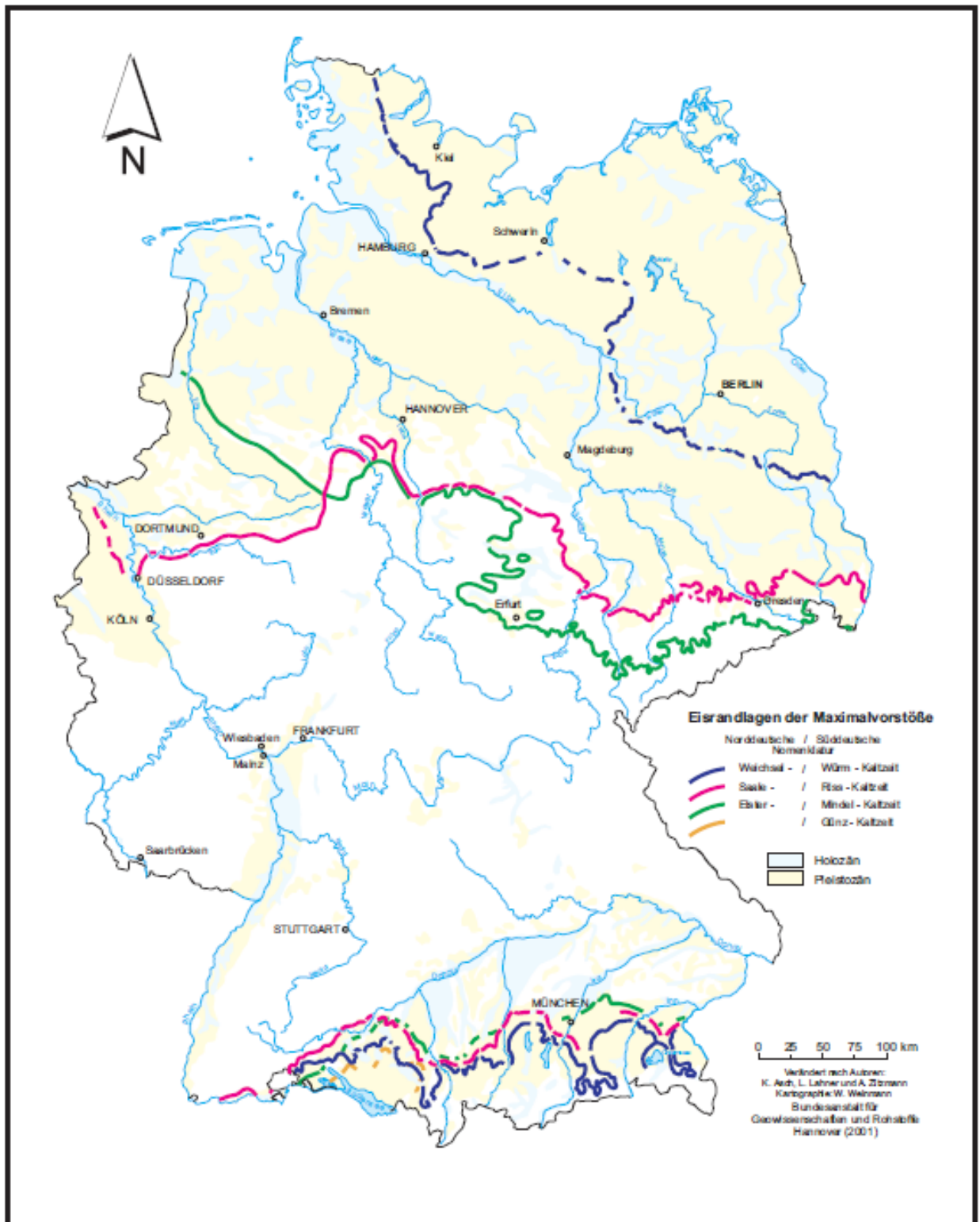


Abb. 4: Maximale Eisrandlagen in Nord- und Süddeutschland /KEL06/

3 Naturraumanalyse für die Referenzregionen in Norddeutschland

In diesem Kapitel wird die Naturraumanalyse für die beiden Referenzregionen „Elbe“ und „Weser“ in Norddeutschland vorgestellt. Die Referenzregion „Elbe“ umfasst einen Teil des Wendlands am Unterlauf der Elbe. Die Referenzregion „Weser“ liegt im zentralen Niedersachsen zwischen dem Unterlauf der Weser und der Aller, vgl. Abb. 5.

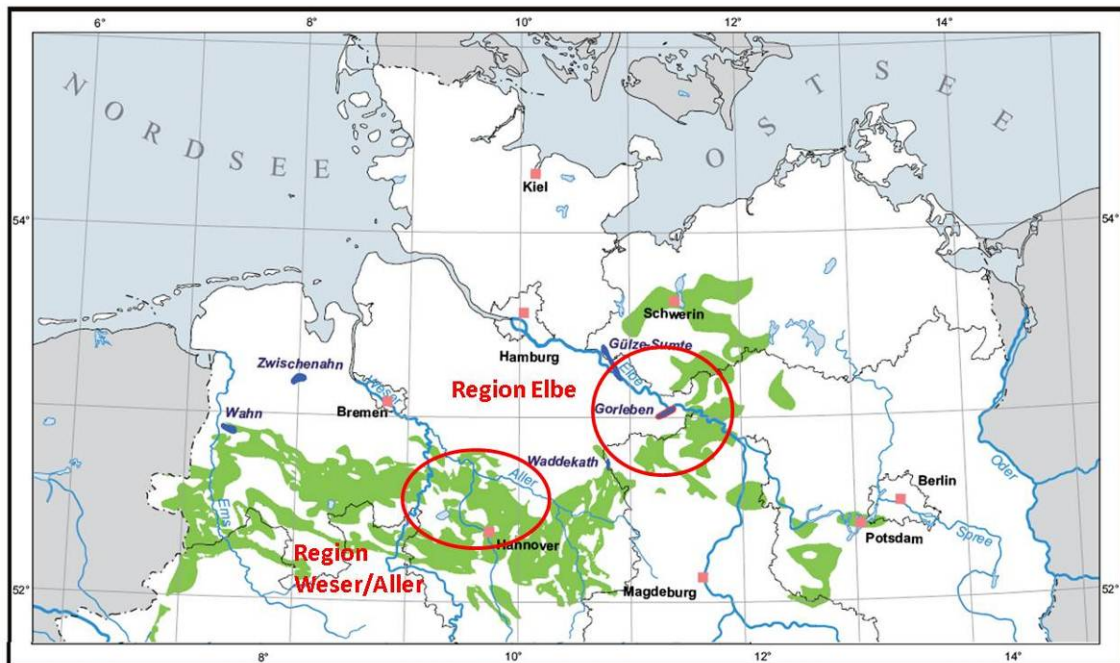


Abb. 5: Referenzregionen in Norddeutschland

In beiden Regionen kommen Gebiete mit sehr ähnlichen Eigenschaften vor, die im Folgenden als Naturräume bezeichnet werden. Solche wie „Moore“, „Seen“ und „Flüsse“ die das ganze Jahr über Kontakt zu Grund- bzw. Oberflächenwasser aufweisen werden als aquatische Naturräume bezeichnet. Zu den terrestrischen Naturräumen gehören „Flussauen/Marschen“, „Schotter/Sande“ und „Moränen“.

Als Naturraum „Flussauen/Marschen“ werden die Flussniederungen und angrenzenden Flächen bezeichnet, die periodisch überschwemmt werden. In den „Marschen“ kommt es mit dem Eindringen von Meerwasser in die Flüsse auch zu einem Salzeintrag in das Grundwasser. Als Sedimente finden sich in den „Flussauen“ holozäne Auenlehme und –sande, in den „Marschen“ Wattsedimente.

Der Naturraum „Schotter/Sande“ umfasst die sich an die Flussauen anschließenden Gebiete mit vorwiegend sandigen und kiesigen Sedimenten, die heute in der Regel nicht mehr überschwemmt werden. An die Flussauen angrenzende Gebiete können jedoch grundwasserbeeinflusst sein. Die Sedimente sind Teil ehemaliger Flussterrassen, Sanderflächen, Geschiebedecksanden, Flugsanddecken oder Dünen.

Dem Naturraum „Moräne“ gehören vorwiegend schluffige oder lehmige Sedimente an, die sich in Grund- und Endmoränen finden

3.1 Gegenwärtiger Naturraum

3.1.1 Geomorphologie

Die Referenzregionen „Elbe“ und „Weser“ gehören zur Altmoränenlandschaft⁶. Ihre Oberflächenformen sind im Wesentlichen durch saalezeitliche Endmoränenzüge geprägt. In der Referenzregion „Weser“ sind dies die Rehburger Berge nördlich des Steinhuder Meeres sowie die sich vom Weserbergland bis Hameln ziehenden Endmoränenzüge der Hamelner Phase /ZEP08/. In der Region „Elbe“ finden sich saalezeitliche Endmoränenreste wie die Langendorfer Geest, der Hühbeck sowie der Öring und Lemgow, vgl. Abb. 6. Während und am Ende der Weichsel-Kaltzeit fanden in den Referenzregionen glaziofluviale sowie äolische Sedimentablagerungen statt, so dass die Gebiete eingeebnet wurden. Die Mächtigkeit und Art der Ablagerungen stand in Abhängigkeit des Oberflächenreliefs sowie der Entfernung zum Gletscherrand.

Die heutige Morphologie ist geprägt durch die weiträumigen Niederungen, die die Urstromtäler der Weser bzw. Aller und Elbe mit ihren sandig-kiesigen Ablagerungen geschaffen haben. In diesen befinden sich die heutigen Flüsse und ihre Auen /NLF05/. In den Niederungen treten zahlreiche Dünen von meist weniger als 2 m Höhe aus der flachen Landschaft hervor, welche entlang der Elbe bis zu 10 m mächtig werden können /NLF05/. Senken entstanden durch periglaziale Strukturen, wie Pingos⁷ und Toteissenken⁸ (vor allem in der Region „Weser“) oder auch durch Salzablaugungen (vor allem in der Region „Elbe“) und wurden entweder gänzlich mit terrestrischen oder aquatischen Sedimenten aufgefüllt /NLF05/ oder bestehen noch in Form von Mooren oder Seen.

Die topographischen Höhen der beiden Referenzregionen belaufen sich auf ähnliche Werte und liegen zwischen etwa 10 m.üNN in der Flussniederung und etwa 100 m.üNN im Grindewald und den ersten Ausläufern des Drawehns, vgl. Abb. 6. Die Geestinseln in der Region „Elbe“ erreichen Höhen von 48 m.üNN (Langendorf), 54 m.üNN (Öring/Lemgow) bzw. 70 m.üNN (Hühbeck).

⁶ Altmoränengebiete sind während der Saale- und Elster-Kaltzeit entstanden und wurden während der Weichsel-Kaltzeit nicht glazial überprägt.

⁷ Pingos sind rundliche Bodenerhebungen, die in Permafrostgebieten durch eine Eislinse im Boden verursacht wird.

⁸ Toteissenken entstehen aus Resten von Gletschereis, die nicht mehr mit dem aktiven Gletscher in Verbindung stehen werden mit Sedimenten überdeckt und schmelzen dadurch in der Regel nur langsam. Durch das Abschmelzen des Eises entsteht eine Senke, die als Toteissenke (Soll/Söll) bezeichnet wird. Ist die Senke mit Wasser gefüllt, wird sie Toteissee genannt.

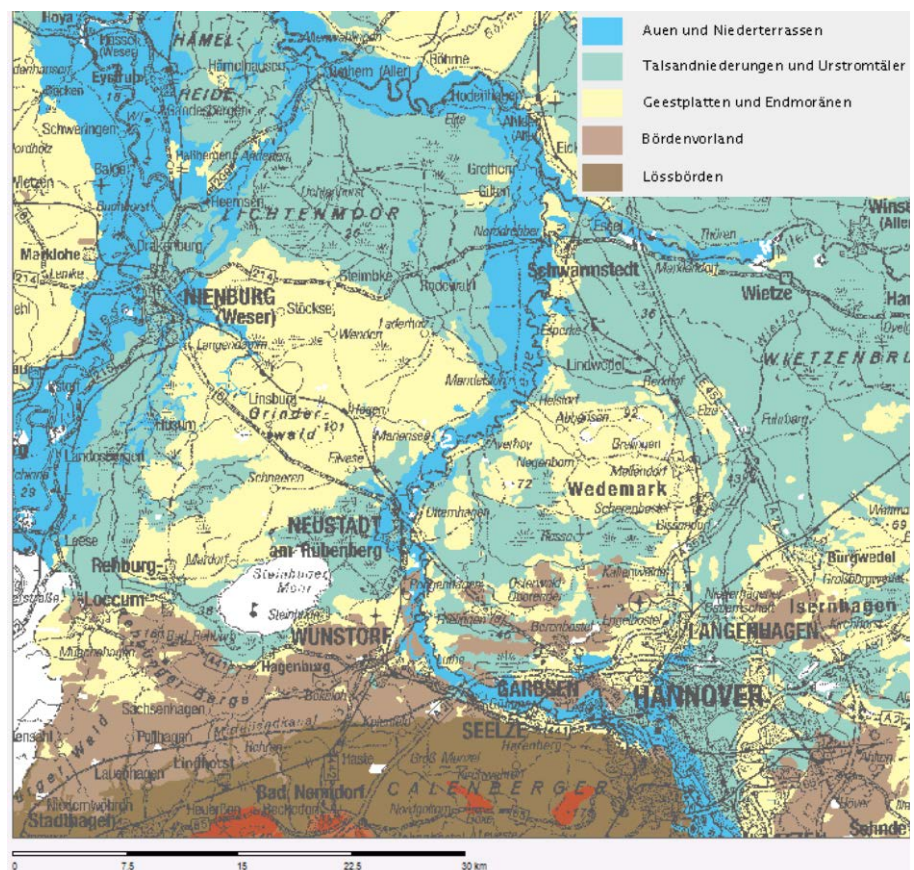
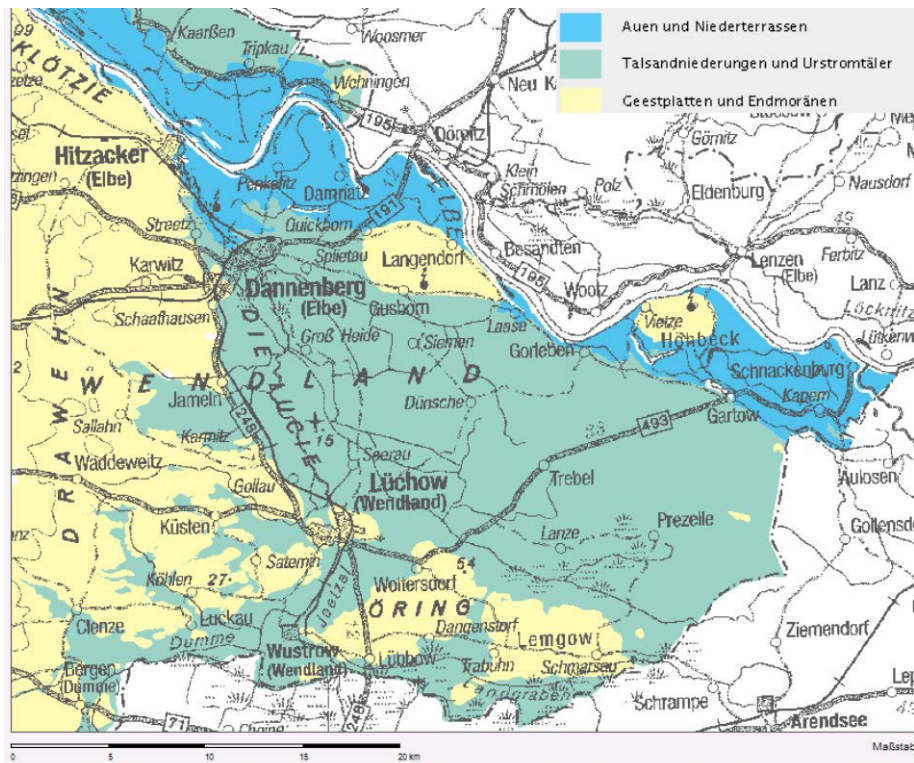


Abb. 6: Naturräumliche Groseinheiten in den Referenzregionen /WWW10b/

3.1.2 Hebung und Senkung

Die Referenzregionen unterliegen heute kaum nennenswerten Krustenbewegungen. Die Region „Elbe“ hebt sich mit Werten um 0,01 mm/a /LAR10/, die Region „Weser“ senkt sich dagegen mit etwa 0,5 bis 1 mm/a /AlZ01/. Da die isostatischen Ausgleichsbewegung⁹ in Deutschland abgeschlossen ist, vgl. Abb. 7 muss diese Krustenbewegung tektonischer¹⁰ / epirogenetischer¹¹ Natur sein.

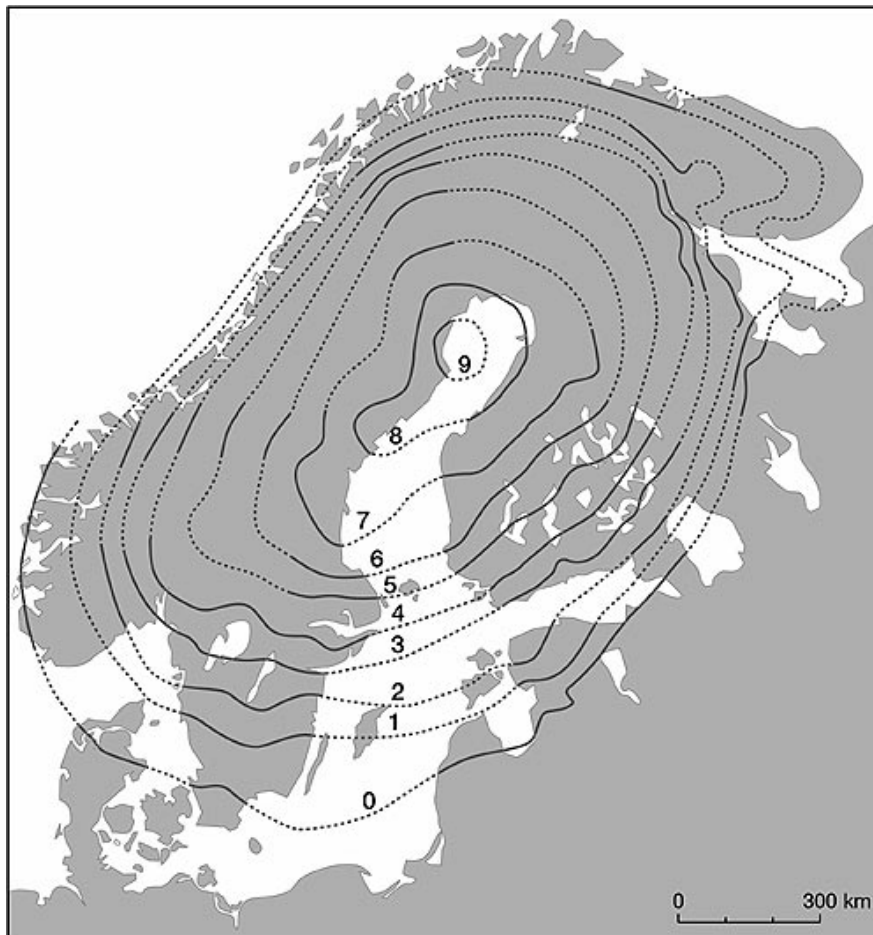


Abb. 7: Isostatische Hebung während der letzten 80 Jahre in mm, /WWW10h/

⁹ Lastet ein Gletscher über lange Zeit auf der Erdkruste senkt sich diese ab und steigt nach Abschmelzen des Gletschers wieder auf. Dieses Verhalten wird als Isostatische Ausgleichbewegung bezeichnet.

¹⁰ Bewegungen in der Erdkruste und dem Erdmantel mit Veränderungen des Gefüges und der Lagerungsverhältnisse.

¹¹ Verbiegungen der Erdkruste, bei der die Lagerungsverhältnisse im Wesentlichen erhalten bleiben.

3.1.3 Klima

Die Referenzregionen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer im Jahresverlauf erreichten Temperaturen kaum voneinander. In der Region „Elbe“ werden mittlere Monatswerte zwischen $-0,1^{\circ}\text{C}$ und $17,2^{\circ}\text{C}$, in der Region „Weser“ Werte zwischen $0,1^{\circ}\text{C}$ und $17,4^{\circ}\text{C}$ erreicht, s. Abb. 8. Die Jahresmitteltemperatur liegt bei etwa 9°C . Jedoch sind die Wintertemperaturen der Referenzregion „Weser“ höher als in der Region „Elbe“, s. Abb. 10. Dies liegt an dem ausgleichenden Einfluss des Meeres. Die jährliche Niederschlagsmenge liegt in der Region „Weser“ mit 661 mm um etwa 100 mm höher als in der Region „Elbe“, in der nur etwa 545 mm gemessen werden, s. Abb. 9. Der Grund für diese Differenz liegt an dem westlich der Region „Elbe“ gelegenen Drawehner Höhenzug, der den Niederschlag abfängt.

Aufgrund der ganzjährig weitgehend gleichmäßig hohen Niederschläge und jahreszeitlich bedingten Temperaturunterschiede gehören die Referenzregionen der Zone des kühlgemäßigten Klimas der feuchten Mittelbreiten an.

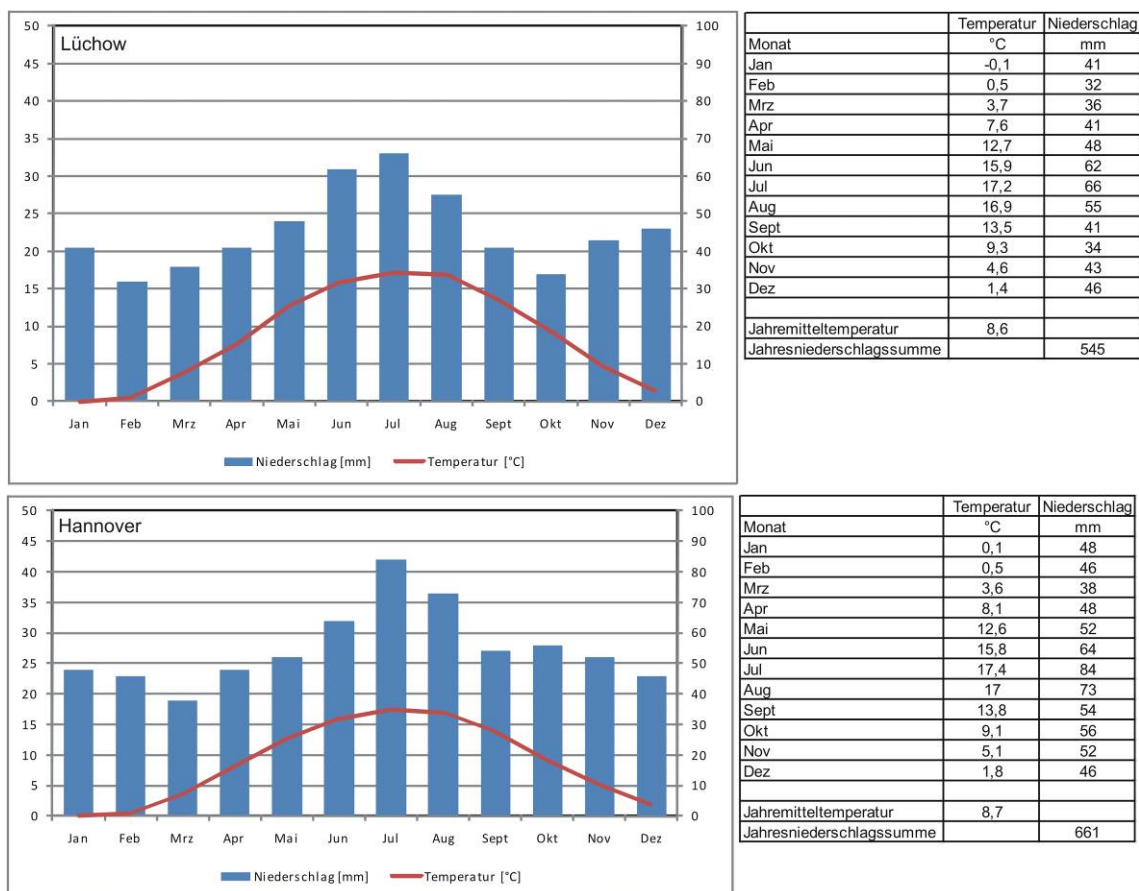


Abb. 8: Klimadiagramme der Stationen Lüchow (Region „Elbe“) und Hannover (Region „Weser“) (DWD)

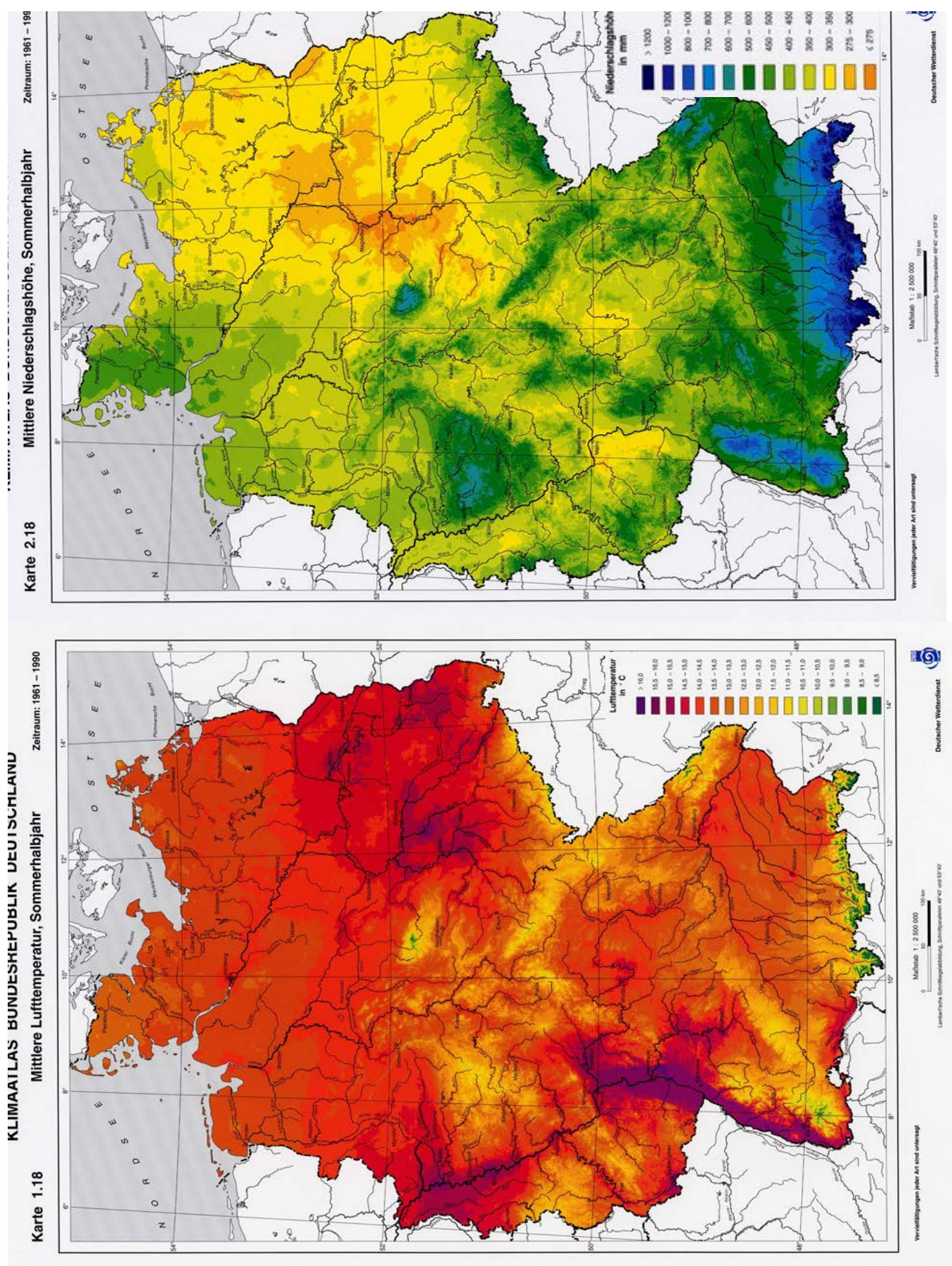


Abb. 9: Temperatur- und Niederschlagsverteilung im Sommerhalbjahr (Mrz-Sept) (DWD)

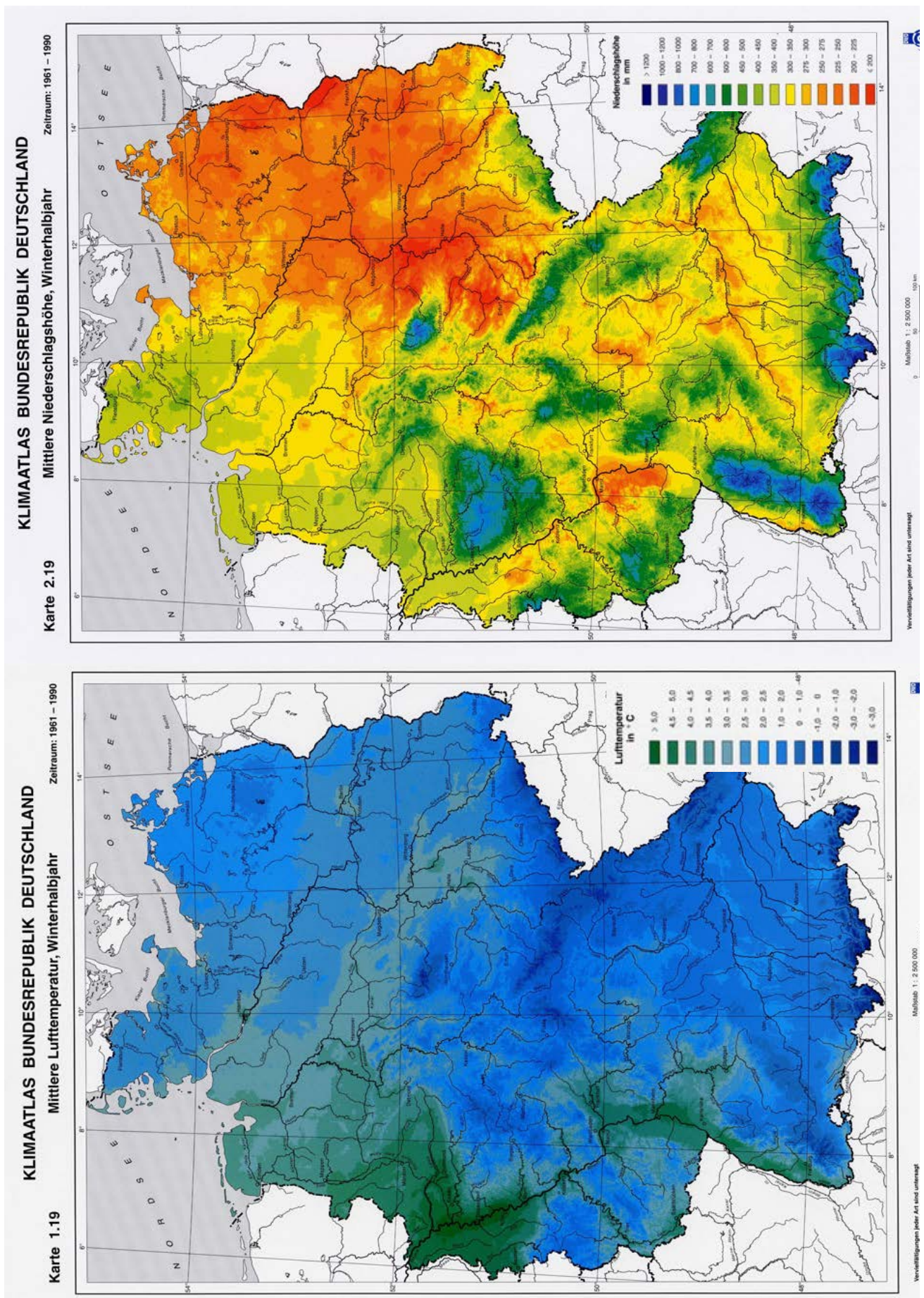


Abb. 10: Temperatur- und Niederschlagsverteilung im Winterhalbjahr (Dez-Feb) (DWD)

3.1.4 Hydrologie

Oberflächenwässer

Hauptvorfluter der Referenzregion „Elbe“ ist die Elbe, die der Region „Weser“ sind die Flüsse Weser, Aller und Leine. Das Abflussverhalten dieser Flüsse wird im Wesentlichen durch ergiebige Regenereignisse und die Schneeschmelze beeinflusst, wodurch es vor allem zu Winter- und Frühjahrshochwässern kommt /FGG00/.

Elbe

Die Größe des Gesamteinzugsgebiets der Elbe beträgt in etwa 148 268 km², wovon 97 175 km² auf deutschem Gebiet liegen, vgl. Abb. 11. Der Fluss liegt im ehemaligen Elbe-Urstromtal, das während der Weichsel-Kaltzeit angelegt wurde. Mehr als 60% der mittleren Abflussmenge erfolgt im Winterhalbjahr. Diese drückt sich in einer erhöhten Fließgeschwindigkeit aus, die beispielhaft in Abb. 12 für den Pegel in Wittenberge dargestellt ist und Werte über 3 500 m³/s erreicht und damit um das 7fache ansteigt. Die steigende Abflussmenge bewirkt zudem eine größere Tiefe der Elbe, die im Referenzgebiet in der Regel um 3 bis 4 m ansteigt (zwischen Mühlenholz und Dömitz etwa 1 m im Oktober und 4 m im April, zwischen Dömitz und Lauenburg etwa 0,75 m im Oktober und 4,50 m im April) /WWW10e/. Die Hochwasserstände weisen Werte um die 7 m auf, s. Tab. 2.

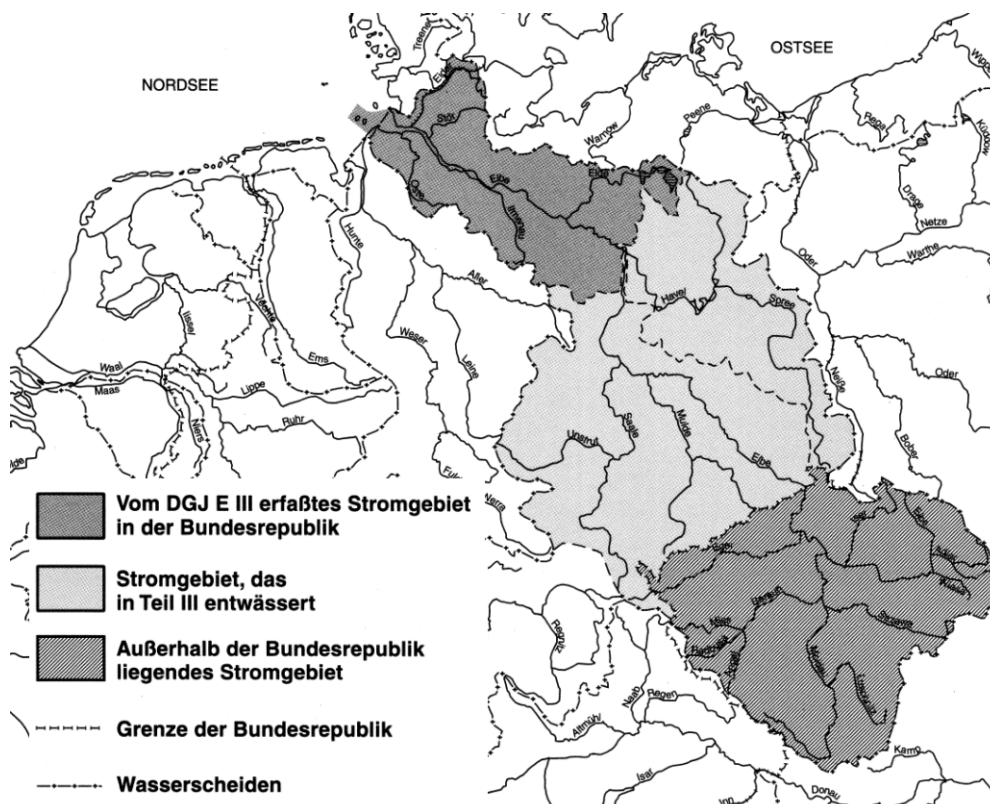


Abb. 11: Einzugsgebiet der Elbe /DGJ95/

In der Tab. 2 sind die an den Pegeln Dömitz und Wittenberge in den Jahren 1995 bis 2004 gemessenen mittleren Niedrig- und Hochwasserstände (MNW bzw. MHW) sowie der höchste in diesem Zeitraum gemessene Wasserstand (HW) angegeben; für den Pegel Wittenberge zusätzlich die im Zeitraum von 1900 bis 2004 ermittelte mittlere Fließgeschwindigkeit (MQ), mittlere niedrigste Fließgeschwindigkeit (MNQ), mittlere höchste Fließgeschwindigkeit (MHQ) und die höchste gemessene Fließgeschwindigkeit (HQ).

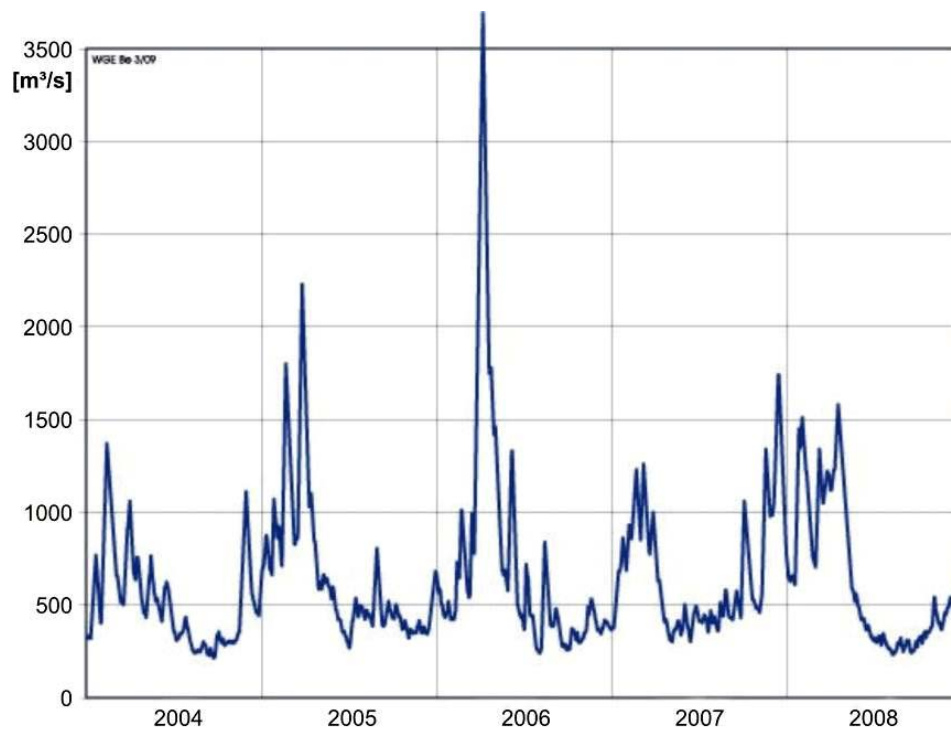


Abb. 12: Abflussmessungen der Elbe von 2004 bis 2008 am Pegel Wittenberge, /WWW10c/

Tab. 2: Hydrologische Grunddaten für ausgewählte Pegel an der Elbe, /HAM04/

	Dömitz (1995 - 2004)	Wittenberge (1995 - 2004)
Flusskilometer	504,7	453,9
MQ [m ³ /s]	-	678 (1900-2004)
MNQ [m ³ /s]	-	272 (1900-2004)
MHQ [m ³ /s]	-	1930 (1900-2004)
HQ [m ³ /s]	-	3830 (20.08.2002)
PNP [müNN]	10,43	16,72
MW [m]	2,18	2,78
MNW [m]	0,75	1,35
MHW [m]	4,51	5,59
HW [m]	6,57 (20.08.2002)	7,34 (20.08.2002)

Die Kolmationsschicht¹² im Flussbett der Mittelelbe wird in Abhängigkeit der vorherrschenden Fließgeschwindigkeit zunächst aus steinig-kiesigen, dann kiesig-sandigen Sedimenten und schließlich Sanden und Mudden gebildet. Dazu kommen subaquatische Dünen aus Grobsand und Feinkies, die sich in der Flussmitte mit einer Geschwindigkeit von einigen Metern pro Tag bewegen sowie Sandbänke, die sich zwischen den Bühnenfeldern und dem ungestörten Fluss bilden /SCH05/.

Schwebstoffmessstellen¹³ bestehen am Pegel Wittenberge und Hitzacker /HAM04/. Die dort zwischen 1994 und 2004 gemessenen Werte sind in der Tab. 3 dargestellt. Die mittleren Schwebstoffkonzentrationen liegen im Bereich der Referenzregion bei 36 bis 38 g/m³, die maximalen bei über 200 g/m³.

Tab. 3: Schwebstoffmessungen in der Referenzregion, /HAM04/

	Wittenberge (1994 - 2004)	Hitzacker (1994 - 2004)
Flusskilometer	454,6	522,6
Mittlere S-Konz. [g/m ³]	38	36
Größte S-Konz. [g/m ³]	251 (07.08.1998)	218 (09.08.2004)
S-Transport [kg/s]	23,46	24,06
S-Fracht [t]	739576	758671
S-Abtrag [t/km ²]	5,99	5,75

¹² Als Kolmationsschicht werden die im Flussbett und in Seen abgelagerten Sedimente bezeichnet.

¹³ Die Ermittlung der Schwebstoffkonzentration erfolgt anhand von Einzelmessungen, die in der Strommitte an der Oberfläche gewonnen wurden (DVWK-Regelwerk).

Die Weser entsteht aus dem Zusammenfluss der Flüsse Werra und Fulda und erreicht nach etwa 432 km die Nordsee. Im Mittellauf mündet die Aller als wasserreichster Zufluss in die Weser. Insgesamt beträgt das Einzugsgebiet der Weser etwa 46 300 km², vgl. Abb. 13.

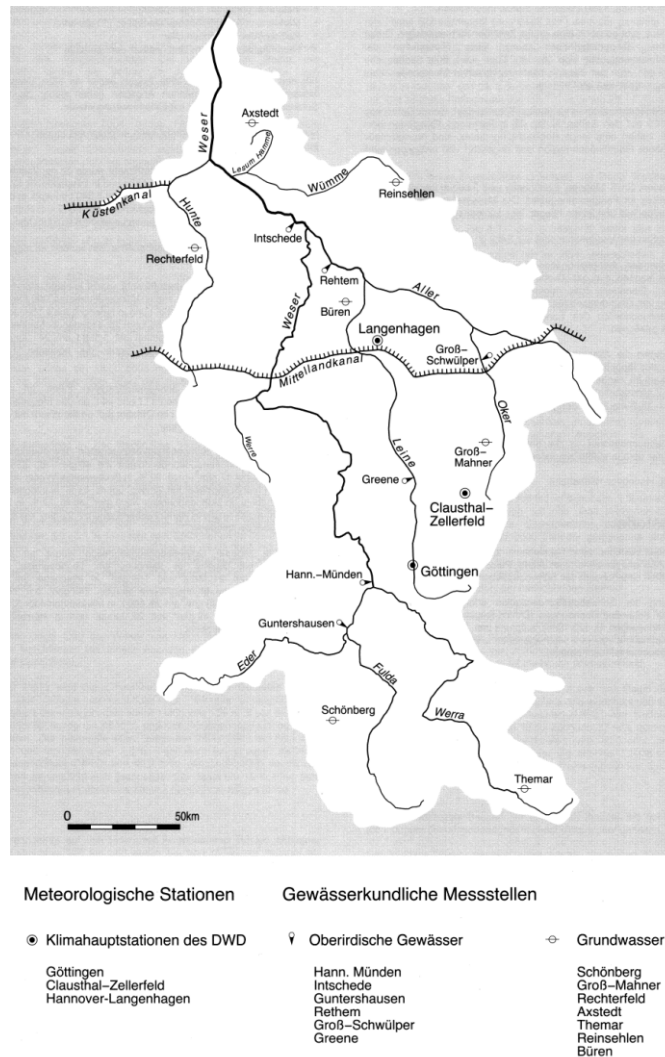


Abb. 13: Einzugsgebiet der Weser /DGJ07/

Die Aller befindet sich in dem früheren Aller-Urstromtal, das bereits während der Saale-Kaltzeit angelegt wurde und mündet nach etwa 240 km in die Weser. Ihr Einzugsgebiet beträgt etwa 15 750 km² /NLW05/. Das Gefälle innerhalb ihres Verlaufs beträgt in etwa 160 m (nach Wasserschiffahrtsamt Verden). Da ihre Nebenflüsse Oker und Leine etwa die Hälfte der vom Harz abfließenden Wassermengen aufnehmen, stellt die Aller den wasserreichsten Zufluss der Weser dar. Ihre Abflussmenge beträgt unterhalb der Leinemündung etwa 215 m³/s, bei extremer Hochwasser etwa 1.400 m³/s (nach Wasserschiffahrtsamt Verden), s. auch Tab. 4. Tab. 4 zeigt zudem Wasserstands- und Abflussdaten für die Pegel Liebenau (Weser) in den Jahren 1954 bis 2005, Rethem (Aller)

und Herrenhausen (Leine) in den Jahren 1941 bis 2005. Die mittleren Wasserstände betragen etwa 2 m, die Hochwasserstände zwischen 4,5 und 7 m.

Tab. 4: Hydrologische Grunddaten ausgewählter Pegel im Einzugsgebiet der Weser, /NLW05/

	Liebenau/Weser (1954 - 2005)	Rethem/Aller (1941 - 2005)	Herrenhausen/Leine (1941 - 2005)
Flusskilometer	256,1	34,2	87,1
MQ [m ³ /s]	192	116	50,4
MNQ [m ³ /s]	65,8	42,3	15,96
MHQ [m ³ /s]	503	436	256
HQ [m ³ /s]	1310 (15.03.1981)	1450 (11.02.1946)	1050
PNP [müNN]	20	14,31	43,81
MW [m] (1996-2005)	209	185	175
MNW [m] (1996-2005)	122	70	69
MHW [m] (1996-2005)	564	406	518
HW [m]	6,94 (06.01.2003)	4,52 (09.01.2003)	5,97 (04.01.2003)

Im Einzugsgebiet der Weser bestehen zehn Schwebstoffmessstellen. In Tab. 5 sind Werte der Messstellen Nienburg (Weser), Rethem (Aller) und Herrenhausen (Leine) dargestellt. Die mittleren Schwebstoffkonzentrationen liegen im Bereich der Referenzregion bei 24 bis 39 g/m³, die maximalen bei über 2000 g/m³. Die Kolmationsschicht im Mittellauf der Weser besteht im Wesentlichen aus sandig-kiesigem Material (Wasserschiffahrtsamt Verden), im weiteren Verlauf vor allem aus Sand und Schlamm.

Tab. 5: Schwebstoff-Messungen ausgewählter Pegel im Einzugsgebiet der Weser, /NLW05/

	Liebenau/Weser (1986 - 2005)	Rethem/Aller (1973 - 2005)	Herrenhausen/Leine (1973 - 2005)
Flusskilometer	268,1	34,2	87,1
Mittlere S-Konz. [g/m ³]	35	24	39
Größte S-Konz. [g/m ³]	921 (17.07.1987)	593 (18.01.1979)	2320 (04.06.1981)
S-Transport [kg/s]	9,3	2,88	3,28
S-Fracht [t]	290113	90171	103217
S-Abtrag [t/km ²]	13,30	6,12	19,46

Seen

In den Referenzregionen finden sich heute zahlreiche Seen unterschiedlicher Größe und Tiefe. Es wird zwischen Flachseen, z.B. dem Steinhuder Meer und Dümmer See in der Referenzregion „Weser“, und Tiefseen, z.B. dem Arendsee in der Referenzregion „Elbe“ und Hämelsee in der Referenzregion „Weser“ unterschieden. Die unterschiedliche Ausprägung der Seen wird in der nachfolgenden Beschreibung deutlich.

Das Steinhuder Meer ist mit etwa 30 km² der größte See Nordwestdeutschlands und liegt in der langgestreckten Niederung der Steinhuder-Meer-Senke. Der See hat eine Tiefe von durchschnittlich 1,5 m bis maximal 2,5 m /STA95/. Seine Kolmationsschicht wird aus Mudden- und Torfablagerungen gebildet /NLF05/.

Der Dümmer See ist mit einer Wasserfläche von 13,5 km² der zweitgrößte See und liegt in der Dümmerniederung. Seine durchschnittliche Tiefe beträgt 1 m bis maximal 1,5 m.

Der Hämelsee besitzt eine Tiefe von 6 m bis 8 m und eine Wasserfläche von etwa 0,05 km². Durch die steilen Seeflanken läuft die Sedimentation weitestgehend geschützt ab, so dass Kolmationsschichten zwischen 6 m und 20 m Mächtigkeit gebildet wurden /BEN95/.

Der Arendsee befindet sich auf der Niederterrasse der Elbe, hat eine Fläche von etwa 15 km² und eine maximale Tiefe von etwa 49 m.

Grundwässer

Aufgrund der meist groben Bodentextur und des stabilen Bodengefüges sowie der weitgehend geschlossenen Vegetationsdecke und des geringen Reliefs ist der Oberflächenabfluss in beiden Referenzregionen gering und die Grundwasserneubildung hoch /SCH02/. Unterschiede ergeben sich durch lokale Standortgegebenheiten, wie Topographie, Hangneigung, Vegetation, Boden und Grundwasserflurabstand. Werte für die Grundwasserneubildung liegen flächendeckend für die Referenzregionen durch Berechnungen nach Josopait und Dorhöfer vor, vgl. Abb. 14. Die berechneten Werte liegen im Bereich der „Flussauen/Marschen“ und „Moore“ zwischen 0 und 50 mm/a, in den Endmoränenzügen der Region „Weser“ bis 350 mm/a. Ansonsten liegen die Werte in der Region „Elbe“ in der Größenordnung von 50 bis 200 mm/a, in der Region „Weser“ bis 250 mm/a. Die Differenz kann im Wesentlichen der abgeschirmten Lage der Region „Elbe“ durch den Endmoränenzug des Drawehn zugeschrieben werden.

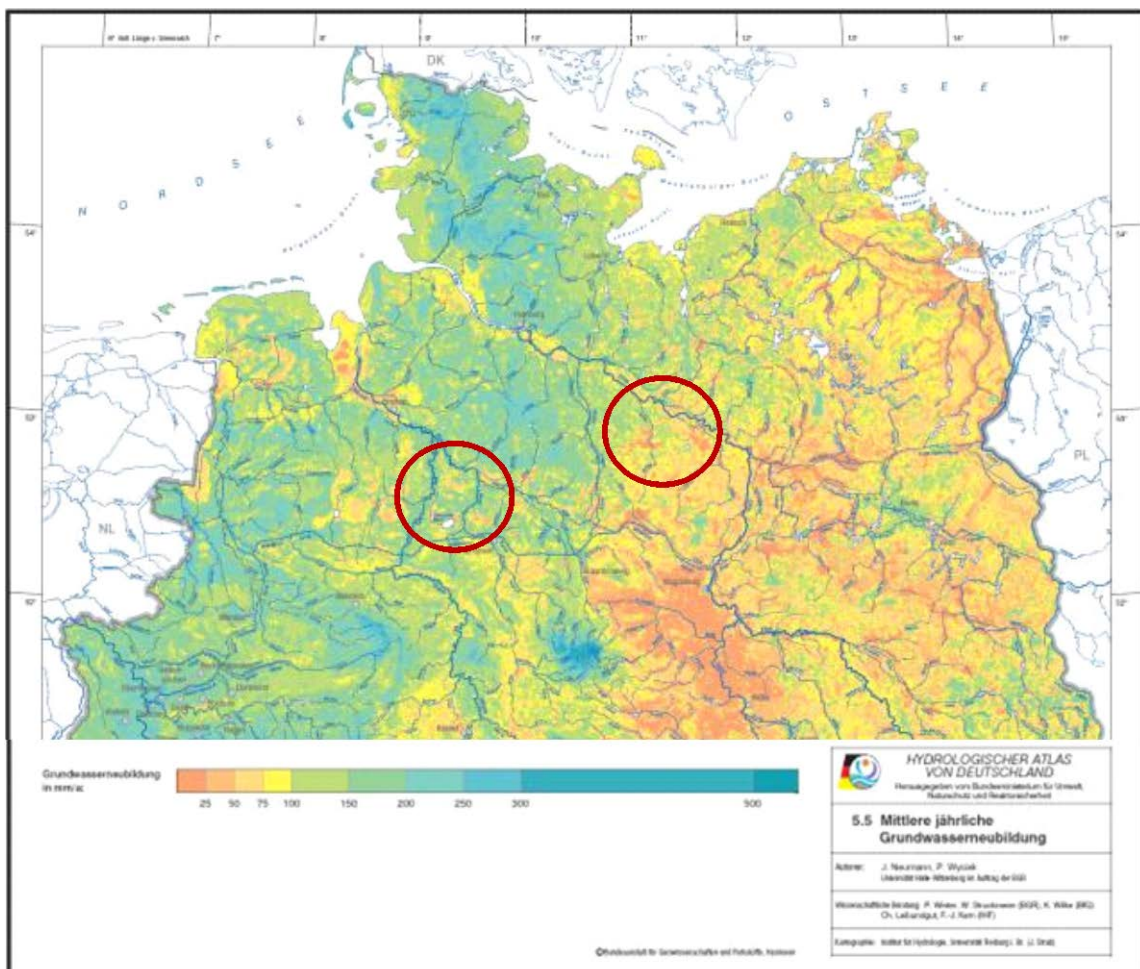


Abb. 14: Grundwasserneubildung nach Josopait & Dorhöfer (Hydrologischer Atlas Deutschland)

Der Flurabstand, die chemische Zusammensetzung und die Neubildung des oberflächennahen Grundwassers werden im Wesentlichen von seiner Lage zum nächsten Vorfluter, den vorhandenen Sedimenten und der Topographie, aber auch den landwirt-

schaftlichen und kommerziellen Grundwasserentnahmen bestimmt. Im östlichen Niedersachsen ist die Grundwasserströmung auf die Hauptvorfluter gerichtet (Elbe, Weser, Aller und Leine) oder auch auf die ihnen zufließenden Flüsse bzw. Kanäle (z.B. Oker bzw. Mittellandkanal). Zudem prägen die Endmoränenzüge Abstrom und Oberfläche des Grundwassers, da sie eine Wasserscheide zwischen den Referenzregionen „Elbe“ und „Weser“ bilden, siehe Abb. 15. Nördlich der Grundwasserscheide erfolgt der Grundwasserabstrom in Richtung Elbe, südlich davon in Richtung Weser, im westlichen Teil in Richtung Wümme und im östlichen Teil in Richtung Jeetzel.

Lage der Grundwasseroberfläche
1 : 200 000 (m zu NN)

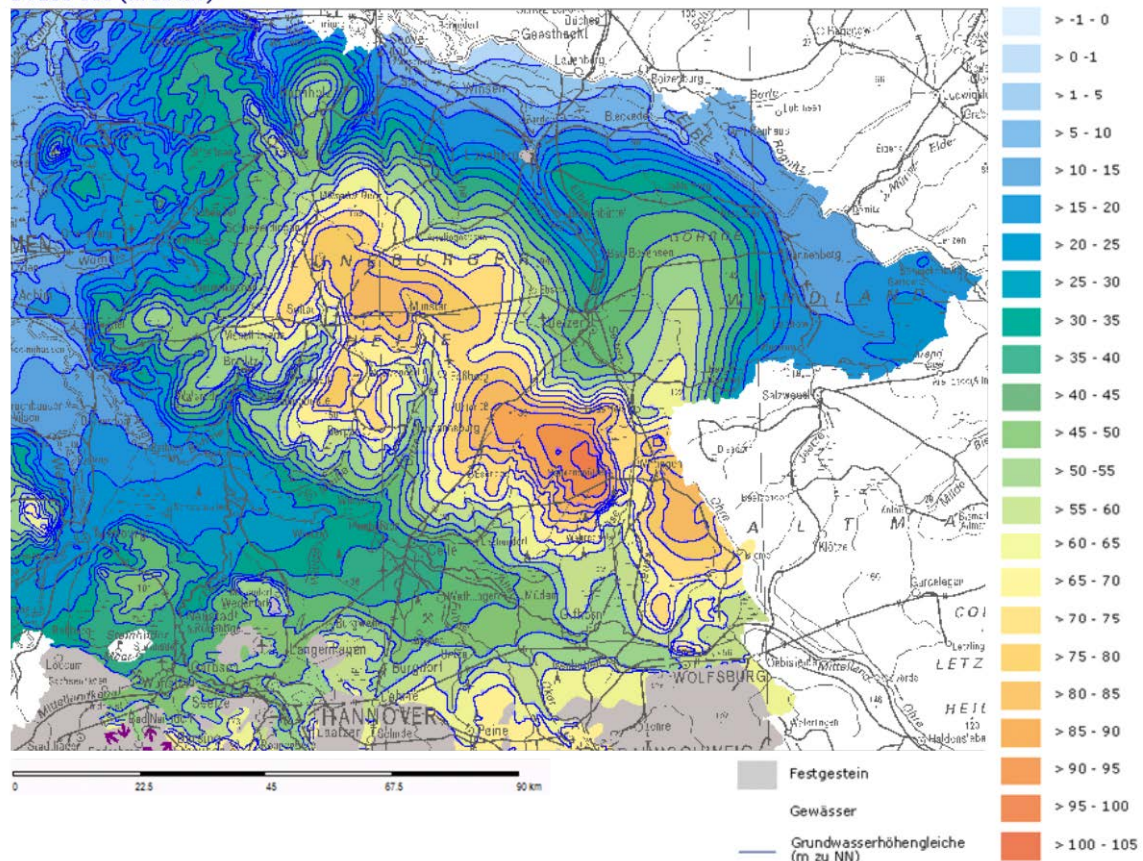


Abb. 15: Lage der Grundwasseroberfläche im östlichen Niedersachsen, Maßstab 1:200.000 (mittlere Wasserstände ohne Jahresangabe), /WWW10b/

Die Grundwasseroberfläche der Referenzregionen ist zumeist frei ausgebildet, da bindige Deckschichten in der Regel nur lückenhaft auftreten. Sind diese jedoch über größere Bereiche vorhanden, können sie gespannte Grundwasserverhältnisse hervorrufen /NLF05/. Auf bindigen Sedimenten, wie z.B. Geschiebemergel oder Lehmen treten lokal schwebende Grundwasserstockwerke auf /LEM08/. Die Eigenschaften des Grundwassers tieferer Stockwerke können stark von den oberflächennahen Verhältnissen abweichen /NLF05/.

Der Flurabstand im Naturraum „Flussauen/Marschen“ liegt zwischen 0 und 4 m /NLF05/, in den „Schottern/Sanden“ zwischen 0 und 10 m, in den Endmoränenzügen zwischen 10 m und 55 m /NLF05/, /SCHO05/.

Die oberflächennahen Grundwässer in der Referenzregionen sind in der Regel weich bis mittelhart und enthalten geringe Mengen an Eisen und Mangan /NLF05/. Örtlich treten leicht erhöhte Gesamt- und Karbonathärte sowie erhöhte Eisen- und Manganwerte auf. Vor allem in der Referenzregion „Elbe“ sind aufgrund der weitverbreiteten Salzstöcke bereits in geringer Tiefe hohe Chlorid- und Sulfatgehalte anzutreffen, siehe Abb 16. In der Region „Weser“ kommen dafür Wässer mit hohen Gehalten an organischer Substanz und niedrigem pH-Wert vor (Moorwässer), wie z.B. in der Steinhuder-Meer-Senke /NLF05/.

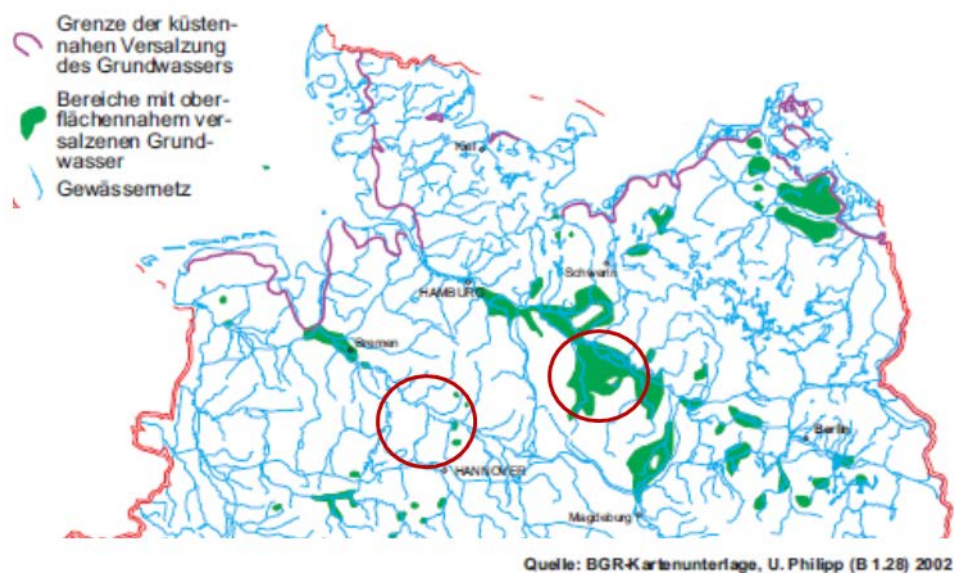


Abb. 16: Salzhaltige Grundwässer in den Referenzregionen, /WWW10b/

3.1.5 Hydrogeologie

Die Schichtenfolge in den Referenzregionen ist sehr inhomogen ausgebildet. Die oberen Grundwasserleiter werden in der Region „Elbe“ aus bis zu 40 m mächtigen, in der Region „Weser“ bis zu 85 m mächtigen saale- und weichselzeitlichen (glazio)fluviatilen Sanden und Kiesen gebildet. In der Region „Elbe“ werden diese Aquifere von bis zu 50 m mächtigen, überwiegend schluffigen Ablagerungen unterlagert, wohingegen diese in der Region „Weser“ oftmals fehlen. Die Basis bilden in beiden Regionen elsterzeitliche Geschiebemergel oder gering durchlässige präquartäre Sedimente.

Die Schichtenfolge wird vor allem in der Region „Elbe“ von elsterzeitlichen Schmelzwasserrinnen unterbrochen, deren Füllung überwiegend aus gut durchlässigen Sanden besteht /NLF05/. Sie können daher einen bis zu 300 m mächtigen Aquifer bilden. Die Rinnen durchschneiden auch die miozänen Tone und stellen hydraulische Kontakte zwischen oberflächennahen (quartären) und tieferen (tertiären) Grundwasserleitern her /NLF05/, s. Abb. 17.

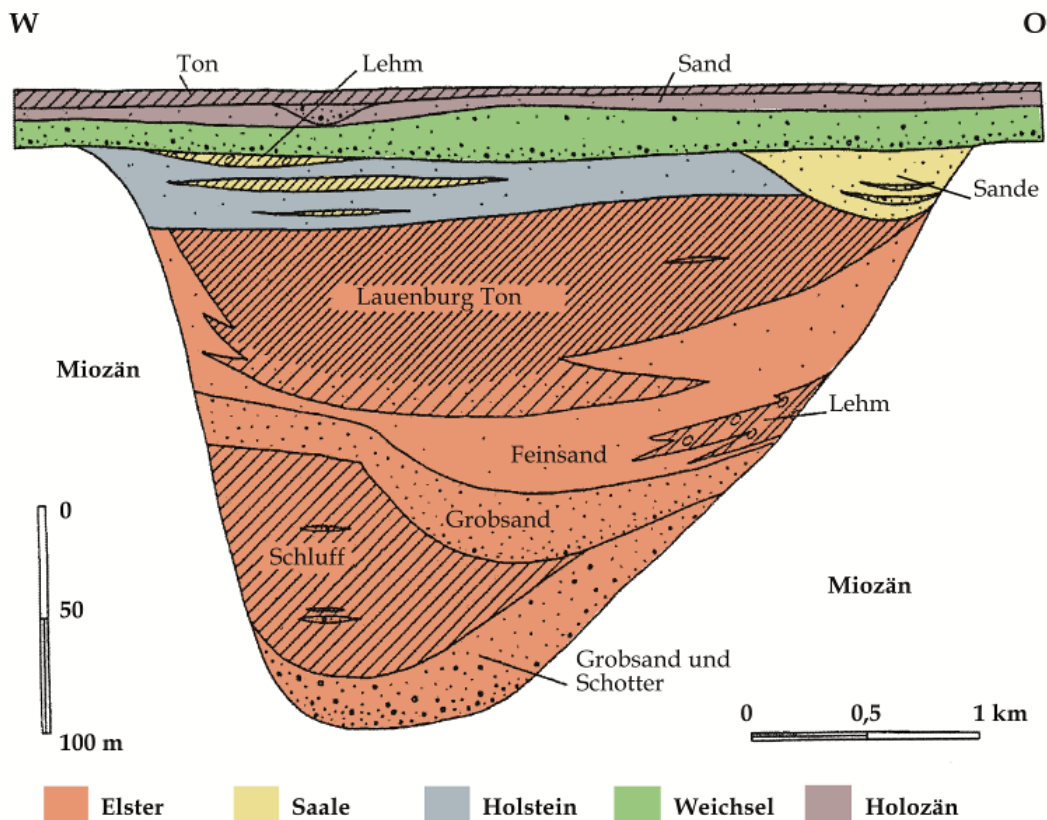


Abb. 17: Geologischer Schnitt durch die elstereiszeitliche Rinne von Billwerder bei Hamburg modifiziert nach /EIS07/

Die hydraulische Durchlässigkeit der oberflächennahen Deckschichten unterscheidet sich zwischen den verschiedenen Naturräumen und ist in Abb. 18 dargestellt. Die höchsten Durchlässigkeiten von $1 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-2}$ m/s finden sich in den (glazi-)fluviatilen Sanden und Kiesen des Naturraums „Schotter/Sande“ /NLF05/. In dem Naturraum der „Moränen“ werden lediglich Werte zwischen $1 \cdot 10^{-7}$ und $1 \cdot 10^{-5}$ m/s erreicht. Die „Flussauen“ weisen sehr inhomogene Durchlässigkeiten auf und in Torfen liegen die Durchlässigkeiten bei weniger als $1 \cdot 10^{-5}$ m/s /NLF05/. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der lithologischen Einheiten sind in der in Tab. 6 zusammengestellt (Grundwasserleiter blau, Grundwassergeringleiter braun).

Tab. 6: Durchlässigkeitsbeiwerte lithologischer Einheiten in Norddeutschland /ECK09/

Lithologische Ausprägung	Stratigrafie	Lithologische Einheit	Kf-Wert [m/s]
Sand, z.T. kiesig	Holozän, Pleistozän, Weichsel	Auen-/Flugsande	$>1E-5$ bis $1E-3$
Sand, Kies	Pleistozän, Weichsel, Saale, Elster	Nieder-, Mittel-, Oberterrasse	$>1E-4$ bis $1E-2$, meist $>1E-4$ bis $1E-3$
Sand, Kies	Pleistozän, Elster	Rinnenfüllung	$>1E-3$ bis $1E-2$
Sand und Kies, z.T. schluffig	Pleistozän bis Elster	Ober- Hochterrasse	$>1E-5$ bis $1E-3$
Feinsand, schluffig	Pleistozän bis Elster	Beckenablagerungen	$>1E-6$ bis $1E-4$
Löss, Ton, Schluff	Pleistozän, Weichsel, Eem	Periglaziale, interglaziale/stadiale Ablagerungen	$>1E-7$ bis $1E-5$
Geschiebemergel, -lehm, Schluff, Ton	Pleistozän, Saale, bis Elster	Grundmoräne, Beckenablagerungen	$>1E-7$ bis $1E-5$
Schluff, Ton	Pleistozän, Elster, Holstein	Lauenburger Ton, Beckenschluff	$>1E-9$ bis $1E-7$
Torf, Schluff	Holozän	Hoch-/Niedermoor, Auenlehm	$<1E-5$

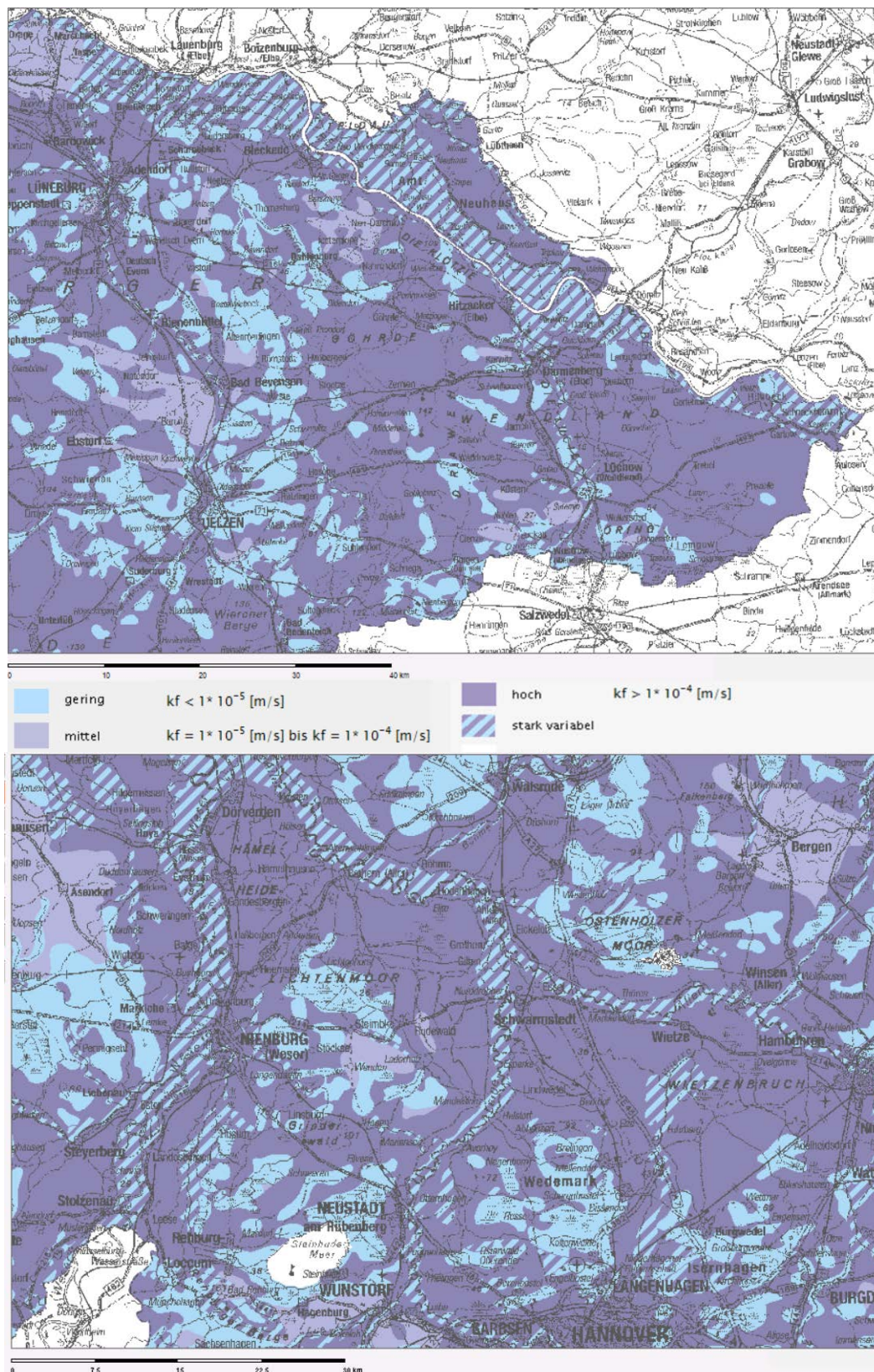


Abb. 18: Durchlässigkeitsbeiwerte der oberflächennahen Sedimente, /WWW10b/

3.1.6 Böden

Aufgrund der Entstehungsgeschichte der Referenzregionen ergeben sich als Bodenausgangsgesteine vor allem Sande, Kiese und Geschiebelehme, in der die Bodenbildung zügig voranschreiten konnte /STA08/. Durch standortspezifische Unterschiede im Relief (Toposequenz), der Grundwasserflurabstände, der wiederkehrende Sedimentablagerungen durch Überschwemmungen, die Bodennutzung (Ackerbau, Weide) und die Dauer der Bodenbildung (Chronosequenz) entwickelten sich verschiedene Böden aus. Die Verbreitung der Böden in den Referenzregionen zeigt Abb. 19.

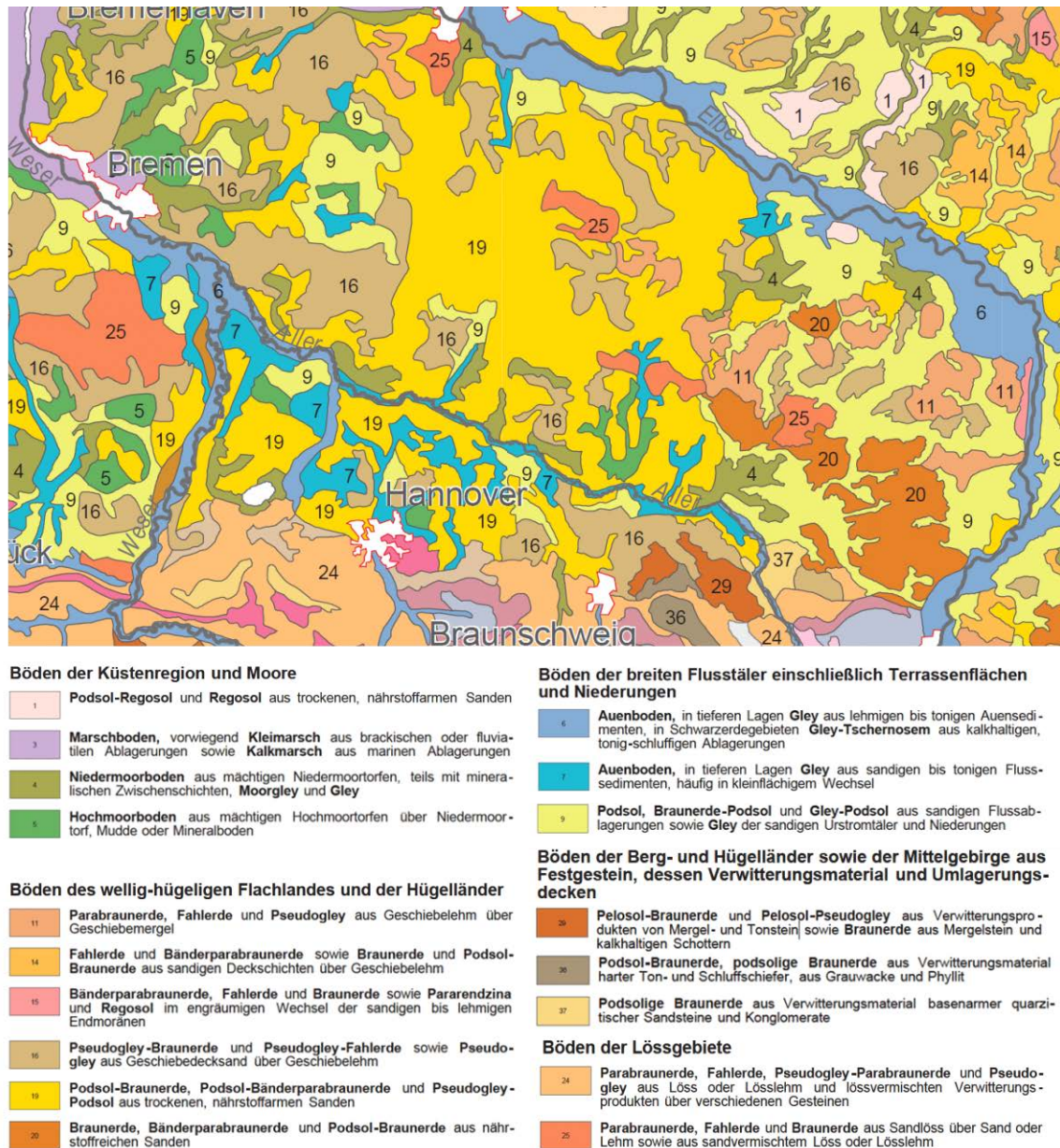


Abb. 19: Bodenübersichtskarte, Ausschnitt aus der Bodenübersichtskarte 1:3 000 000, BGR

Die Flussauen und Marschen sind fast lückenlos mit Auelehmen und -sanden bedeckt, deren Mächtigkeit an der Weser etwa 2 bis 4 m und an der Elbe etwa 2 bis 5 m betragen /BEN95/. Typische Böden des Naturraums sind hydromorphe Böden wie Fluvisole (Aueböden) und Gleysole (Gleye). Aus den schluffhaltigen Sedimenten eines Deltas und tidebeeinflussten Gebieten bilden sich Salz-, Kalk-, Klei-, Knick, Moormarschen.

Im Naturraum „Schotter/Sande“ bildeten sich auf jungen Dünen Ranker, auf den sandig-kiesigen Terrassenablagerungen, die von Auenlehmen unterschiedlicher Mächtigkeit und verschiedenen Alters bedeckt sind Braunerden (Cambisole) und Parabraunerden (Luvisole), bei Grundwassereinfluss Gleye (Gleysole) aus /WWW10a/.

Auf älteren Sand- und Kiesablagerungen haben sich vorwiegend Podsole (Podzole) und Podsol-Braunerden entwickelt /WWW10a/. Durch die Plaggenwirtschaft¹⁴ entstanden Auftragsböden sogenannte Plaggeneschen (Anthrosole) /WWW10a/.

Auf Sandlöss haben sich je nach Mächtigkeit des Lössetrags (zwischen 0,5 m und 2 m) vor allem Braunerden und Bänder-Parabraunerden entwickelt.

Im Naturraum „Moränen“ finden sich typischerweise Parabraunerden (Luvisole). Durch Tonverlagerung vom Ober- in den Unterboden kommt es häufig zu Staunässe, so dass Pseudogleye (Planosole), Pseudogley-Podsole oder Pseudogley-Braunerden entstehen.

Im Naturraum „Moore“ entstanden Histosole. Durch eine Entwässerung findet eine Sackung und Vererdung statt. Die organische Substanz baut sich dabei mit etwa 1 bis 2 cm pro Jahr ab und Nährstoffe (vor allem Stickstoff) werden freigesetzt. Ackerböden entstanden im Anschluss durch die Fehn-15, Sanddeck-16, Sandmisch-17 und die Deutsche Hochmoorkultur¹⁸, kurzfristig auch durch die Brandkultur¹⁹.

3.1.7 Vegetation

In beiden Referenzregionen wird die Ausprägung der Vegetation und ihre Wachstumsphase nicht allein durch den Niederschlag bestimmt, der das ganze Jahr über recht

¹⁴ Als Plaggenwirtschaft wird die Nutzung der Heidevegetation als Einstreu für die Ställe und die anschließende Düngung der ortsnahen Böden mit diesem Substrat bezeichnet.

¹⁵ Der Weißtorf wird abgeräumt und der Schwarztorf verbrannt. Anschließend wird eine Mischung aus dem abgeräumten Weißtorf, Sand und Schlick untergepflügt. Es entstehen Ackerböden mit hohem Humusgehalt und gutem Wasserhaushalt.

¹⁶ Um das Austrocknen der Böden zu verhindern wird eine etwa 20 cm mächtige Sanddecke aufgebracht .

¹⁷ Sand wird durch Tiefpflügen bis 1,8 m Tiefe untergepflügt.

¹⁸ Der Torf wird gefräst und durch hohe Düngergaben fruchtbarer.

ausgeglichen fällt, sondern durch die Temperaturen, die einen ausgeprägten Jahresgang aufweisen. Die Gebiete gehören zu den natürlichen Waldstandorten mit sommergrünen Laubwäldern oder Mischwäldern aus sommergrünen Laubbäumen und immergrünen Nadelhölzern. Der Nährstoffkreislauf ist kurz und umsatzstark. So wird ein großer Teil der Nährstoffaufnahme vom Frühjahr/Sommer schon im nachfolgenden Herbst dem Boden über den Blattfall zurückgegeben und aus dem Streu innerhalb von vier Jahren freigesetzt. Die Streuauflage der Böden ist daher gering und der Humusgehalt der Oberböden hoch /SCH02/. Heute ist die natürliche Vegetation weitgehend verdrängt und es liegt eine Kulturlandschaft mit land- und forstwirtschaftlichen Nutzflächen sowie brachliegenden und versiegelten Flächen vor.

3.1.8 Bewirtschaftung

3.1.8.1 Wassergewinnung

Die Referenzregionen besitzen eine hohe Grundwasserneubildungsrate und einen hohen Grundwasservorrat. Vor allem die quartären Rinnen stellen ein wichtiges Grundwasserreservoir dar. In der Region „Weser“ gibt es aufgrund der guten Grundwasserqualität und der günstigen Entnahmebedingungen bedeutende Wasserwerke /DOR05. In der Region „Elbe“ gibt es dagegen aufgrund der flächenhaften Versalzung nur wenige kleinere Wasserwerke, s. Abb. 20.

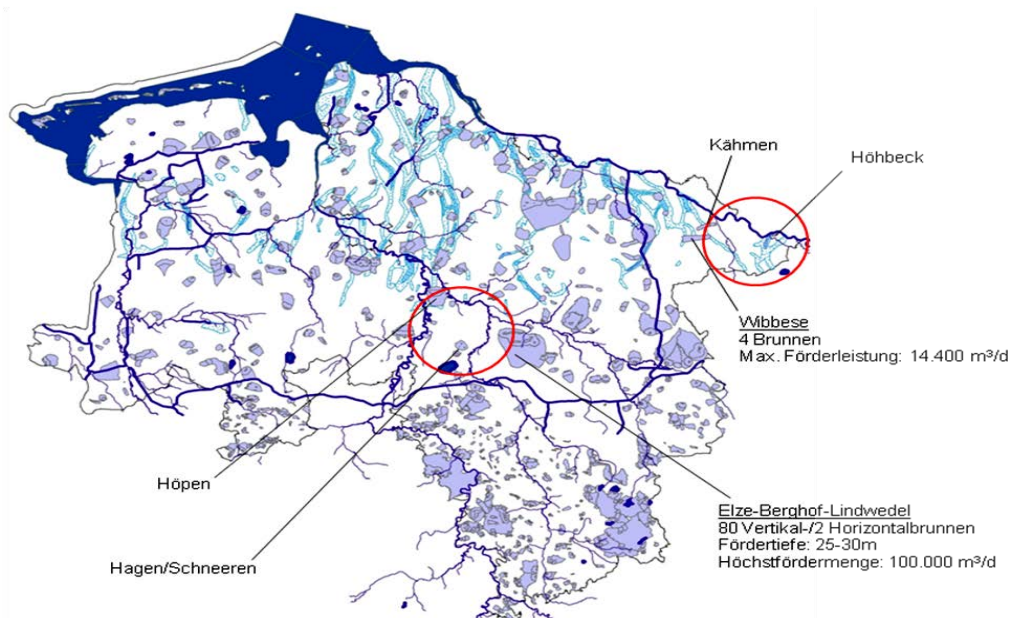


Abb. 20: Wasserschutzgebiete (blau), Oberflächengewässer (dunkelblau) und quartäre Rinnen (hellblau) in Referenzregion „Elbe“ und „Weser“ /NLOE00/

¹⁹ Die junge, wenig zersetzte Weißtorf wird abgebrannt, so dass durch die Asche kurzfristig ein

3.1.8.2 Landwirtschaftliche Nutzung

Böden, die aus Sanden und Schottern entstanden, liefern im Vergleich zu den Böden aus Tonen und Lehmen (Moränen) weniger Nährstoffe und fallen aufgrund ihrer geringeren Wasserkapazität leichter trocken. Die Böden in der Referenzregion „Elbe“ sind daher weniger fruchtbar als diejenigen in der Referenzregion „Weser“ und zur Ertrags-sicherung und -steigerung auf Beregnung und Düngung angewiesen. Verdeutlicht wird dies anhand der Abb. 21, in der die Ertragsmesszahl (EMZ)²⁰ der Referenzregionen dargestellt ist. Während die Böden in der Region „Elbe“ überwiegend Ertragsmesszahlen zwischen 30 und 35 besitzen, weisen die in der Region „Weser“ im Mittel Werte von 35 bis 45 auf /WWW10d/.

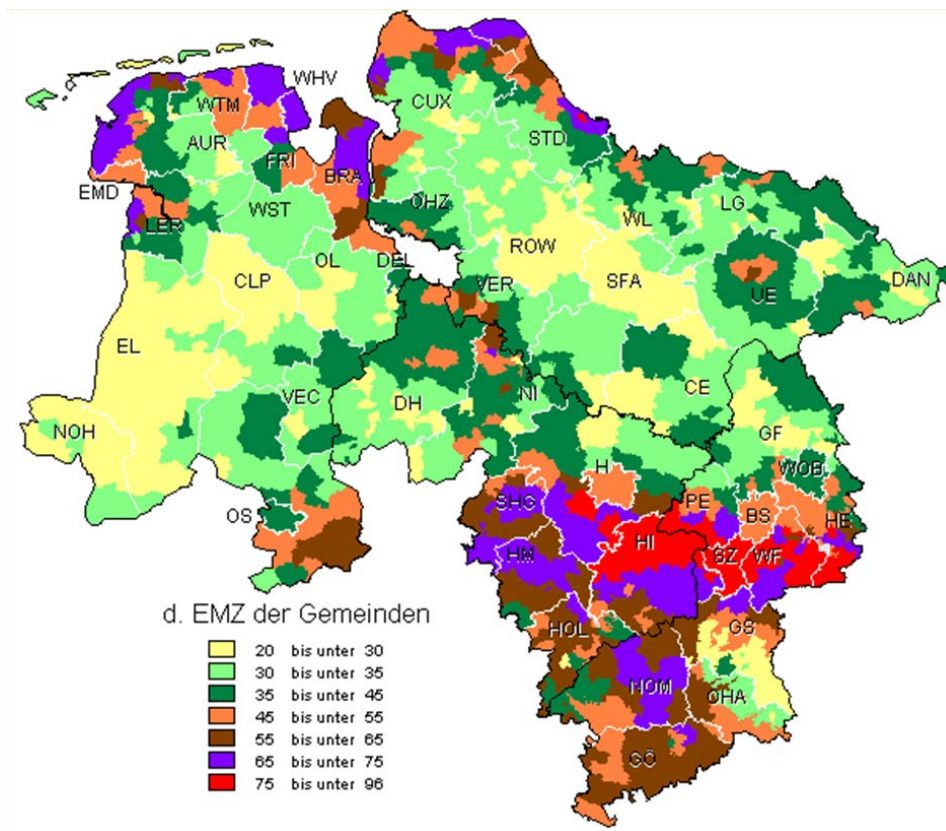


Abb. 21: Durchschnittswerte der Ertragsmesszahl (EMZ) für Gemeinden, /WWW10d/

Die prozentuale Verteilung der Nutzungsarten in den Referenzregionen ist in Abb. 22 dargestellt. In den Referenzregionen wird vor allem Getreide-, Hackfrucht²¹- und Fut-

„Düngeeffekte“ entsteht.

²⁰ Die Ertragsmesszahl ist ein Maß für die Bodenfruchtbarkeit, die sich als Produkt der Fläche mit der Ackerzahl ergibt.

²¹ Zu den Hackfrüchten zählen Kartoffeln, Feldgemüse, Zuckerrübe und Futterrübe.

terbau²² in Kombination mit Viehhaltung betrieben. Vorwiegend werden Getreide (Roggen und Gerste) angebaut, in der Region „Elbe“ auch vermehrt Kartoffeln, in der Region „Weser“ Zuckerrüben und Raps. Maisanbau findet sich in beiden Gebieten. Darüber hinaus wird das Land häufig als Grünland genutzt.

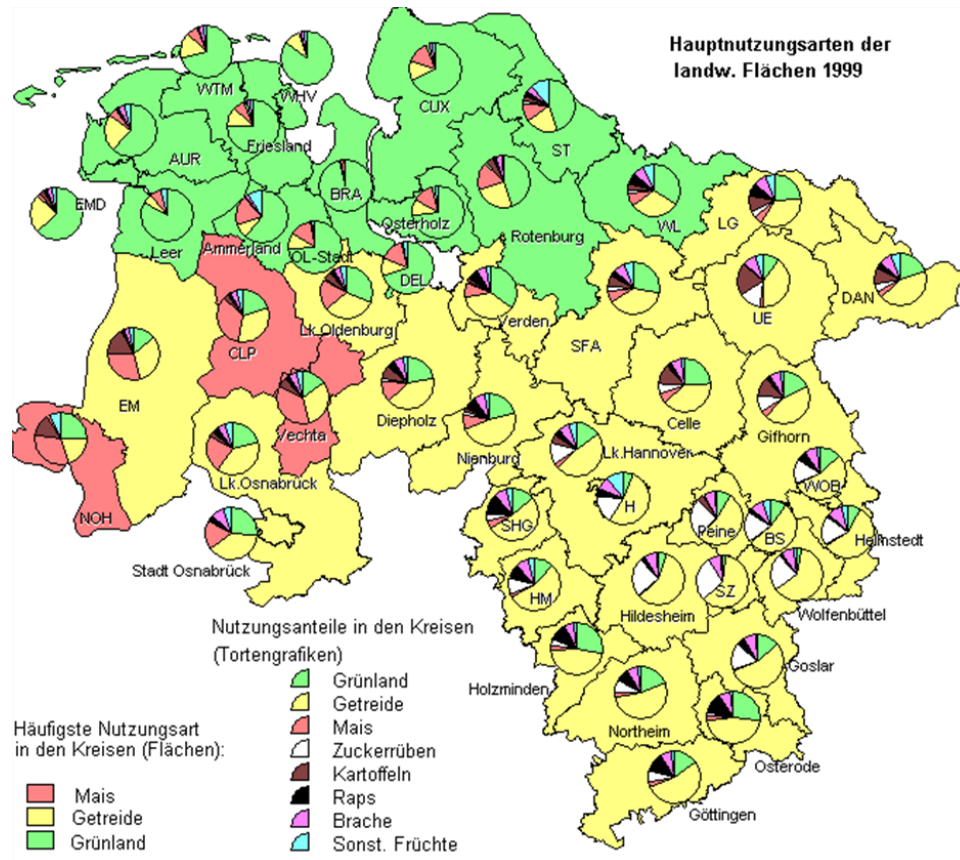


Abb. 22: Hauptnutzungsarten der landwirtschaftlichen Flächen im Jahr 1999, /WWW10d/

Die Hauptgrünlandnutzung mit Milchviehhaltung oder Rindermast findet in beiden Referenzregionen im Bereich der Flussauen statt sowie in der Region „Weser“ zusätzlich im Bereich der ehemaligen Moorgebiete. Wo möglich und rentabel wird in den Flussauen wegen der hohen Bodenfruchtbarkeit die Nutzung durch Ackerbau der als Grünland mit Weidewirtschaft vorgezogen. Im Hinblick auf die industrielle Tierhaltung unterscheiden sich die Referenzregionen nicht voneinander. Sowohl in der Referenzregion „Elbe“ als auch in der Region „Weser“ werden vor allem Rinder und Schweine gehalten, vgl. Abb. 23.

²² Der Futterbau umfasst vor allem Klee und Luzerne.

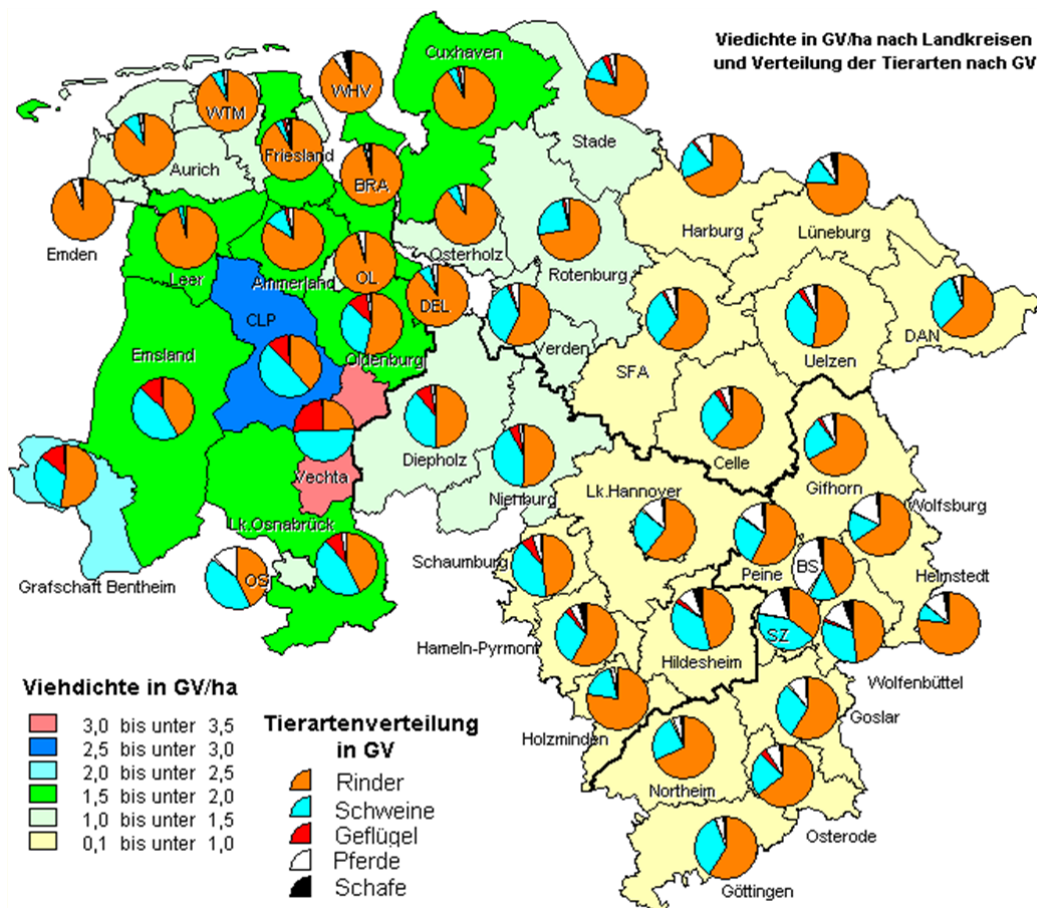


Abb. 23: Verteilung der Viehdichten und Vieharten im Jahr 1999, Angabe in GV (1 GV entspricht einer Kuh oder 250 Legehennen), /WWW10d/

3.1.8.3 Forstwirtschaftliche Nutzung

Aufgrund der relativ hohen Bodenfruchtbarkeit sind in der Region „Weser“ mit bis zu 20% Waldfläche erheblich weniger Flächen unter forstwirtschaftlicher Nutzung als in der Region „Elbe“, dessen Waldanteil bis zu 40% beträgt. Diese Wälder befinden sich zumeist auf für andere Nutzungsarten ungünstigen Standorten (schwer erreichbare und zu bearbeitende Flächen oder ungünstige Bodenverhältnisse). Die natürlichen Wälder wurden nahezu vollständig verdrängt /BAR04/. Durch die Einrichtung eines Biosphärenreservats (1997) entwickelt sich in ihm wieder der natürlich vorkommende Auenwald. Ansonsten ist in der Region „Elbe“ heute mehr als die Hälfte des Waldes mit Kiefern bewachsen und mehr als ein weiteres Viertel entfällt auf schnellwachsende Laubbäume²³. In der Region „Weser“ sind hauptsächlich schnellwachsende Laubbäume und Fichten vertreten. Naturraumentwicklung im Quartär

²³ Zu den schnellwachsenden Laubbäumen zählen Birken, Eschen, Erlen, Weiden.

3.1.9 Geomorphologie

Die Entwicklungsgeschichte der beiden Referenzregionen verlief ähnlich und wurde wesentlich von den drei letzten Gletschervorstößen aus Skandinavien geprägt. Die Referenzregionen „Elbe“ und „Weser“ wurden dabei von den Gletschern der Elster- und Saale-Kaltzeit überfahren, deren Vorstoß an den Mittelgebirgen zum Erliegen kamen. Die Überdeckung mit Inlandeis fand jeweils nur etwa 10 000 lang Jahre statt. Ein großer Teil der älteren Ablagerungen wurde dabei durch Erosion flächenhaft abgetragen, weshalb über die präquartären Landschaftsformen wenig bekannt ist. Es wird angenommen, dass eine wenig gegliederte Oberfläche mit Flusssystemen vom „braided river“-Typ vorlag /KEL04/. Das erodierte Material wurde vom Gletscher aufgenommen und mitgeführt. Die Erosionstiefe ist selten bekannt²⁴. Das durch den Gletscher mitgeführte Gesteinsmaterial sedimentierte bei dessen Abtauen in Form einer Grundmoräne. Eine Sortierung der Sedimente fand erst im Anschluss durch Schmelzwässer (Flussterassen, Vorschüttsander) oder Winderosion (Löss und Dünen) statt. Die Landschaftsformen zeigen noch heute die typische Abfolge der „Glazialen Serie“. Die Landschaftsformen der glazialen Serie setzen sich aus dem Absatzgebiet der Grundmoräne²⁵, der aufgedrückten Endmoräne²⁶, dem Vorschüttsander²⁷ und dem Urstromtal²⁸ zusammen. In den ehemals vom Eis bedeckten Gebieten kam es durch das unregelmäßige Abtauen des Gletschers zu der Bildung besonderer Landschaftsformen, wie z.B. Pingos oder Toteissenken. Sie bildeten Senken, die später zu Flachseen, Mooren oder wasserlosen Geländedepressionen wurden. In den Warmzeiten dominierte die Ablagerung gut sortierter feinkörniger mariner und limnischer Sedimente. Abb. 24 zeigt die Landschaftsformen anhand eines Längsschnitts ausgehend von den Harburger Bergen (westlich der Referenzregion „Elbe“) bis hin zum Harz (östlich der Referenzregion „Aller“). Deutlich erkennbar sind die unterschiedlichen Sedimentablagerungen und Geländeformen, die für die Einteilung der Naturräume verantwortlich sind.

²⁴ In /MEY00/ wird aus der lückenhaften Verbreitung saalezeitlicher Glaziärsedimente im Drawehn und der z.T. direkt unter dem weichselzeitlichen Sand anstehenden elsterzeitlichen bzw. tertiären Sedimente in der Elbeniederung auf die erosive Wirkung des weichselzeitlichen Gletschers geschlossen.

²⁵ Als Grundmoräne wird die Bodenschicht bezeichnet, die beim Schmelzen des Gletschers aus dem mitgeführten Material entsteht.

²⁶ Die Endmoräne wird vor der Gletscherstirn aufgedrückt und kennzeichnet die maximale Ausbreitung des Gletschers.

²⁷ Der Vorschüttsander besteht aus fluvialen Sedimenten, die durch Schmelzwässer aus den Grundmoränen ausgewaschen wurden.

²⁸ Das Urstromtal sammelt die Schmelzwässer und führt sie ab.

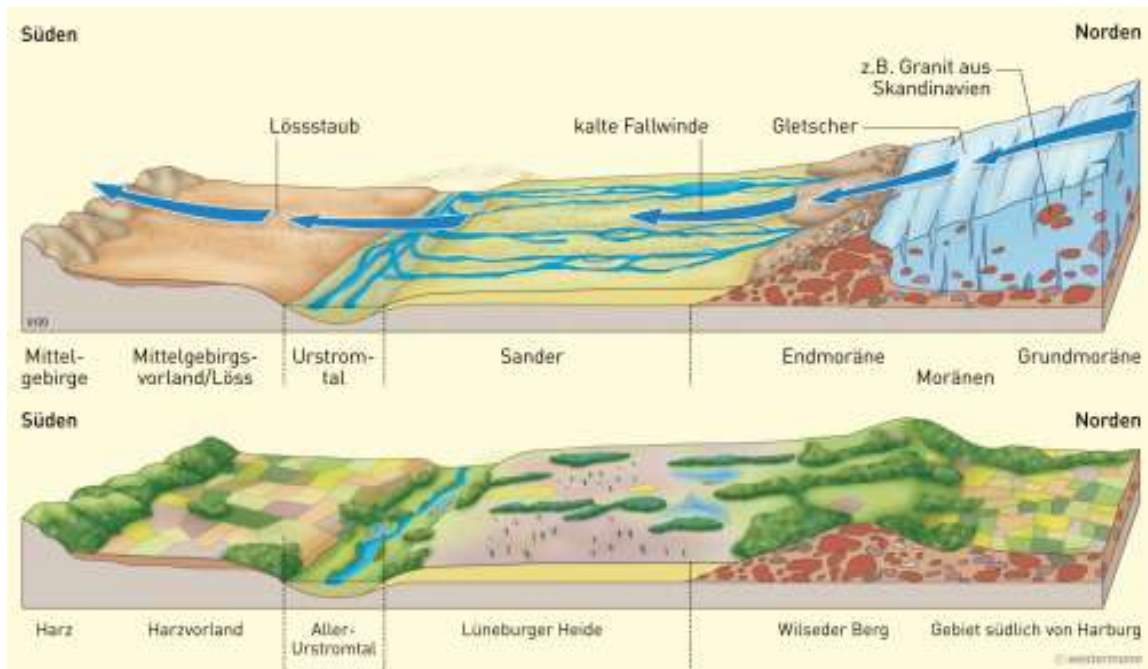


Abb. 24: Glaziale Serie vor (oben) und nach (unten) der Gletscherschmelze /DIE09/

Eine Besonderheit der elsterkaltzeitlichen Gletscher in Norddeutschland war die Bildung glazialer Rinnen. Ihre Entstehung wird hauptsächlich den subglazial abfließenden und unter großem Druck stehenden Wässern in der Phase des Vorrückens des Gletschers zugeschrieben /SME98/. Es wird heute davon ausgegangen, dass es sich vorwiegend um spontan ablaufende Abflussereignisse handelte. Dies schließt aber nicht den stetigen, allerdings geringeren Abfluss über das gesamte Jahr aus. Die Rinnensohle ist meist unregelmäßig. Die Rinnensysteme entstanden vor allem im östlichen Bereich der elsterkaltzeitlichen Gletscherausdehnung nördlich der Aller, vgl. Abb. 25 So sind die in der Region „Weser“ gebildeten Rinnen mit maximal 150 m /ELB07/ weit weniger tief als die etwa 300 m tiefen Rinnen in der Region „Elbe“.

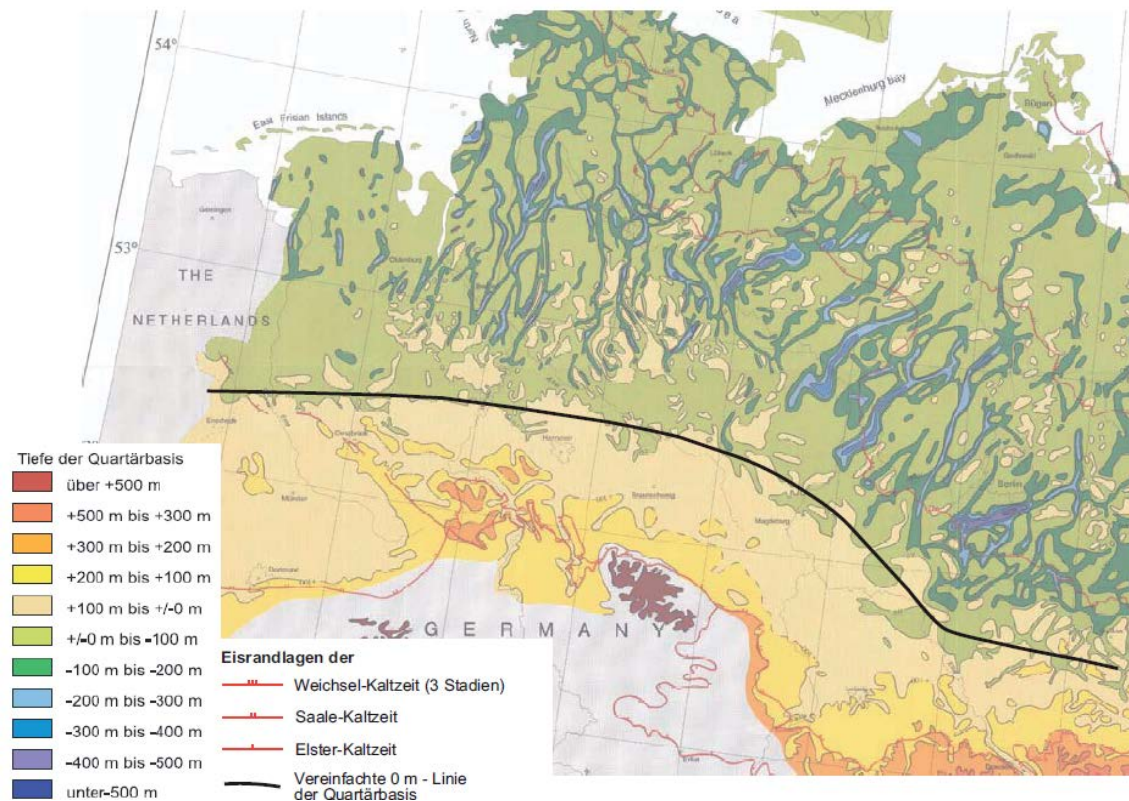


Abb. 25: Elsterzeitliche Rinnensysteme in Niedersachsen (Maßstab 1:500.000), /KEL09/

Die Rinnen wurden noch während der Elster-Kaltzeit fast vollständig mit Sedimenten aufgefüllt. Die Füllungen spiegeln das fortschreitende Abschmelzen des Inlandeises wieder, wie z.B. die der elsterkaltzeitlichen Rinne von Billwerder /EIS07/, s. Abb. 17. An der Basis befinden sich zumeist klastische Sedimente und Kiese, an die sich im Hangenden überwiegend glazifluviale bzw. glazilimnische Schluffe und Sande mit Kieseinschaltungen anschließen. Als spätelsterzeitliche Ablagerungen findet sich der Lauenburger Ton. Die Rinnenfüllung setzt sich somit aus Moränenmaterial, fluviatilen transportierten Sedimenten und limnischen Sedimenten zusammen. Die Rinnen wurden spätestens im Postglazial vollständig aufgefüllt.

Der wesentliche Unterschied der beiden Regionen liegt in der unterschiedlichen Entfernung zum Eisrand der Gletscher der Weichsel-Kaltzeit. Die Vergletscherung kam bereits nördlich der Elbe zum Erliegen, weshalb die Region „Elbe“ noch Teil des Urstromtals war, in dem neue Sedimente abgelagert wurden, während in der Region „Weser“ nur ein geringer Lössseintrag stattfand und die Bodenbildung schon beginnen konnte, s. Abb. 26.



Abb. 26: Eisrandlage des Weichselgletschers /DIE09/

Die Schmelzwässer des Gletschers schufen Durchbrüche in der Endmoräne und Sandflächen und sammelten sich dann im Urstromtal der Elbe. In diesem flossen sie in Richtung Meer ab. Auf ihrem Weg vom Gletscher bis zum Meer wurden große Mengen an Sanden und Kiesen in Abhängigkeit von Fließgeschwindigkeit und Korngröße sedimentiert. In der Referenzregion wurden so vor der Gletscherstirn Kiese, Schotter und Grobsande in Form von 20 m bis 50 m /MEY07/ mächtigen Deckschichten abgelagert. Mit der Zeit tiefte sich der Fluss ein und das Flussbett verengte sich, so dass sich Flussterrassen bildeten, s. Abb. 27.

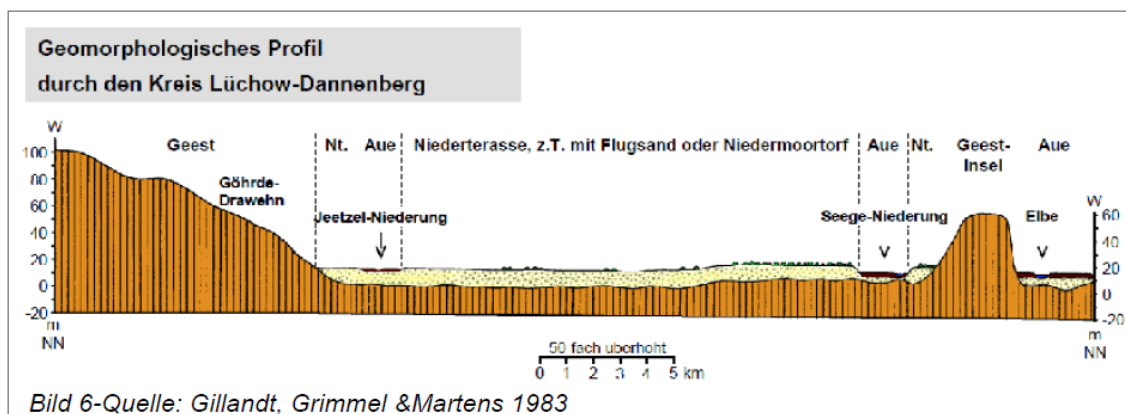


Abb. 27: Geomorphologisches Profil im Kreis Lüchow-Dannenberg

Aufgrund der sich nur langsam entwickelnden Vegetation wurden aus den Sandern und Grundmoränen große Mengen an Schluff und Feinsand durch den Wind ausgebla-

sen. Diese sedimentierten als etwa 30 bis 40 m hohe Dünen, weiträumige bis zu 2 m hohe Flugsanddecken oder bis zu 6 m hohe Lössdecken /MEY07/.

Vor der Gletscherstirn befand sich eine Polarwüste, in der sich ein Permafrostboden ausbildete /KEL98/. Je nach Temperatur bildet sich ein kontinuierlicher²⁹, diskontinuierlicher³⁰ oder sporadischer³¹ Permafrostboden aus. Für Norddeutschland wird angenommen, dass während des Weichsel-Frühglazials noch große Gebiete mit einer den Boden und die Vegetation schützenden Schneeschicht bedeckt waren, so dass kein oder ein nur geringmächtiger Permafrostboden entstehen konnte. In dieser Zeit wurden Solifluktsdecken und Kryoturbationserscheinungen nachgewiesen /CAS01/. Danach ist von einem Wechsel zwischen diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost auszugehen /BOS01/. Der kontinuierliche Permafrost beschränkt sich im Wesentlichen auf das Hochglazial (~30 000 Jahre und 15 000 Jahre BP) /KEL04/. In diesem Zeitraum bildete sich ein weitgehend kontinuierlicher Permafrost in ganz Deutschland aus, der bis in Tiefen von etwa 130 m vordrang und einige 10 000 Jahre überdauerte /CHO83/, vgl. auch Abb. 28. In den wärmeren Sommermonaten bildete sich eine Auftauschicht von wenigen Metern heraus /KEL04/. Unterhalb des Gletschers taute der Permafrostboden durch den Druck, der durch die große Auflast des Eises entstand, auf.

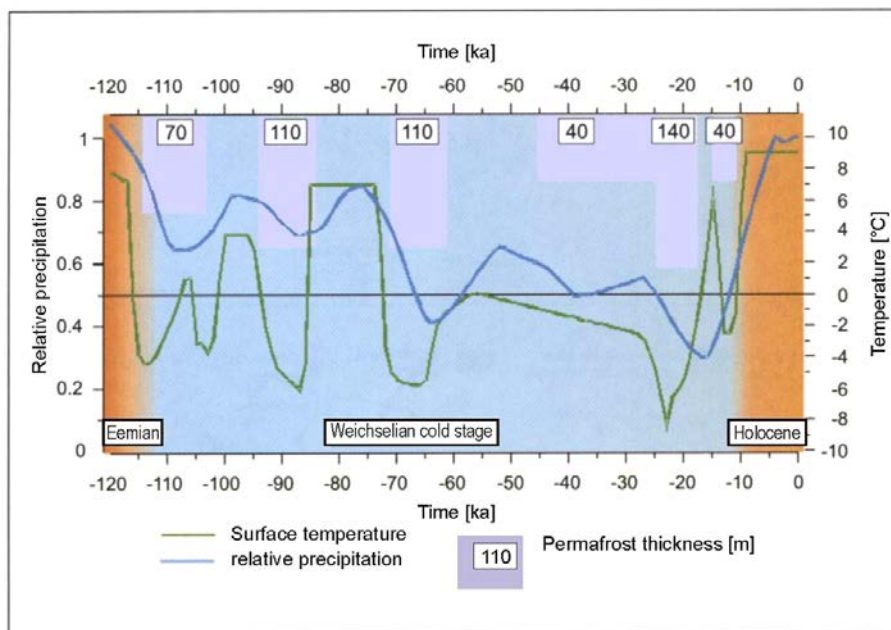


Abb. 28: Berechnete Permafrostmächtigkeiten für das Wendland während der Weichsel-Kaltzeit /KLI07/

²⁹ Ein kontinuierlicher Permafrostboden enthält nur wenige ungefrorene Bereiche (Taliki), so dass mehr als 90% einer Region dauerhaft gefroren ist.

³⁰ Von einem diskontinuierlichen Permafrostboden wird gesprochen, wenn mehr als 50% einer Region dauerhaft gefroren ist.

Die zwischen den Kaltzeiten eingeschalteten Warmzeiten des Holstein und Eem haben weitaus weniger Spuren im Untergrund und in der Landschaft hinterlassen als die Kaltzeiten. Es fand eine intensive Bodenbildung statt, wobei die Böden durch glazigene Prozesse in den folgenden Kaltzeiten fast flächendeckend wieder abgetragen oder zugeschüttet wurden. Da die Gebiete während der Warmzeiten mit Vegetation bedeckt waren, waren sowohl Erosion als auch Sedimentation unbedeutend im Vergleich zu den Kaltzeiten. In die Elbeniederung wurde während der Holstein-Warmzeit Salzwasser durch den Meeresspiegelanstieg eingetragen, vgl. Abb. 29. Dadurch kam es zu der Ablagerung geringmächtiger mariner Sedimente. Die Referenzregion „Weser“ wurde nicht überflutet. Die Küstenlinie der Eem-Warmzeit unterschied sich nur unwesentlich von der heutigen.



Abb. 29: Maximale Ausdehnung des Holstein- und Eem-Meeres in Norddeutschland /BER04/

³¹ Bei einem sporadischen Permafrostboden sind 10% bis 50% einer Region dauerhaft gefroren.

3.1.10 Hebung und Senkung

Die durch die Auflast der Gletscher verursachte Krustendeformation wurde durch isostatische Ausgleichsbewegungen am Ende der Kaltzeiten mit Raten bis zu einigen Zehner Metern pro 1 000 Jahre in nur etwa 10 000 Jahren nahezu vollständig ausgeglichen /KEL04/.

Die tektonischen Beanspruchungen sind von geringerer Bedeutung. In der Region „Weser“ sind die Bewegungen im Wesentlichen auf NW-SE streichende Abschiebungen infolge der Einengungstektonik seit der Oberkreide zurückzuführen. Die Sprunghöhen liegen im Bereich von einigen Zehnermetern /LAR10/.

3.1.11 Klima

Das Klima der letzten 1 Million Jahre war durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten geprägt. Aber auch der Temperaturwechsel sowie der Temperaturverlauf innerhalb der einzelnen Phasen konnten sehr unterschiedlich ausgeprägt sein. Dies verdeutlicht die Gegenüberstellung der mittleren Juli-Temperatur der Holstein- und Eem-Warmzeit in Abb. 30 und der Temperaturverlauf der mittleren Juli-Temperatur in der Weichsel-Kaltzeit Abb. 31.

Den Warmzeiten sind gemeinsam /AAL98/:

- Während des Klimaübergangs: Ein subkontinentales, maritimes Klima vom Typ Cfb mit einer jährlichen Niederschlagsrate von etwa 600 mm und einer minimalen mittleren Juli-Temperatur von etwa 18°C bzw. einer minimalen mittleren Januar-Temperatur von 0°C bis -2°C.
- Im Verlauf der Warmzeit: Ein zunehmend maritimer Einfluss mit milderem Wintern /BER04/.
- Am Ende der Warmzeit: schnell sinkende Temperaturen, so dass sich ein boreales Klima ausprägte.

Unterschiede bestehen

- Im Übergang zur Warmzeit: Die im Eem innerhalb weniger Jahrhunderte, derjenige im Holstein dagegen sehr viel langsamer und stufenweise erfolgte.
- Im Temperaturverlauf: Der im Eem recht gleichmäßig verlief, während derjenige im Holstein Klimarückschläge zeigt, in denen die Temperatur für wenige Jahrhunderte um etwa 5°C fiel, um kurz darauf wieder sprunghaft anzusteigen.

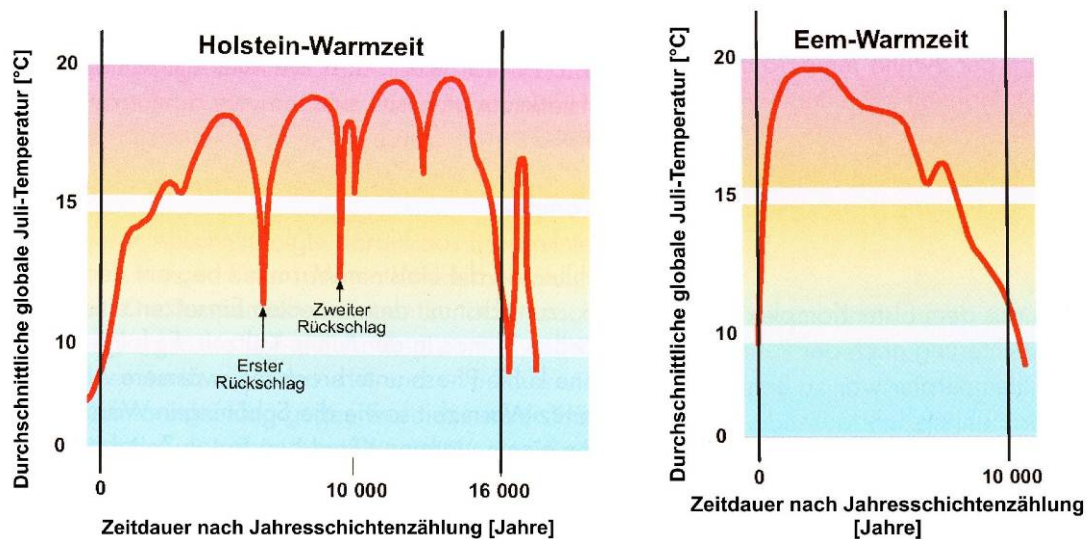


Abb. 30: Verlauf der mittleren Juli-Temperatur während der Holstein-Warmzeit (links) und der Eem-Warmzeit (rechts) /BER04/

Auch die Temperaturen einer Kaltzeit können erhebliche Unterschiede aufweisen. Als Beispiel dient der Temperaturverlauf der mittleren Juli-Temperatur während der Weichsel-Kaltzeit, in der ein deutlich abwärts gerichteter Temperaturtrend mit kurzzeitig wärmeren Phasen auffällt, vgl. Abb. 31. Dies hatte einen Wechsel zwischen borealen und subpolaren Klimaverhältnissen zur Folge /CHO83/. Während des Hauptglazials sanken die Temperaturen dagegen fortlaufend innerhalb weniger Jahrtausende bis auf polare Verhältnisse ab /DEL91/. Der in etwa 5 000 Jahre andauernde Übergang zu unserer heutigen Warmzeit (Cfb-Klima) weist dagegen wieder zahlreiche kurzfristige Temperaturschwankungen mit einer Amplitude von etwa 5°C auf /CHO83/.

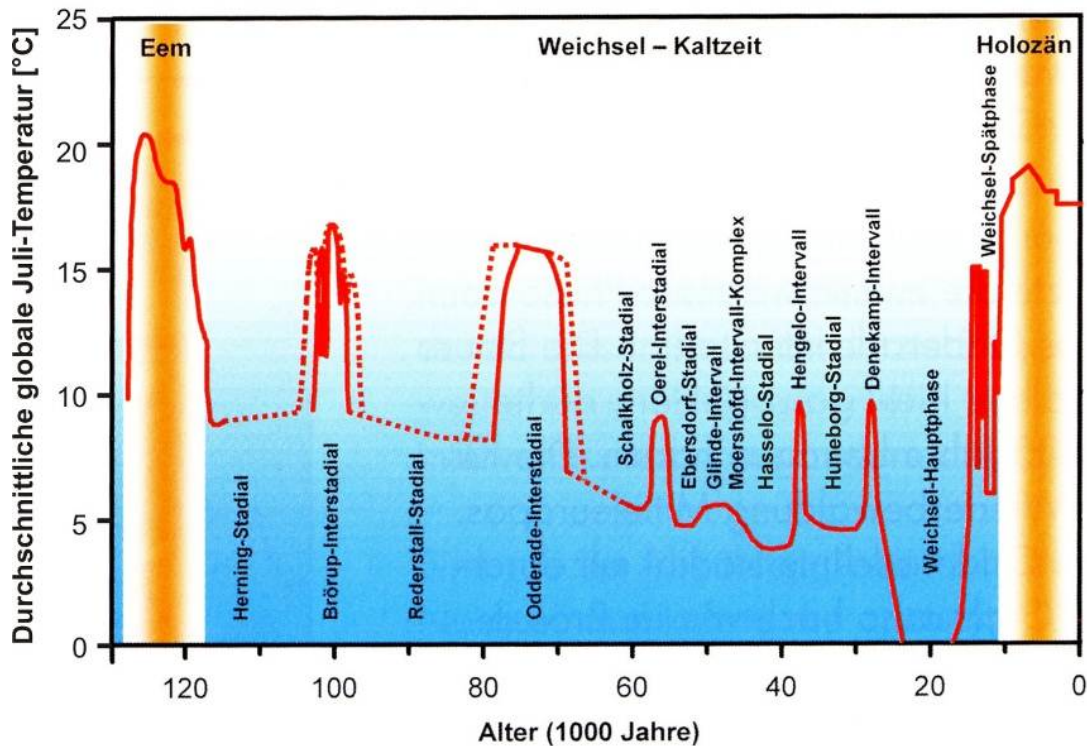


Abb. 31: Verlauf der mittleren Juli-Temperatur während Weichsel-Kaltzeit /BER04/. (Die gepunktete Linie deutet auf die Unsicherheit in der zeitlichen Zuordnung hin.)

3.1.12 Hydrologie

Oberflächenwässer

Aufgrund der wechselnden Klimaverhältnisse und damit einhergehendem Wasserdargebot veränderten sich die Lage und Größe der Hauptvorfluter Weser und Elbe in den Referenzregionen. Insbesondere am Ende der Kaltzeiten lag durch den abschmelzenden Schnee und das Eis ein hoher Oberflächenabfluss vor, der die beiden Flüsse anschwellen ließ. In der Hauptphase der Weichsel-Kaltzeit entstand sogar ein zusammenhängendes Flusssystem der Flüsse Weser, Elbe, Ems und Eider, das in den Nordatlantik entwässerte. Es zeichnet sich zum Teil noch heute als 30 bis 40 km breite Rinne am Grund der Nordsee ab /CHO83/. Es wird davon ausgegangen, dass die Elbe und Weser auch unter Permafrostbedingungen eisfrei waren. Später bildeten sich „braided-river“-Systeme aus /HUI98/. Aufgrund des geringeren Oberflächenabflusses vertieften sich die Flüsse während der Warmzeiten und es bildeten sich mäandrierende Flusssysteme in den weiträumigen Schottern der Niederterrassen /BEN95/ aus. Der heutige Flussverlauf von Elbe und Weser entstand im Wesentlichen nach Rückzug der saalezeitlichen Gletscher /FEL02/. Die Entwicklung des Wesereinzugssystems während der Saale-Kaltzeit zeigt Abb. 32. In der frühen Saalezeit verlief die Weser nördlich

der Porta Westfalica, die Leine ab Hannover und die Aller südlich von Celle in westlicher Richtung. Der saalezeitliche Gletscher nutzte später die Aller-Niederung als Urstromtal. Die Schmelzwässer wurden entgegen des früheren Verlaufs nach Norden abgeführt und die Weser legte ihr heutiges Flussbett an.

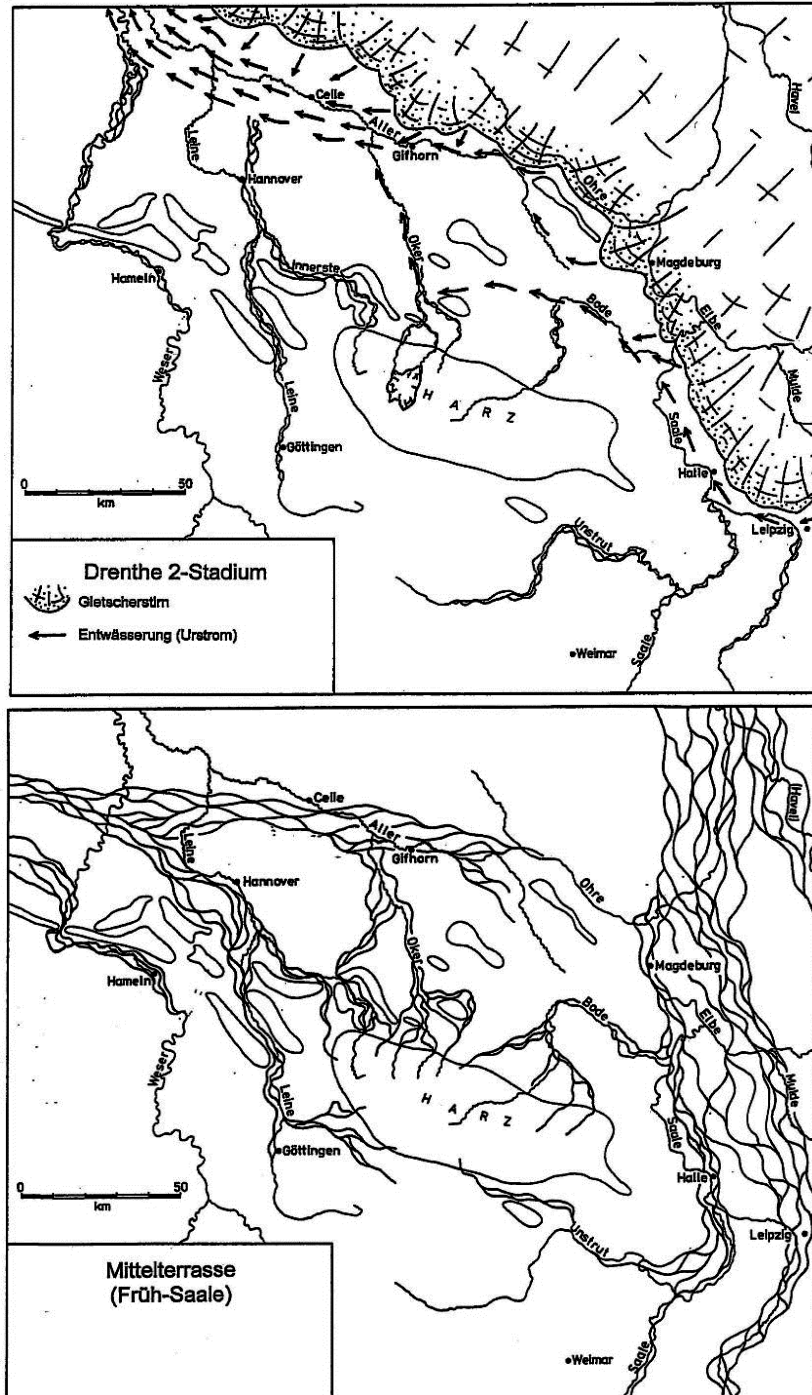


Abb. 32: Flussverlauf von Weser, Aller und Leine während der Saale-Kaltzeit /FEL02/

Seen

In den Referenzregionen entstanden nach den Kaltzeiten viele Seen, von denen heute nur noch wenige erhalten sind. Einige wurden bereits am Ende der Kaltzeit mit Sanden und Kiesen zugeschüttet, wie z.B. die durch die saalezeitlichen Gletscher aufgestauten Seen im Wiehengebirge bei Rinteln (Referenzregion „Weser“). Andere lässt die Verdunstung und das Absterben/Sedimentieren von Pflanzenresten allmählich verlanden. Die Seen werden dabei zunehmend durch Niedermoore ersetzt.

Ein Beispiel für einen noch bestehenden, aber zunehmend verlandenen See ist das Steinhuder Meer in der Region „Weser“. Es befindet sich in einer abflusslosen Senke und bestand schon während des Eem. In der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit bildete sich im Boden eine Eislinse, so dass ein Hügel entstand /STA95/. Als das Eis schmolz blieb eine wassergefüllte Senke zurück, die im Westen bis an die Stadt Rehburg heranreichte. Große Teile davon sind in den letzten 14 000 Jahren bereits verlandet.

Andere Seen, wie z.B. der Arendsee nahe der Region „Elbe“, entstanden durch Absenkung der Geländeoberfläche unter den Grundwasserspiegel infolge von Subrosion unterlagernder Salzstöcke. Beim Arendsee wird vermutet, dass ein Teil des weniger als 100 m tief gelegenen Salzhutes mit Beginn des Holozäns zusammenstürzte, der größere Teil des Sees aber erst ab etwa 800 A.C. gebildet wurde /KNO95/.

Moore

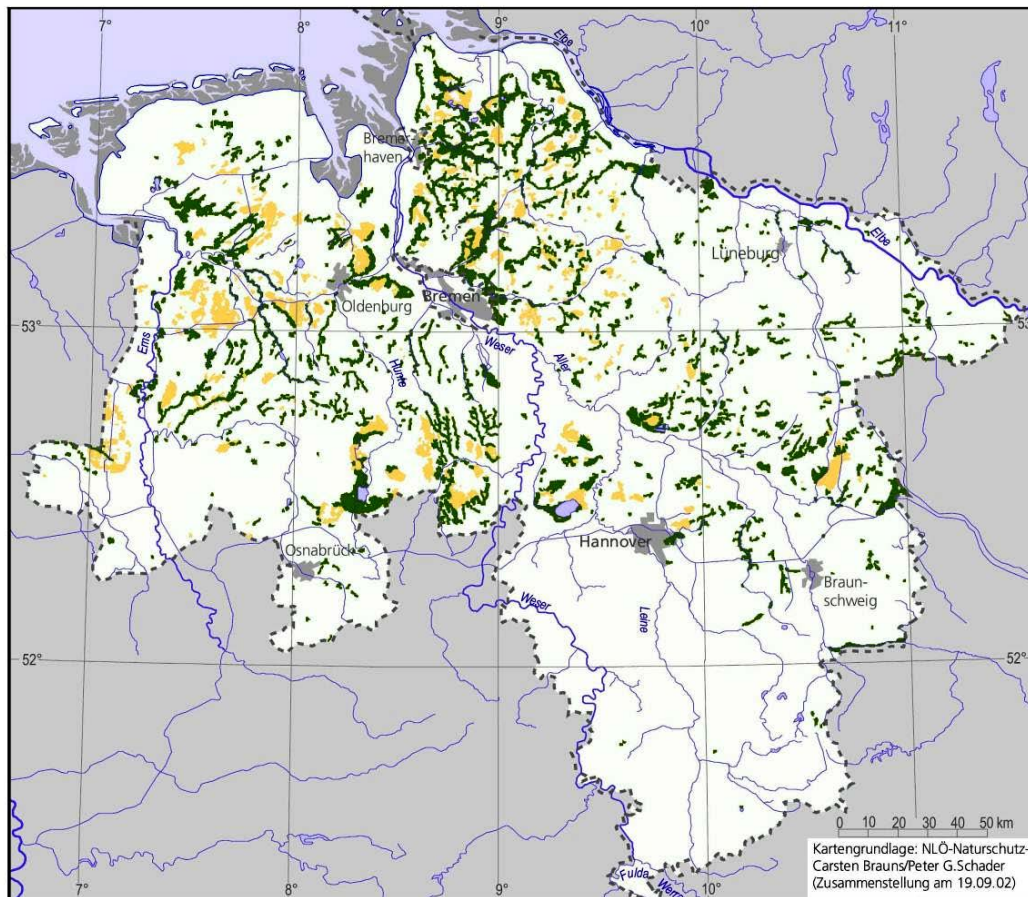
In beiden Referenzregionen sind Niedermoore³² vertreten, in der Region „Weser“ auch Hochmoore³³, s. Abb. 33. Durch den geringen Abbau der organischen Substanz infolge von Sauerstoffmangel entsteht Torf, dessen Mächtigkeit in der Regel 1,5 m bis 3 m, maximal 10 m beträgt /WWW10a/. Die natürlichen Niedermoortorfe untergliedern sich nach den Hauptpflanzenarten. Weit verbreitet sind Schilf-, Seggen- und Erlenbruchwaldtorfe. Durch das Grundwasser werden Mineral- und Nährstoffe eingetragen. Die Hochmoortorfe sind nährstoffarm und mit pH-Werten zwischen 3,5 und 2,5 sehr sauer. Auf Grund des Nährstoffeintrags durch den Menschen sind heute viele Moore eutroph

Insgesamt bestehen in Niedersachsen etwa 4% (etwa 182 000 ha) der Landesfläche aus Niedermooren/BMU02/, vgl. Abb. 33. Jedoch handelt es sich bei nur 5% um Verlandungsmoore³⁴. 67% gehören zu den Versumpfungsmooren³⁵, 27% sind Überflutungsmoore³⁶ /BMU02/.

³² Niedermoore werden durch Grund-, Quell- oder Sickerwasser gespeist.

³³ Hochmoore werden durch Niederschlagswasser gespeist.

³⁴ Verlandungsmoore entstehen durch die Verlandung von Stillgewässern infolge von Ablagerung von Mudden und das Hineinwachsen der Ufervegetation. Sie sind heute insbesondere in ehemals vergletscherten Gebieten der Weichsel-Kaltzeit verbreitet. Ihr Nährstoffgehalt kann stark schwanken.



Verbreitung von Niedermooren in Niedersachsen

- Niedermoore (Bodenübersichtskarte TK 50 generalisiert)
- Hochmoore (Niedersächsisches Moorschutzprogramm)



Niedersächsischer Landesbetrieb für
Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz

Abb. 33: Verbreitung der Moore in Niedersachsen, /BMU02/

³⁵ Versumpfungsmoore entstehen in flachen Senken durch periodische Vernässung, z.B. in Flussauen, auf stark verdichteten oder tonigen Böden der Moränen oder durch einen hohen Grundwasserspiegel. Sie haben meist eine sehr große Ausdehnung. Die Torfe sind selten mehr als 1 m mächtig. Da der Grundwasserstand schwankt, wird der Torfkörper periodisch durchlüftet, wodurch die Torfe stark zersetzt und nährstoffreich sind.

³⁶ Überflutungsmoore entstehen im Bereich von Flussauen. Sie werden durch wechselnde Wasserstände und einen natürlichen Sedimenteintrag (Schluffe, Sande) geprägt. Bei regelmäßigem Mineralstoffeintrag entstehen keine Moore sondern Aueböden. Ausgedehnte Überflutungsmoore entstehen bei geringem Relief und bilden weiträumige, aber geringmächtige Torfkörper aus.

Grundwasser

Die Eigenschaften des Grundwassers (z.B. gespannte/freie Oberfläche und ihre Höhe, Neubildung, Strömungsrichtung und Chemie) werden maßgeblich vom Klima und den in ihnen abgelagerten Sedimenten bestimmt.

Die Grundwasserneubildung wird z.B. in den Kaltzeiten erheblich durch die Bildung von Permafrostböden behindert. In den Warmzeiten hängt die Grundwasserneubildung vor allem von der Niederschlagsmenge, der Durchlässigkeit der oberflächennahen Sedimente und der Topographie ab.

Die Strömungsrichtung ist an die Lage der Vorfluter und das Relief gekoppelt.

Die Grundwasserchemie wird im Wesentlichen durch Lösungsvorgänge im Untergrund bestimmt, kann jedoch auch durch Eindringen salzhaltiger Wässer (vordringendes Meerwasser in der Warmzeit) oder sauerstoffreicher Schmelzwässer (Kaltzeit) beeinflusst werden.

3.1.13 Böden

Die Bodenbildung setzte mit Beginn der Warmzeiten ein. In Abhängigkeit der bodenbildenden Faktoren (Relief, Klima und Gestein) sowie dem Zeitraum der Bodenbildung führte sie zu der Ausbildung verschiedener Böden: Auf den Geschiebemergeln der Moränen entwickelten sich Böden der Mergelserie, auf den Sanden und Kiesen der Sander und Flussterrassen solche der Kieselserie und auf den Auenlehmen und -sanden der Flussauen die Böden der Flussauenserie. Aufgrund der mächtigen Lockergesteinsschichten und der in der Regel ebenen Lagerung erfolgte die Bodenbildung sehr tiefgründig.

Bodenentwicklung im Naturraum „Moräne“ (Mergelserie)

Schon nach kurzer Zeit entwickelt sich aus den Geschiebemergeln und -lehmen der Mergelserie ein Lockersyrosem, s. Abb. 34. Grund dafür ist die frühe Besiedlung mit höheren Pflanzen, die bereits in der Anfangsphase eine relativ hohe Streuproduktion und Humusakkumulation zur Folge haben. In einem gemäßigten maritimen Klima, wie es in den Referenzregionen heute vorliegt entwickelt sich der Boden durch Bioturbation weiter zur Pararendzina. Durch Entkalkung, Verbraunung, Verlehmung und Tonverlagerung bildet sich eine Parabraunerde. Staut sich über der Tonschicht das Wasser kommt zu der Bildung eines Pseudogleys.

Verändert sich das Klima und ggf. auch die Vegetation kommt es zu einer veränderten Bodenbildung. Wird es trockener/wärmer/kontinentaler und liegt die Grundwasseroberfläche in 1 bis 2 m Tiefe ist die Kalkauswaschung geringer³⁷ und die Bioturbation tiefgündiger. Aus Pararendzinen entwickeln sich dann Schwarzerden (Tschernoseme). In höheren Reliefpositionen ohne Grundwasserkontakt entwickeln sich Tschernoseme zu Parabraunerden.

Wird es nasser/kälter/maritimer setzt eine intensive Auswaschung von Kalk, Humin- und Nährstoffen ein. Der Oberboden bleicht aus und es entwickeln sich aus den Parabraunerden Podsole.

³⁷ Durch kapillaren Aufstieg des Grundwassers wird die Entkalkung verzögert.

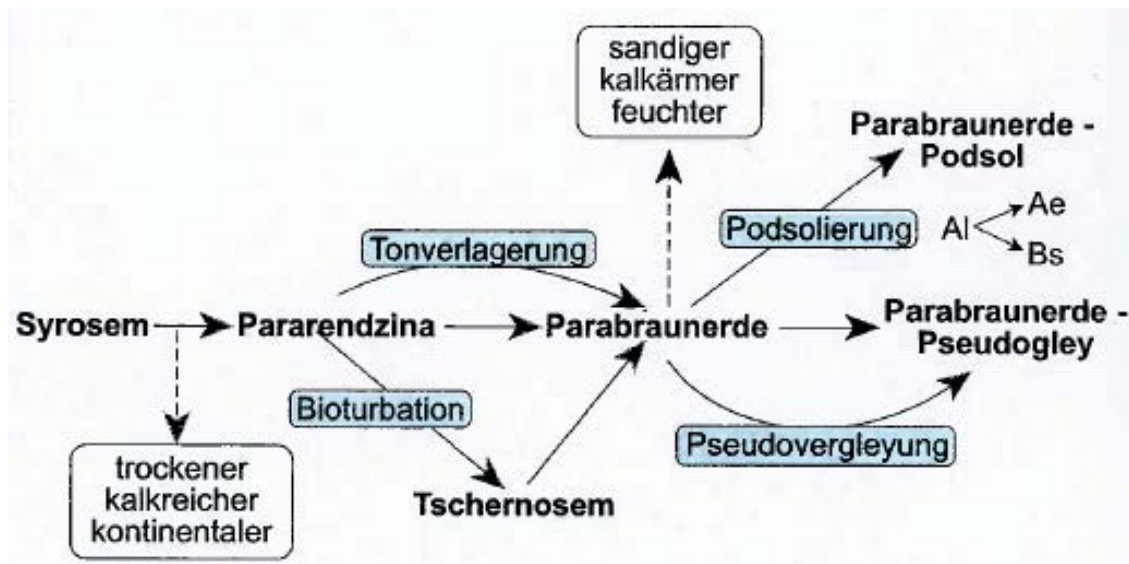


Abb. 34: Klima- und gesteinsabhängige Bodenentwicklungen der Mergelserie, /STA08/

Die Referenzregionen „Elbe“ und „Weser“ unterscheiden sich nicht wesentlich anhand der vorhandenen Böden sondern vielmehr in deren Ausprägung, s. Abb. 35. Die Böden der Region „Weser“ hatten mehr Zeit sich zu entwickeln, so dass die Verlagerungs- und Auswaschungsprozesse den Oberboden stärker und tiefer an Nährstoffen verarmen ließ als in der Region „Elbe“.

Trotzdem ist in beiden Referenzregionen die Parabraunerde (Luvisol) die am weitesten verbreitete Bodenart. Junge Böden wie Lockersyroseme sind kaum mehr anzutreffen. Auch Pseudogleye finden sich in beiden Regionen, wenn auch in der Region „Weser“ die Tonverlagerung und damit die Gefahr der Bildung von Staunässe wesentlich stärker und häufiger ausgeprägt ist. Daher bilden sich dort neben den Pseudogleyen auch häufig Stagnogleye und Eisengleye (Planosole). Die Auswaschung ließ in der Region „Weser“ auch Podsol-Braunerden und Fahlerden entstehen. An Hängen sind die Bodenprofile häufig durch Erosion verkürzt (Parabraunerden, Pararendzinen). In den Senken entstanden über Jahrhunderte Kolluviole.

In den Senken sind auch Seen keine Seltenheit. Diese enthalten meist ein nährstoffreiches, aber sauerstoffarmes Sediment, in dem sich als Boden die Gytja entwickelt. Wichtiger Bestandteil ist die organische Substanz, die nur teilzersetzt ist (Torf bzw. Niedermoor). Bei hohem Grundwasserstand (bis 1 m u.GOK) entstehen Gleyssole (Gleye). Erreicht der Grundwasserspiegel nicht mehr den Humushorizont, steigt durch die Entkalkung der Böden der Kalkgehalt des Grundwassers und es kommt in Bodenbereichen, in denen das Grundwasser relativ ruhig steht, zur Wiederausfällung und damit zur Bildung eines Kalkgleyes.

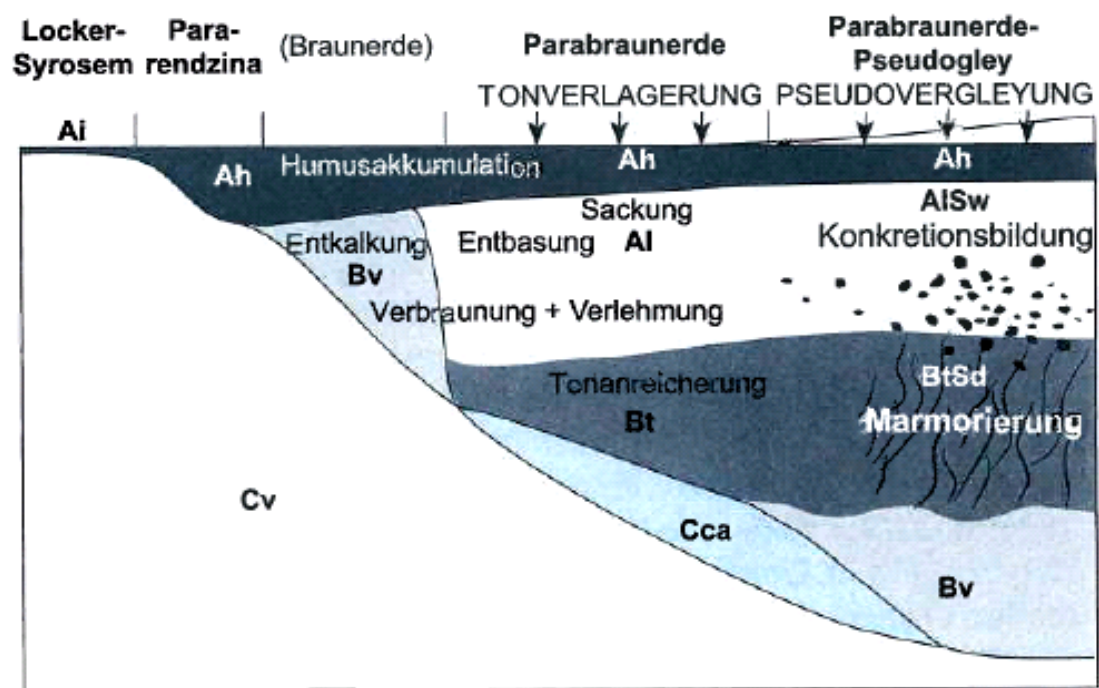


Abb. 35: Chronosequenz der Bodenentwicklungen in der Mergelserie, /STA08/

Bodenentwicklung im Naturraum „Schotter/Sande“ (Kieselserie)

In den Sanden und Kiesen erfolgt durch ihr geringes Wasserspeichervermögen und ihre geringen Sorptionsmöglichkeiten eine große Auswaschung. Der Boden ist meist tiefgründig ($\geq 1,5$ m) entkalkt und der Oberboden sehr tonarm. Es bildet sich eine Fahl-erde. In dieser Situation kann der Oberboden stärker versauern und es kommt zur Podsolierung, s. Abb. 36.

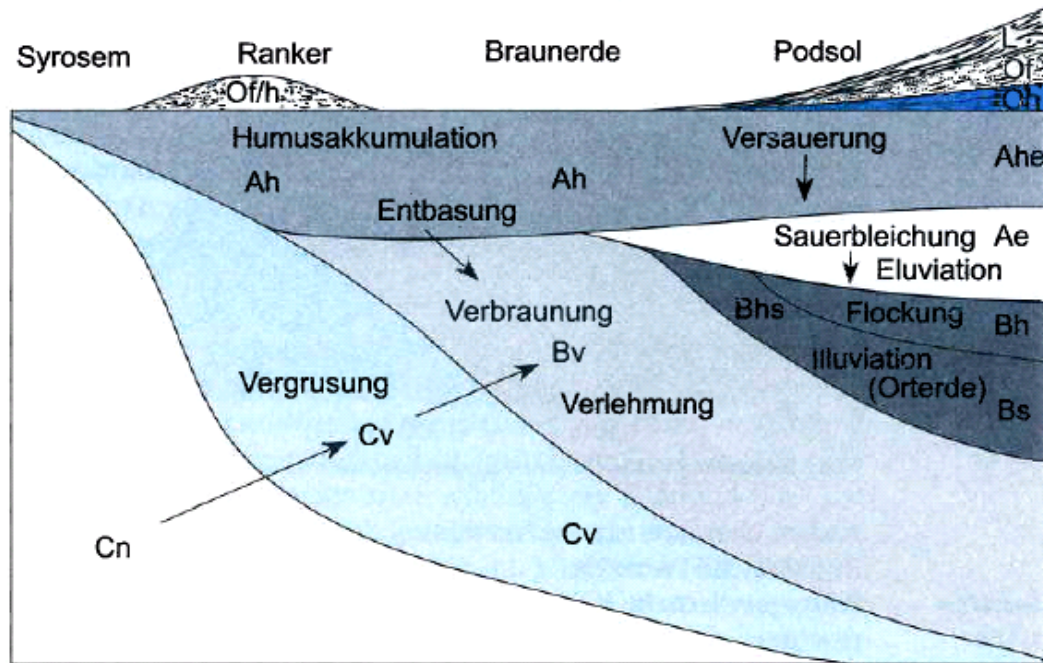


Abb. 36: Chronosequenz der Bodenentwicklung in der Kieselserie, /STA08/

Bodenentwicklung im Naturraum „Flussauen“ (Auenserie)

Im Flussbett und an dessen Rändern bestimmen Erosion und Sedimentation die Bodenentwicklung und es bildet sich eine Rambla aus. Etwas weiter entfernt bilden sich Gleye, die relativ häufig für wenige Stunden oder Tage überflutet und zudem vom Grundwasser beeinflusst werden.

3.1.14 Vegetation und Fauna

In beiden Referenzregionen bildeten sich in Abhängigkeit des Klimas und der Entfernung zum Gletscher Tundren, boreale Wälder, Laubwälder oder Steppen aus. Die Entwicklung der Vegetation ist in Abb. 37 in Abhängigkeit des Klimas dargestellt.

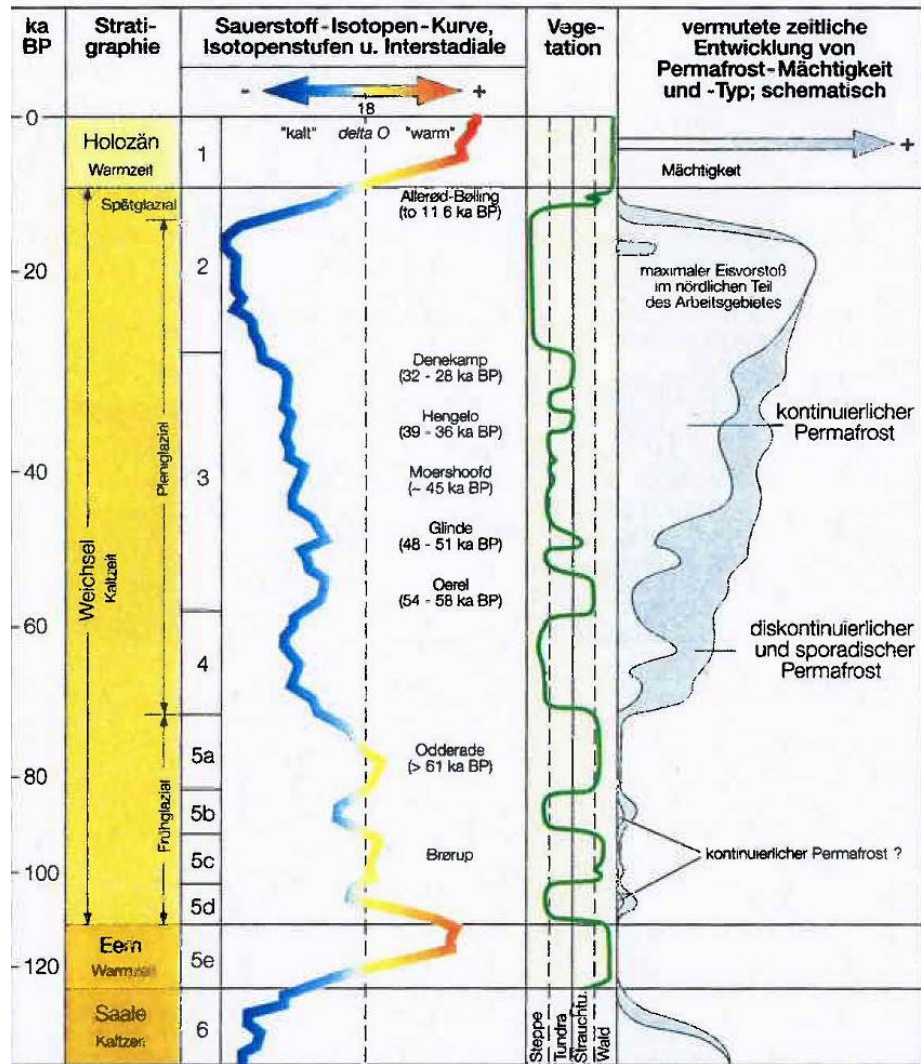
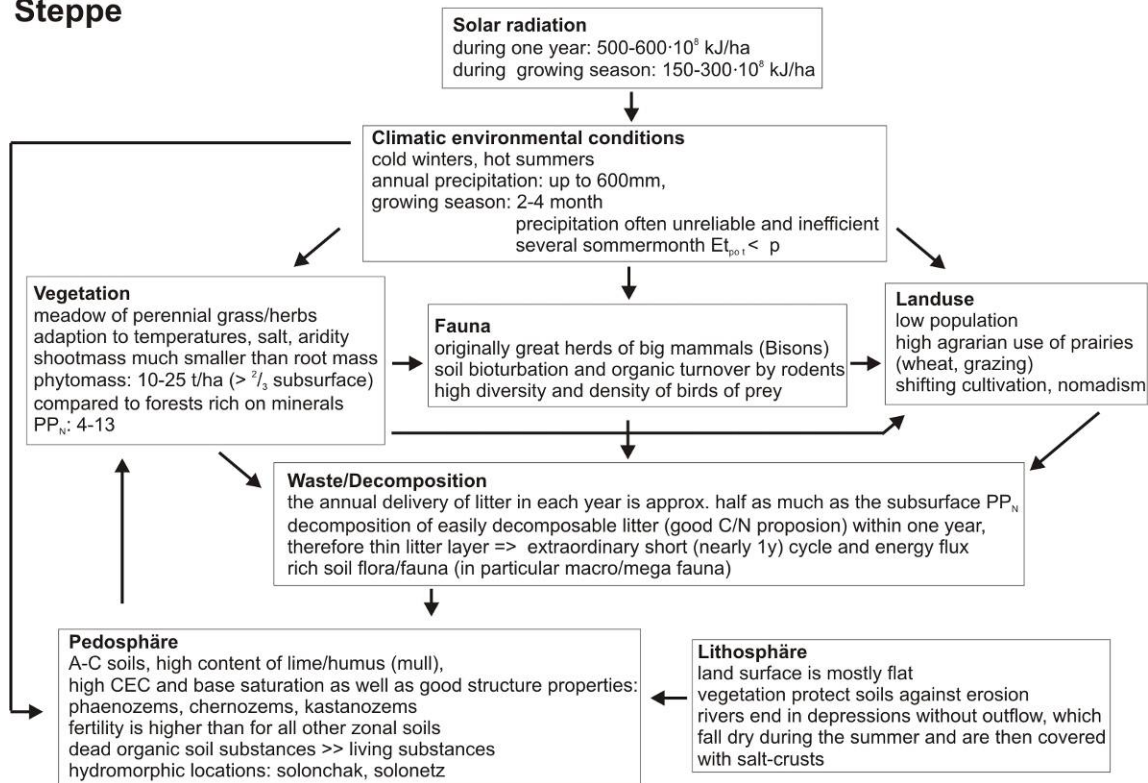


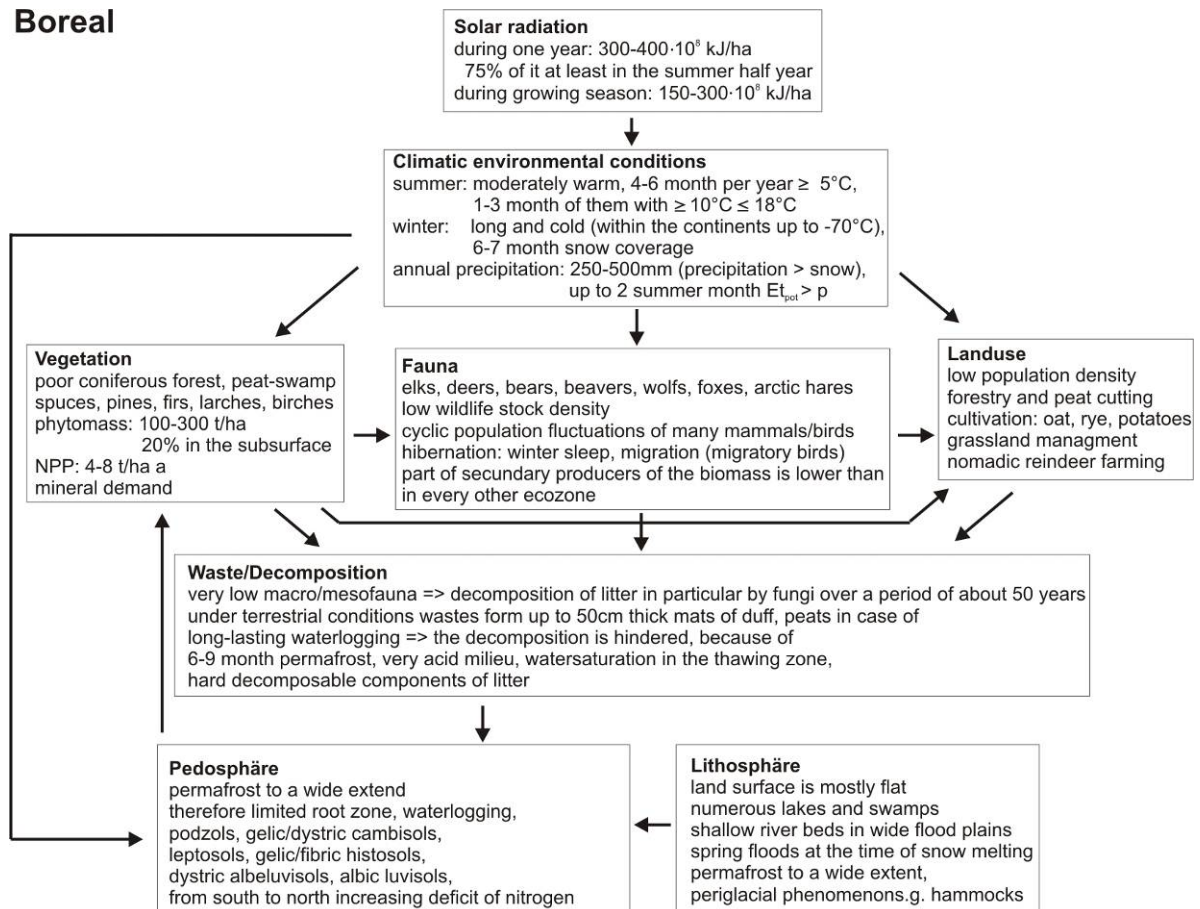
Abb. 37: Entwicklung der Vegetation und des Permafrosts während der Eem-Warmzeit und der Weichsel-Kaltzeit /KEL98/

Genauere Angaben zur Vegetation und den vorkommenden Tieren der einzelnen Vegetationszonen liefert Abb. 38.

Steppe



Boreal



Tundra

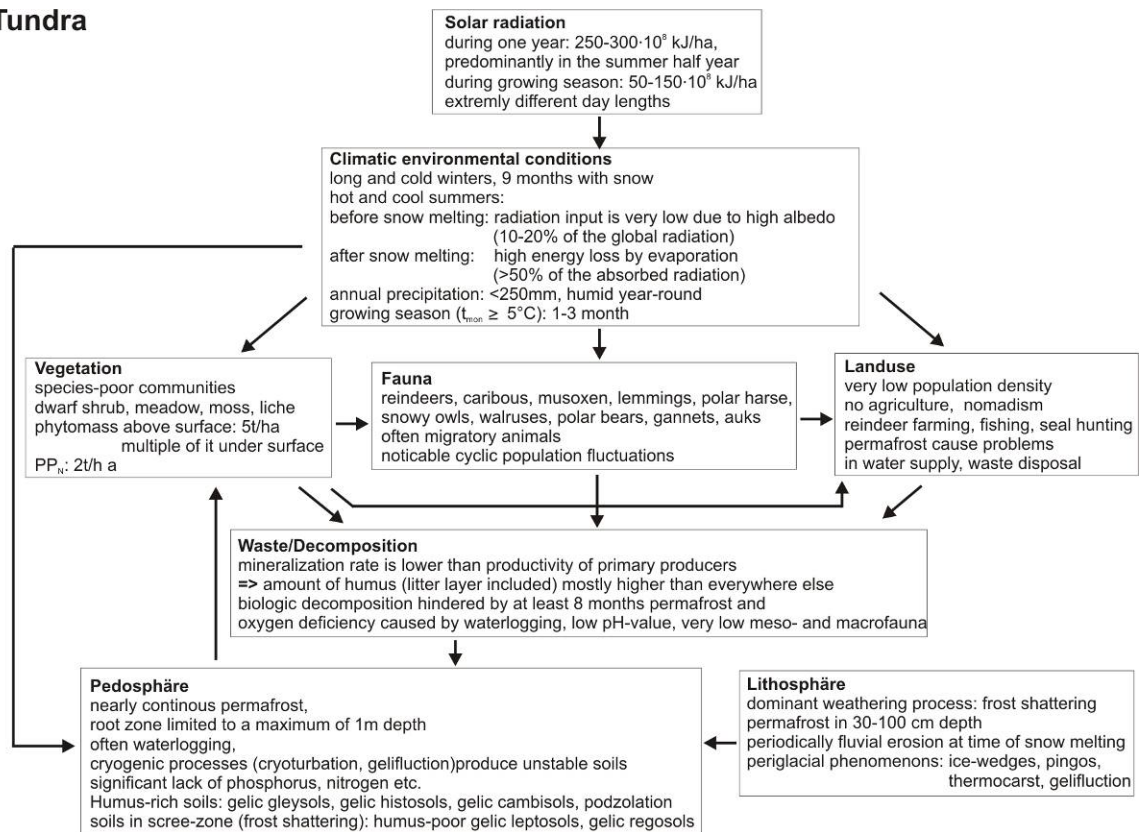


Abb. 38: Charakteristische Merkmale der Biosphären von Steppe, Boreal und Tundra /SCH02/

4 Naturraumanalyse für die Referenzregion in Süddeutschland

In diesem Kapitel wird die Naturraumanalyse für die Referenzregion in Süddeutschland vorgestellt. Die Referenzregion wurde im ersten Teil des Projekts festgelegt und betrifft die weitere Umgebung der Stadt Ulm in den Bundesländern Baden-Württemberg und Bayern /FOE09/, siehe Abb. 39. Die grün markierte Fläche umfasst das Gebiet mit untersuchungswürdigen Wirtsgesteinsinformationen für ein Endlager für wärmeentwickelnde radioaktive Abfällen (Opalinuston, Dogger) in Süddeutschland /HOT07/, /BGR07/. Das Gebiet ist begrenzt und die Eignung wird in den genannten Berichten bereits teilweise als eingeschränkt bewertet, da verkarstete Kalksteinformationen des Malm im Hangenden eine aufwändige Exploration für den Endlagerstandort erwarten lassen. Außerdem gibt es Nutzungskonflikte, da der Malm-Karst ein bedeutender Grundwasserleiter und -speicher für Süddeutschland ist (Kap. 4.1.4), der für die Trink- und Brauchwassergewinnung genutzt wird (Kap. 4.1.8). In einer Studie für technische Planungen eines generischen Endlagers im Tonstein erfolgte die Auswahl von generischen Standorten auf der Grundlage von regionalgeologischen Kenntnissen /JOB07/. Dabei wurden Gebiete, in denen der Malm-Karst bedeckt ist, als geeigneter eingeschätzt. Die großflächige Bedeckung des Malm-Karst beginnt am Südhang der Schwäbischen Alb und setzt sich nach Süden im Alpenvorland fort, siehe Abb. 40 und Abb. 41.

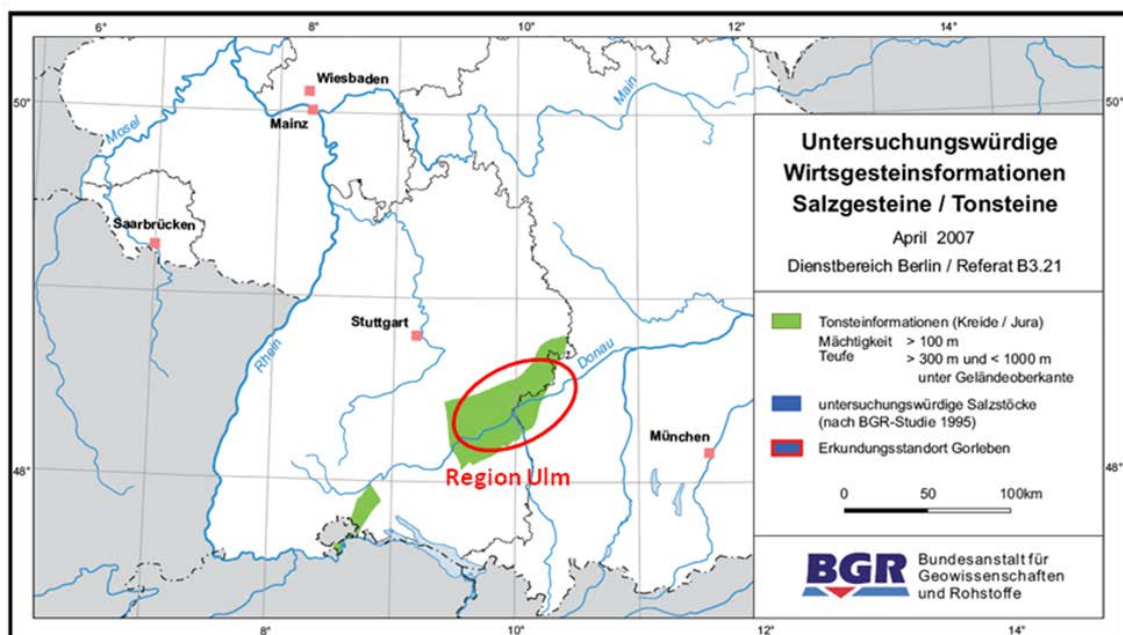


Abb. 39: Referenzregion in Süddeutschland nach /FOE09/

Für die Referenzregion wurden hydraulische Wegsamkeiten zwischen Wirtsgestein und möglichen Exfiltrationszonen an der Erdoberfläche prognostiziert. Solche Wege bestehen über den Malm-Karst (Geosphärenaquifer). Der Malm-Karst hat hydraulische Fenster zu alluvialen Ablagerungen in den Tälern der Schwäbischen Alb und in der

Flussniederung der Donau. Die Karstwässer treten über Quellen und „aufsteigendes“ Grundwasser zu Tage /PLU08/. Zudem gibt es Tiefbohrungen auf das Karstwasser am Südabhang der Schwäbischen Alb und südlich der Donau im nördlichen Alpenvorland /SCH06/. Letztere, die so genannten Tiefengrundwässer des Malm, werden kommerziell weder als Trinkwasser noch als Tränk- und Beregnungswasser in der Landwirtschaft genutzt, sondern ausschließlich als Mineral- und Thermalwässer. Aufgrund der möglichen Exfiltration von Karstgrundwässern des Malms wird ein Gebiet vom Südabhang der Schwäbischen Alb bis zur Iller-Lech-Schotterplatte des Bayrischen Tertiärhügellandes in die Referenzregion einbezogen, siehe Abb. 40.

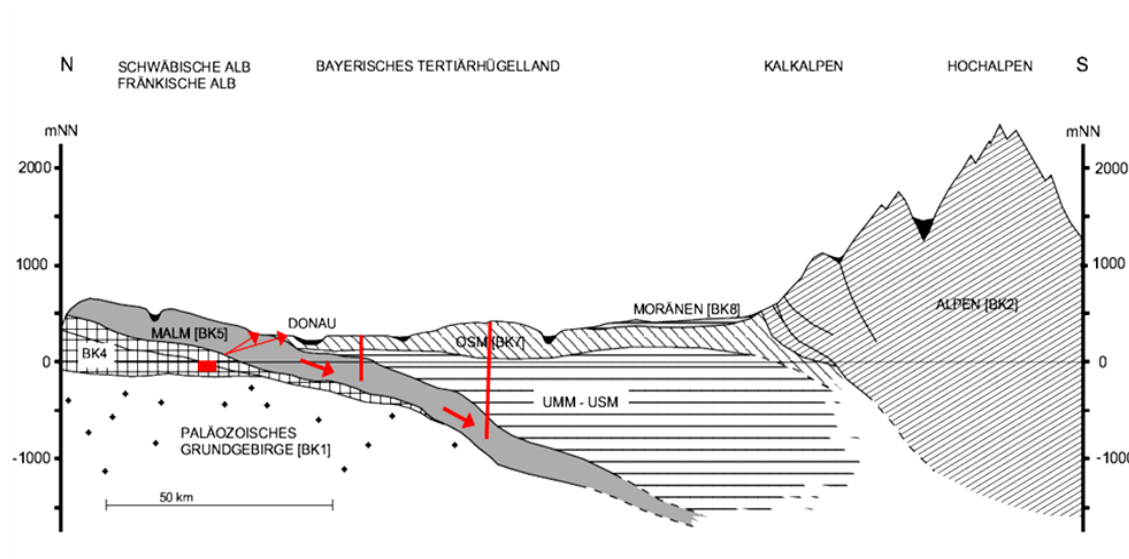


Abb. 40: Mögliche Exfiltrationsgebiete der Malm-Karstwässer in oberflächennahe Wässer, (OSM, UMM, USM - tertiäre Molassen)

4.1 Gegenwärtiger Naturraum

Die folgende Naturraumanalyse bezieht sich vorwiegend auf Informationen aus den veröffentlichten Unterlagen der Landesämter in Baden-Württemberg und Bayern. Der Schwerpunkt liegt auf den repräsentativen geomorphologischen, hydrologischen und pedologischen Merkmalen für den jeweiligen Naturraum.

4.1.1 Geomorphologie

In der Referenzregion Süd grenzen zwei Hauptlandschaftszonen Mitteleuropas aneinander, die südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft der Schwäbischen Alb sowie die Schotter- und Moränenlandschaft im Molassebecken des Alpenvorlands. Auf der Nahtstelle befindet sich die Flussniederung der Donau. Aus diesem Grund sind die Geologie und Morphologie in der Referenzregion sehr vielfältig, siehe Abb. 41.

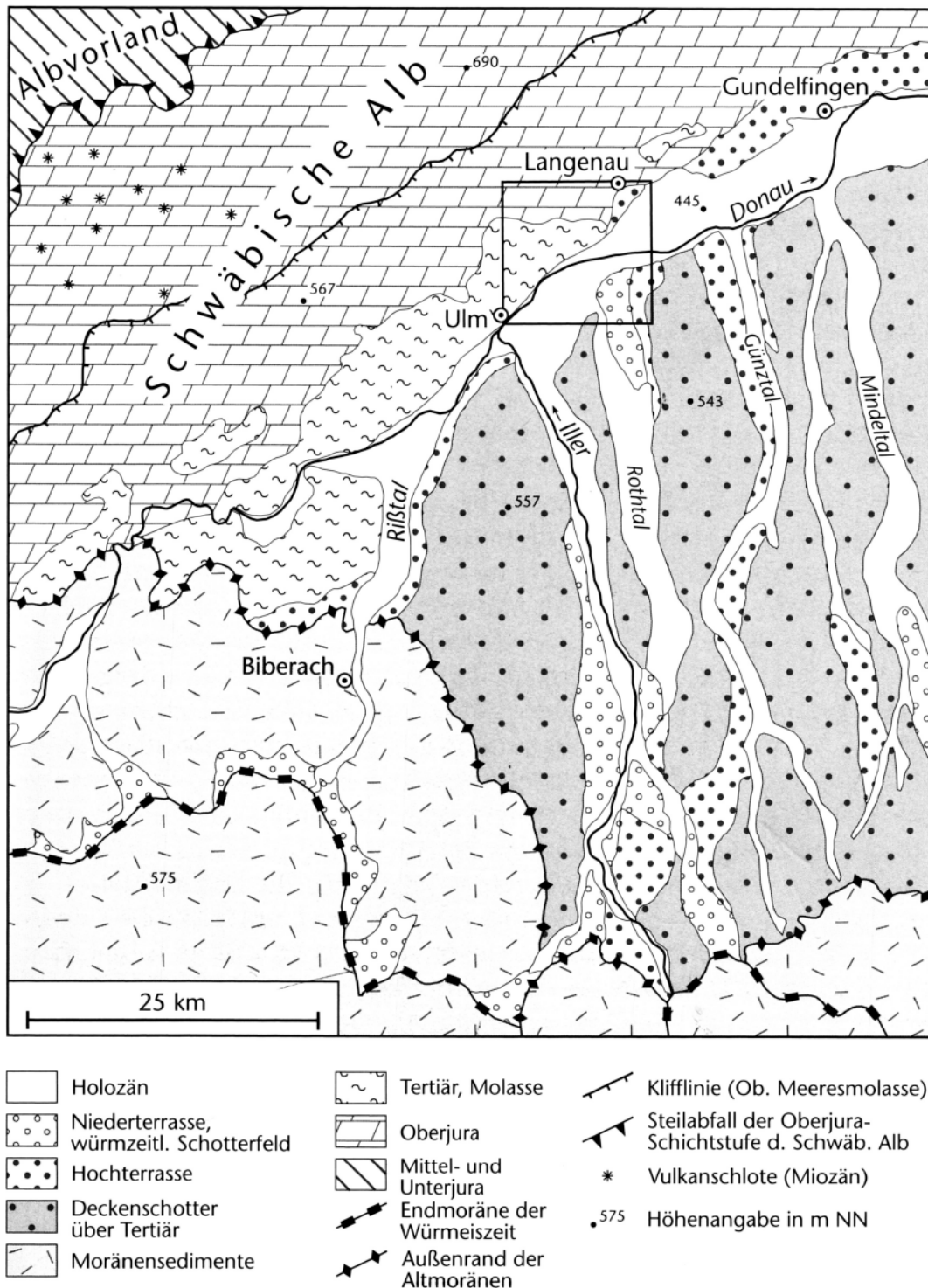


Abb. 41: Geologische Situation in der Referenzregion Süd, aus /KÖS06/

- Nordwestlich des Donautals, in der Schwäbischen Alb, stehen Kalk- und Mergelsteine des Jura (Malm) an. Die Schichten fallen nach Südosten ein und sind am Südabhang der Alb teilweise von tertiärer Molasse (Ton, Sand, Mergel) und Löss überdeckt.

- Südöstlich des Donautals, im nördlichen Teil des Bayrischen Tertiärhügellandes, wurden pleistozäne Schotterfluren und Moränen (Kies, Sand) über der tertiären Molasse abgelagert, die fast vollständig von Löss überdeckt sind.
- In der Niederung der Donau – und auch in den Flusstälern der nördlichen und der südlichen Nebenflüsse – hat sich eine Terrassenlandschaft aus pleistozänen Schottern und holozänen Alluvionen (Kies, Sand) herausgebildet, welche in den Talsohlen teilweise von Auen- und Schwemmsedimenten überlagert sind.

Im Ergebnis dieses Überblicks über die geomorphologische Situation kommen in der Referenzregion Süd drei Naturräume vor: die Hochebene der Schwäbischen Alb im Norden, die Niederungen der Donau und Nebenflüsse sowie die Hügellandschaft der Schotterfluren im Süden. Anhand dieser Teilung werden Merkmale und Eigenschaften der Naturräume in der Referenzregion beschrieben.

Schwäbische Alb

Die aus Kalksteinen und Mergeln des Malm (Oberer bzw. Weißer Jura) aufgebaute Schwäbische Alb bildet die jüngste und mächtigste Stufe der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Von den höchsten Erhebungen der Albtrauf, am Nordwestrand der Stufe, fällt die Hochfläche allmählich nach Südosten ab und taucht in das Molassebecken des Alpenvorlandes ab. Das Relief der Schichtstufenlandschaft wird durch die Verkarstung überprägt. Die heutige Karstlandschaft wird sowohl durch die Aufschlussverhältnisse der Kalksteine und Mergel als auch durch die Wirkung der ehemaligen und gegenwärtigen Flussläufe bzw. Vorfluter geprägt.

Auf der Schwäbischen Alb stehen die Formationen des Malms in der schwäbischen Fazies an, in der tonige und mergelige Gesteinszusammensetzungen dominieren. Die Schichten sind in der Ausbildung vielfältig gegliedert und reichen von gut gebankten Schichten (Bankkalke, Mergel), die durch kontinuierliche Sedimentation entstanden sind, bis hin zu massigen Formationen (Massenkalke), die diagenetisch verfestigte Riffbildungen enthalten. Die Massenkalke bilden aufgrund ihrer größeren Witterungsbeständigkeit oft Felsformationen, insbesondere in den Tälern. Die Bankkalke und Mergel bilden flächige Ebenen und Mulden. Am Südabhang der mittleren Alb fallen die Schichten mit ca. 5°, am Südabhang der östlichen Alb nur mit ca. 1° nach Südost ein und bilden Hochflächen mit flachen Mulden (Flächenalb) aus. Als repräsentatives Beispiel für die Geomorphologie wird in Abb. 42 der nordwestliche Teil der Referenzregion gezeigt.

Auf der Schwäbischen Alb hat sich bis heute eine mannigfaltige Karstlandschaft ausgebildet. Diese Landschaft ist durch Trockentäler, Karstsenken, Dolinen und Ponore gekennzeichnet, über die die Oberflächenwässer in den Untergrund abfließen und in einigen wenigen Karsttälern wieder zu Tage treten. Ein schematisches Abbild einer entwickelten Karstlandschaft in den gemäßigten Klimazonen zeigt Abb. 43. Die verschiedenen Bildungsformen im Karst und deren Genese sind beispielsweise in /BÖG78/ umfassend erläutert. Die Verkarstung schreitet weiter fort. Die Landschaft

wird daher einer schnellen und ständigen Veränderung unterworfen, insbesondere in der Nähe der Flüsse.

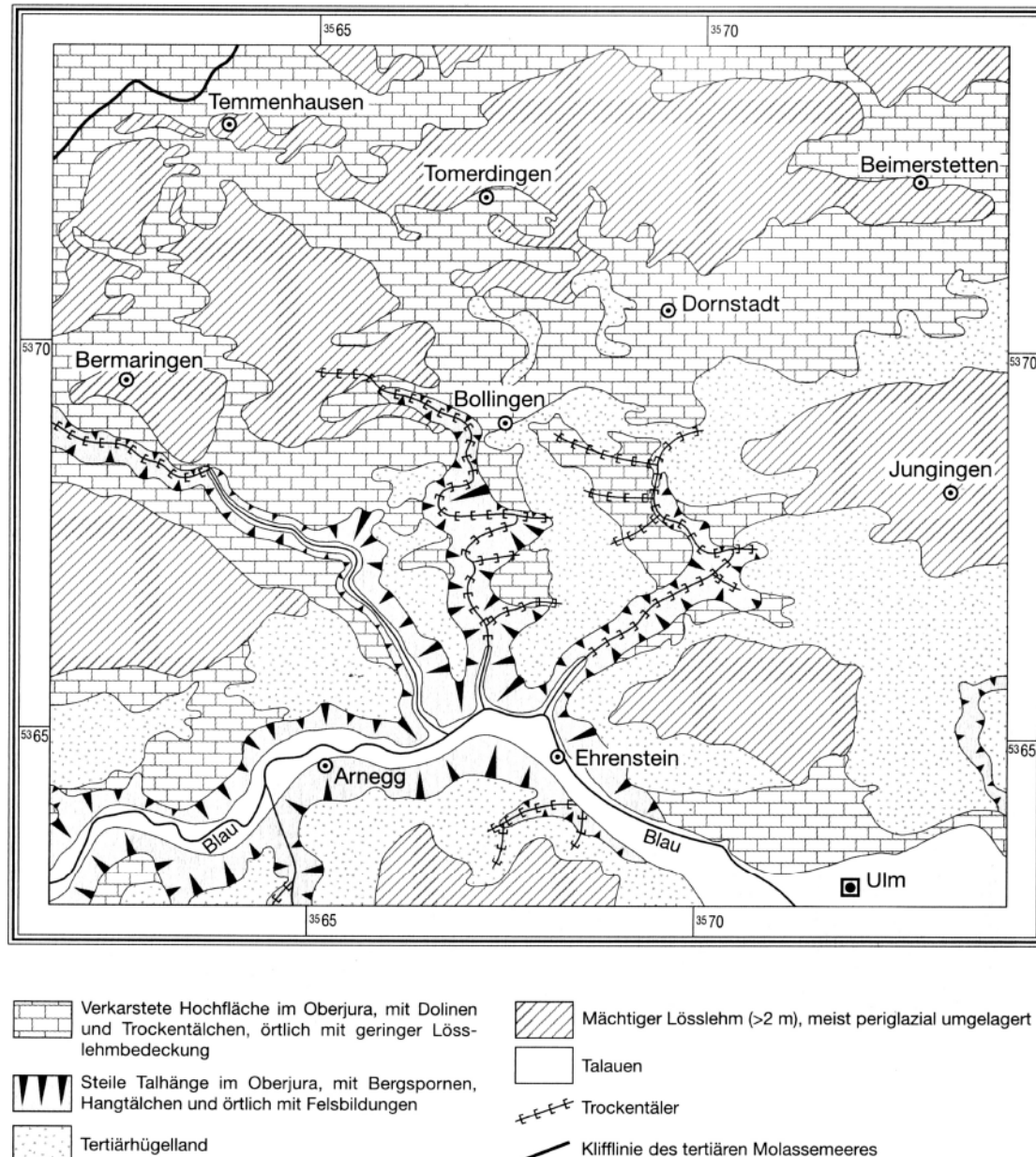


Abb. 42: Geomorphologische Situation im Nordwesten der Referenzregion, aus /KRA00/

Durch das Einschneiden Ur-Donau in das Kalkplateau wurde die Vorflut gesenkt, so dass die Nebentäler der Donau trocken fielen. Die Oberläufe dieser Täler weisen ein vergleichsweise geringes Erosionsrelief und ein schwaches Gefälle auf und laufen in alte Donauschotter (Flussläufe der Ur-Donau) aus. Die Mittel- und Unterläufe der Täler sind durch ein höheres Erosionsrelief gekennzeichnet (Kerbtäler) und weisen ein stärkeres Gefälle auf; diese Nebentäler laufen auf der heutigen Vorflut (Donau) aus. Die veränderte Talform und der Gefälleknick markieren die Grenze der rückschreitenden

Erosion vom rezenten Donauniveau aus. Die Oberläufe der Flüsse in den Nebentälern sind heute ausnahmslos trocken, die Kerbtäler unterhalb des Gefälleknicks können periodisch Wasser führen. Die Talsohlen sind mit mehreren 10er Meter mächtigen Alluvionen (quartärer Erosionsschutt) aufgefüllt, die an den Unterläufen von kleinen Niedermooren überdeckt sind, wie z. B. im Tal der Lauter und der Nau. Wenn das Karstwasser in größerer Menge und kontinuierlich aus den unterirdischen Karst- bzw. Höhlensystemen wieder zu Tage tritt, bilden sich breitere Flusstäler, in denen über den Alluvionen auch Auen- und Schwemmsedimente abgelagert werden, wie z. B. im Tal der Blau.

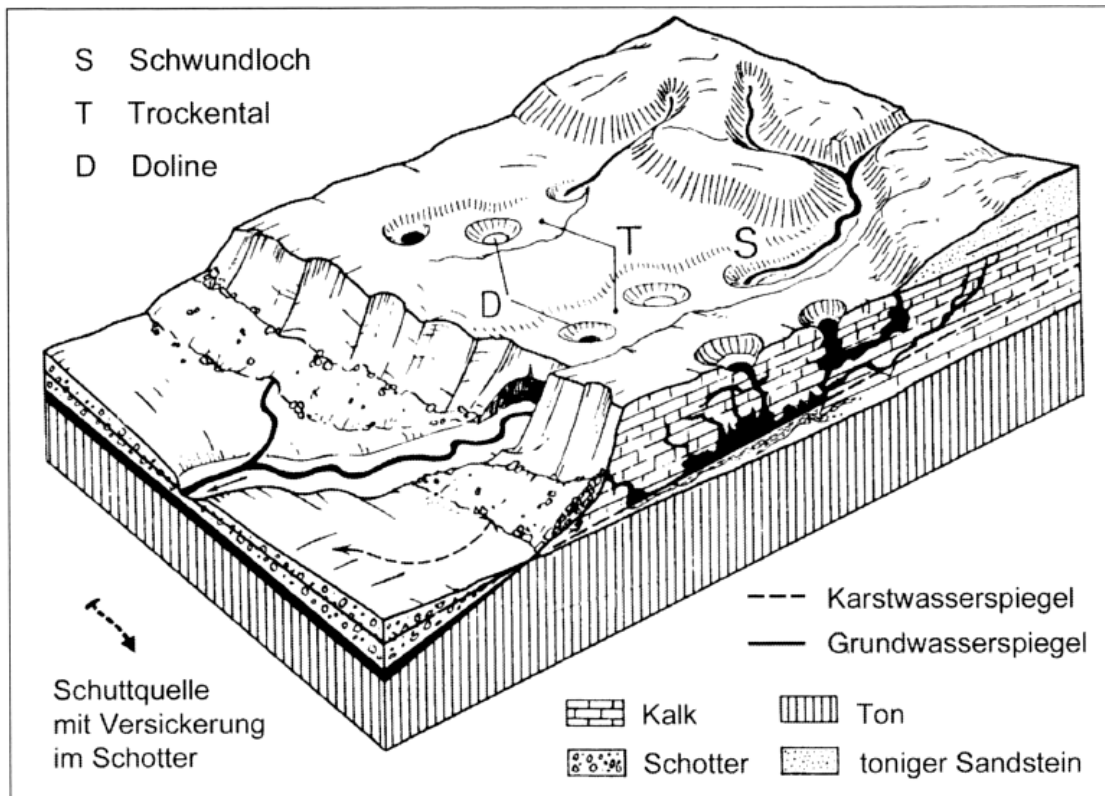


Abb. 43: Schematische Abbildung einer Karstlandschaft nach /BÖG78/

Nach dem Jura gab es im Gebiet der Schwäbischen Alb eine lange Periode mit kontinentaler Verwitterung und Erosion. Erst während des Tertiärs wurden Gebiete der Schwäbischen Alb wieder vom Meer überflutet. Das Meeresufer im Miozän tritt heute morphologisch als Kliff hervor. Die Klifflinie trennt die Kuppenalb von der Flächenalb und begrenzt die Referenzregion³⁸.

Die Flächenalb ist großflächig bedeckt entweder mit tertiären Molassen und/oder mit pleistozänen Ablagerungen (Löss), siehe Abb. 42. Der Löss ist eine Folge von Einwe-

³⁸ Der Malm-Karst ist nördlich des Kliffs, auf der Kuppenalb, zumeist nicht bedeckt. Damit sind die Standortbedingungen für ein mögliches Endlager weniger geeignet als bei Überdeckung des Malm-Karst, welcher auf der Flächenalb gebietsweise vollständig gegeben ist (Einleitung des Kapitels).

hungen aus Schotterfluren und -terrassen. Durch Umlagerung und Entkalkung ist aus Löss Lösslehm entstanden, der oft mehr als 1 m mächtig ist.

Die tertiäre Molasse ist heute infolge von tertiärer und quartärer Abtragung nur noch als kuppenförmige Reste erhalten, die mit Juranagelfluh verzahnt sind. Die Juranagelfluh sind verfestigte grobe Gerölle aus Kalkstein und Mergel, die Relikte eines miozänen Flusssystems darstellen. Seit dem Pliozän erfolgt die Abtragung durch die Ur-Donau. Der Flusslauf befand sich in der Nähe der Klifflinie und verlagerte sich während des Pleistozäns nach Süden bis in das rezente Flusstal. Dabei wurden die Streuschotter der Ur-Donau hinterlassen; die pliozänen Donauschotter liegen heute ca. 250 m über dem rezenten Flusstal.

Aufgrund der mannigfaltigen Fazieswechsel wird die tertiäre Molasse hinsichtlich der fluviatilen, limnischen, brackischen und marinen Sedimentationsräume gegliedert, vgl. Tab. 7. Es kommen Kalke, Mergel, Sande und Tone vor, die kleinflächig verteilt sind, so dass die Morphologie über der anstehenden Molasse stark differenziert ist (Tertiärhügelland).

Tab. 7: Ablagerungen der tertiären Molasse in der Referenzregion

Zeitalter	Molasse	Schichten (Ausbiss)	Schotter
Pliozän			Donauschotter
Oberes/Mittleres Miozän	Obere Süßwassermolasse		Juranagelfluh
Unteres Miozän	Süß- und Brackwassermolasse	Kirchberger Schichten	
		Grimmelfinger Schichten	
	Obere Meeresmolasse	Kliff	Juranagelfluh
	Untere Süßwassermolasse	Ulmer Schichten	
Oberes Oligozän		Ehinger Schichten	
Mittleres Oligozän	Untere Meeresmolasse		

Die Gesteinsformationen der Alb unterlagen der pleistozänen Erosion und Sedimentation, aber nur im periglazialen Bereich. Durch intensive Frostverwitterungen bildeten sich vor allem während der Kaltzeiten auch auf der Flächenalb große Schuttmassen. Der Schwerkraft folgend sammelte sich der Schutt an Hängen und in Mulden. An den Steilhängen bildeten sich Schuttfächer und Schutthalden sowie an flacheren Hängen Solifluktsdecken und Fließerden. Diese setzen sich aus verwittertem Gestein der Kalk-

steinformationen und Molassen sowie aus einer lehmig-tonigen Grundmasse zusammen (Ablehm). Die Fließerden sind mehrgliedrig und enthalten zumeist Lösslehm,.

Die Schutthalden, Solifluktsdecken, Fließerden und Böden wurden stetig erodiert und dabei umgelagert. Der Abtragungsschutt sammelt sich in den Mulden und Tälern, wo Schotter (Kiese und Grobsande), Auensedimente und Abschwemmmassen abgelagert werden. Die Alluvionen können mehrere 10er Meter Mächtigkeit erreichen, da seit dem Holozän die Flüsse keine ausreichende Transportkraft mehr besitzen, um den gesamten Abtragungsschutt weiter zu transportieren. Es entstehen Schwemmfächer. In Tälern mit flachen Gefällen und Talwasserscheiden bilden sich Niedermoore, z. B. im Tal der Blau.

Durch Verkarstung und Erosion wurde in einigen Tälern der Karstwasserspiegel des Tiefen Karst erreicht, wodurch Karstwasser über Quellen (Quelltöpfe) in die Talschotter austreten, siehe Kap. 4.1.4 und Kap. 4.1.5. Aus Quelltöpfen entspringen heute die Flüsse der Alb. Im weiteren Flusslauf werden Süßwasserkalke aus den kalkreichen Wässern abgeschieden, insbesondere an Gefällestufen, Schichtgrenzen von Gesteinsformationen und Hindernissen (Bäume). Diese Kalkabscheidungen sind kalkig-sandig und wenig fest.

Die mittlere und östliche Flächenalb liegt zwischen Kliff und oberen Talrändern auf Höhen zwischen 700 und 550 m NN. Sie geht allmählich oder steil in Schotterterrassen der Flusstäler über. Der Höhenunterschied zwischen dem Südrand der Flächenalb und der Hochterrassen im Donautal beträgt weniger als 100 m, vgl. Abb. 41.

Flusstäler

In den Flussniederungen der Donau und ihrer Nebenflüsse bestimmen die alluvialen Ablagerungen und die subrezente fluviatile Einebnung das Relief. Insbesondere in der Niederung der Donau, einschließlich der Mündungsbereiche und der Unterläufe der südlichen Nebenflüsse (Referenzregion) liegen weitgespannte fluviatile Ebenen vor, deren Flächen nur im Bereich von wenigen Metern variieren. Seit dem Holozän liegt eine ausgeprägte Terrassenlandschaft vor. Der Untergrund der Flussniederungen setzt sich aus fluviatilen Lockergesteinen – vor allem Kiese und Grobsande – zusammen, die zumeist von Auen- und Schwemmsedimenten oder von Niedermooren überlagert sind.

An den Talrändern der Flussniederungen sind noch die Erosionsreste von mittel- und jungpleistozänen Schotterterrassen erhalten, siehe Abb. 41. Die Ablagerungen der Hochterrasse sind zumeist von Auen- und Schwemmsedimenten aus der folgenden Warmzeit überlagert und/oder mit Lösslehm aus der letzten Kaltzeit (Würm) überdeckt. Die Ablagerungen der Niederterrasse sind von Schwemmschluffen und Auenlehmen des Holozän überlagert, aber ohne Lössbedeckung. Die Ausräumzonen der pleistozänen Terrassen und die holozäne Alluvionen sind von Schwemm- und Auensedimenten, zumeist Schluffe und Lehme, überdeckt. Es können auch Stillwassersedimente und Relikte holozäner Moore eingeschaltet sein.

Als repräsentatives Beispiel für die Geomorphologie der Flussniederungen wird in Abb. 44 das Langenauer Ried als Teil des Donaurieds (östlich von Ulm), gezeigt. Die Erosionsreste der Hochterrasse (Ort Langenau) und der Niederterrasse (Ort Baurenfeld) werden vom tieferen Westerried umgeben; letzteres wird als subrezent abtragungsgebiet der pleistozänen Terrassen angesehen. Die ausgeräumten Terrassen und die holozänen Kiese und Schotter werden von Hochwasser- und Stillwassersedimenten bedeckt. Südlich des Westerrieds beginnt die subrezente Flussaue (Donaugieß). Sie liegt wenig tiefer und ist flachkuppig. Kies und Schotter sind von Auen- und Schwemmsedimenten bedeckt.

Aufgrund der hohen Grundwasserstände bildeten sich seit dem Holozän weitflächig Niedermoore. Durch Grundwasserabsenkung und intensive Nutzung (Landwirtschaft, Torfabbau) gibt es heute nur noch wenige Niedermoore mit geringer Mächtigkeit im Donauried, die östlich der Langenauer Terrassen liegen.

Die mittel- und jungpleistozänen Terrassen an den Talrändern der Flussniederungen liegen zwischen 475 m NN und 455 m NN, die rezenten Flussaue nur knapp darunter. Das Relief ist quasi-eben, nur ganz schwach untersetzt durch kleine Geländestufen, siehe Abb. 44.

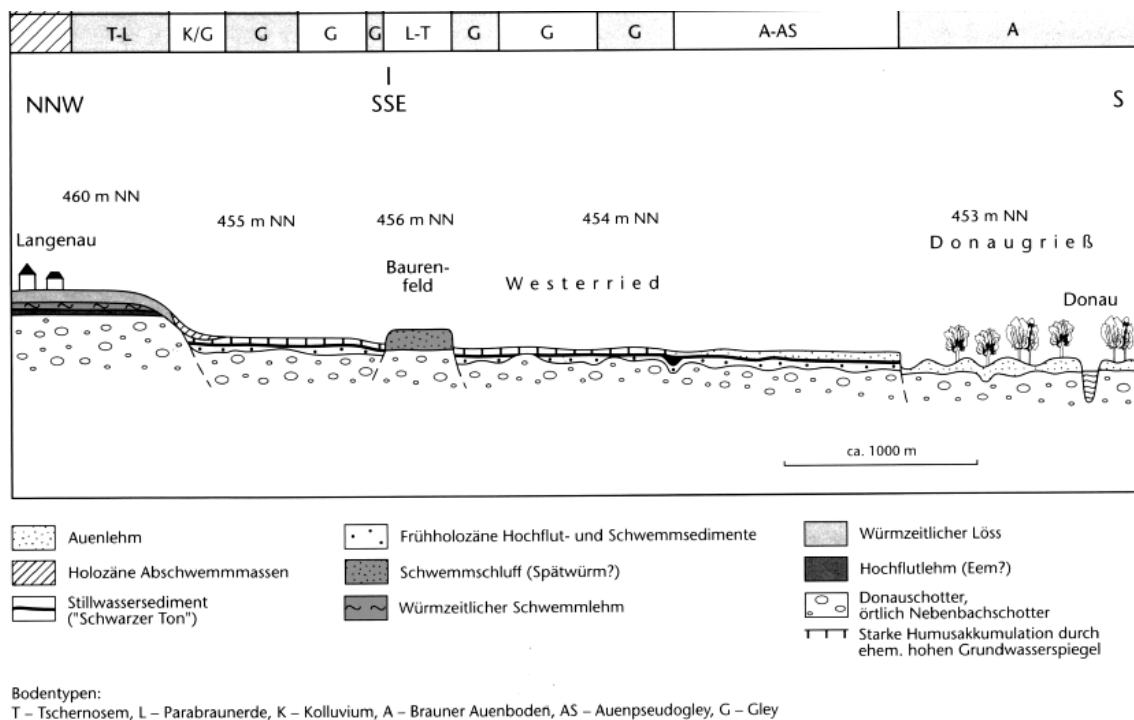


Abb. 44: Geomorphologische Situation des Langenauer Rieds, aus /KÖS06/

Schotterfluren (Tertiärhügelland)

Am Südrand des Donautals beginnt das Molassebecken bzw. Tertiärhügelland. Die Geomorphologie ist geprägt durch flache Hügel über den glazialen Moränen und Schotterfluren sowie ebene Schotterterrassen an den Rändern der Flusstäler. Es han-

delt sich um pleistozäne Ablagerungen und Schmelzwasserrinnen der Alpengletscher, siehe Abb. 45.

Der Untergrund im südlichen Teil der Referenzregion besteht aus Lockergesteinen, vor allem aus pleistozänen Schotterfluren der Iller-Lech-Platte, welche die tertiäre Molasse überlagern. Die Geomorphologie der Schotterfluren der Iller-Lech-Platte wird zwar durch den Einfluss von Erosion und Sedimentation der wechselnden quartären Kalt- und Warmzeiten geprägt. Das südliche Gebiet der Referenzregion unterlag jedoch auch nicht der erosiven Reliefbildung durch die Alpengletscher, da die alt- und jungpleistozänen Moränen der Alpengletscher erst südwestlich der Schotterfelder der Iller-Lech-Platte liegen, siehe Abb. 41.

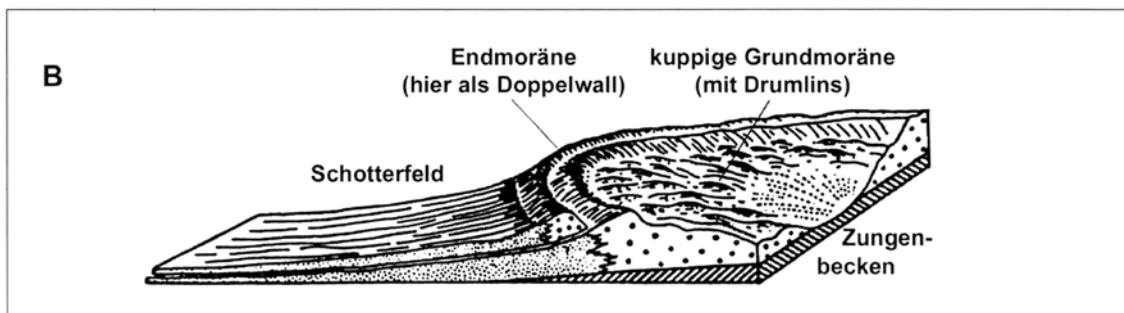


Abb. 45: Glaziale Serie im nördlichen Alpenvorland nach Penck & Brückner

Wegen der hohen Erosionskraft der Flüsse und Winde sowie der damit verbundenen starken Umlagerung und Sedimentation im nördlichen Vorland der Alpengletscher ist die heutige Morphologie der Schotterfluren von der letzten Kaltzeit (Würm) und dem Holozän geprägt. Das Relief der älteren Glaziale ist vollständig überprägt durch die äolische Erosion und Sedimentation (Löss) sowie auch die (glazi)fluviatile Erosion und Sedimentation (Alluvionen). Die Flusstäler sind durch eine asymmetrische Form als Zeichen periglazialer Verwitterung gekennzeichnet. Durch die verstärkte Seitenerosion wurden Schattenhänge versteilt und unterschritten, Sonnenhänge durch die intensive Solifluktion verflacht, siehe Abb. 67.

Im Iller-Lech-Gebiet wurden durch die Schotterfluren von Glazial zu Glazial auf einem tieferen Talniveau abgelagert. Die älteren Schotterablagerungen befinden sich auf den Ebenen bzw. Riedeln, dazwischen eingeschachtelt sind die jüngeren Schotterterrassen und jüngsten Talschotter, siehe Abb. 66. Ältestpleistozäne Schotterfluren sind heute nur noch als isolierte Erosionsreste vorhanden.

In den hohen Stockwerken der Iller-Lech-Schotterplatte kommen Erosionsreste der alt- bis mittelpleistozäne Deckenschotter an Hangrücken und Riedeln auf Höhen zwischen 500 und 550 m NN vor. Die Schotterfelder sind mit Löss bedeckt, der durch Solifluktion umgelagert und teils erodiert wurde. Die ursprünglich zusammenhängenden Schotterfelder sind durch glazifluviatile Erosion stark zertalt. Die rezenten Flussauen liegen mindestens 50 m unterhalb der Hänge und Riedel. In den mittel- und jungpleistozänen

Schotterterrassen sind noch periglaziale Strukturen der alten Schmelzwasserrinnen erhalten.

Die Flüsse schneiden sich immer tiefer in die Schotterfluren ein, wobei die Tiefen- und Seitenerosion in der gegenwärtigen Warmzeit (Holozän) vergleichsweise gering sind. Die Sedimentablagerungen der Flüsse im Unterlauf dämpfen Veränderungen vom Erosionsniveau und Erosionsrelief weitgehend ab.

Die Flussauen werden mit alluvialen Kiesen und Sanden aufgefüllt, die mit Auen- und Schwemmsedimenten überdeckt sind. Die Mächtigkeit der Kiese und Schotter nimmt mit Verbreitung der Täler an den Unterläufen ab, die Überdeckung mit Auen- und Schwemmsedimenten dagegen zu. Aufgrund hoher Grundwasserstände bildeten sich seit dem Holozän Niedermoore, vor allem an der unteren Iller und Riß. Durch Grundwasserabsenkung und Torfabbau sind nur noch geringe Mächtigkeiten vorhanden.

4.1.2 Hebung und Senkung

Die Albtafel wird seit dem Tertiär (Miozän) angehoben und gekippt. Die tektonische Entwicklung zeigt sich in der heutigen Lage des miozänen Meeresufers (Kliff) auf der Alb. Das ursprünglich horizontal verlaufende Kliff wurde bei der Kippung der Albtafel verstellt. Aus dem räumlichen Verlauf seiner Höhenlage zeigt sich die Hebung und Kippung nach Südost aufgrund der Heraushebung des Schwarzwalds. Infolge dessen bildete sich südlich der Albtafel ein Sedimentationsraum, in dem der Erosionsschutt aus den Alpen und von der Albtafel abgelagert wird. Die anhaltende Absenkung des Sedimentationsraums wird durch die Ablagerung tertiärer und quartärer Sedimente kompensiert. Im Gebiet der Iller-Lech-Schotterplatte (südliche Referenzregion) sind auch im Holozän die Volumina der abgelagerten Sedimente größer als das erodierte Gesteinsvolumen.

Heute sind die Albtafel und das nördliche Alpenvorland weitflächig Senkungsgebiete. Gegenwärtig senken sich die Gebiete der Ostalb und des Donautals etwa 1 mm/a. In den westlich und südlich angrenzenden Gebieten der Referenzregion ist die Absenkung geringer und beträgt etwa 0,5 mm/a, siehe Abb. 46.

Die Schichten der mittleren und östlichen Alb streichen in ENE-Richtung. Während die Schichten der mittleren Alb verhältnismäßig steil nach SE unter die tertiäre Molasse einfallen, verflacht das Schichteinfallen auf der östlichen Alb doch merklich. Dadurch verbreitet sich der Ausbiss der Jurakalke auf der Ostalb.

Das Bild der Schichtlagerung wird durch tektonische Strukturen in sich gegliedert. Unter den ENE-verlaufenden tektonischen Elementen tritt besonders das „Schwäbische Lineament“ in Erscheinung. Die Sprunghöhen dieses Strukturelements sind gering. Quer zu diesem Element verlaufen in relativ gleichmäßigen Abständen herzynische Störungssysteme, die eine Querwellung der Schichten beiderseits des Lineaments bewirken.

In der Referenzregion tritt die „Donauzone“ als NE-verlaufendes Strukturelement auf. Entlang dieser Störungszone am Südrand der Alb tauchen die Jurakalke unter die tertiäre Molasse ab. Das Einfallen der Schichten verstärkt sich in dem Gebiet teilweise beträchtlich, so dass der Eindruck einer Flexur entsteht. Des Weiteren gibt es in dem Gebiet Abschiebungen mit teils großen Sprunghöhen. Morphologisch tritt hier die Lautertalstörung hervor, deren Südscholle etwa 100 m abgeschoben wurde. Nach NE kann diese Störung auf die Flächenalb verfolgt werden, wo sie das miozäne Kliff kreuzt. Anhand der Aufschlüsse in diesem Gebiet lassen sich mehrere tektonische Bewegungsphase während des Tertiär aushalten.

Tektonisch gegenwärtig noch aktive Grabenstrukturen und Störungssysteme, wie der Hohenzollern-Graben, liegen außerhalb der Referenzregion.

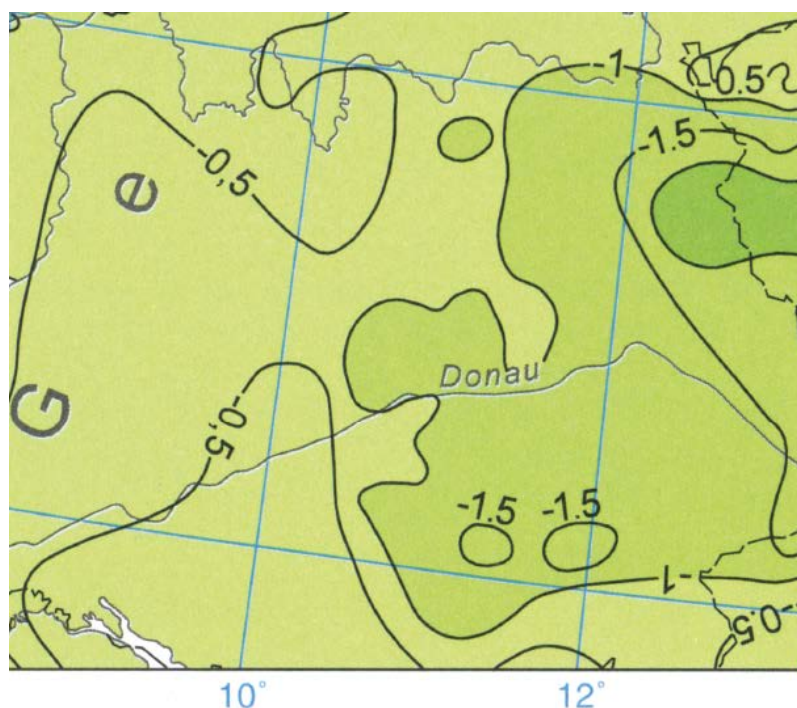


Abb. 46: Mittlere Absenkung der Erdoberflächen in der Schwäbischen Alb und im nördlichen Alpenvorland in [mm/a]

4.1.3 Klima

Die Referenzregion in Süddeutschland gehört der Zone des gemäßigten Klimas an (Cfb-Klima). Es ist gekennzeichnet durch relativ gleichmäßige Niederschlagsverteilung über das Jahr sowie jahreszeitlich bedingte Temperaturunterschiede. Ein Vergleich in der Referenzregion lässt einen deutlichen Gradient von Nordwest nach Südost erkennen, wobei es im Nordwesten der Region (auf der Schwäbischen Alb) kälter und niederschlagsreicher ist /KÖS06/.

Das von westlichen Wetterlagen geprägte Regionalklima auf der Schwäbischen Alb wird vom Albtrauf geprägt, der die Region gegen westliche Wetterfronten abschirmt. Auf der Flächenalb kommen daher geringere Niederschläge und Windstärken durch westliche Wetterlagen vor als auf der Kuppenalb. In den Tälern dominieren südwestliche Wetterlagen. Die Referenzregion ist relativ niederschlagsarm, da sie im Lee des Albtraufs liegt. Von Süden kann das Wetter aus den Alpen auf die Referenzregion übergreifen und zu Stauregen und Föhnwetter auf der Flächenalb führen. Von Osten beeinflusst das Festlandsklima aus Böhmen das Wetter, das kontinentale Merkmale aufweist. Beispielsweise gibt es in der südöstlichen Alb etwa 30 Frosttage und bis in den Frühling hinein Nachtfröste.

Die Jahresmittelwerte der Temperatur liegen im Raum Ulm bei 7,5°C, siehe Abb. 47. Auf der nördlichen Flächenalb ist es etwas kühler und im südlichen Hügelland etwas wärmer. Auf der Flächenalb liegen die Temperaturen zwischen -3°C und 16°C und im Jahresmittel bei etwa 7°C sowie im Tertiärhügelland zwischen -1°C und 19°C und im Jahresmittel bei etwa 8°C. Südostexponierte Hanglagen haben noch etwas höhere Temperaturen.

Die jährlichen Niederschlagsmengen sind unterschiedlich, abhängig von der Höhenlage und der Entfernung zum Albtrauf. Im nördlichen Teil des Referenzgebietes, auf der mittleren und östlichen Flächenalb, fallen zwischen 700 und 800 mm Niederschlag, auf der höher und nördlicher gelegenen Kuppenalb teilweise über 1000 mm, siehe Abb. 47. Im Tal der Donau sind die Niederschlagsmengen etwas geringer und liegen zwischen 650 und 750 mm. Im südlichen Teil des Referenzgebietes, im Tertiärhügelland, sind die jährlichen Niederschlagsmengen mit denen auf der Flächenalb vergleichbar und betragen etwa 700 bis 800 mm. Die Niederschlagsmenge nimmt hier nach Süden hin deutlich zu und erreicht an den Mittelläufen der Flüsse bereits etwa 900 mm. In der Region fallen etwa 55 % der Niederschläge in der Wachstumsperiode von Mai bis Oktober.

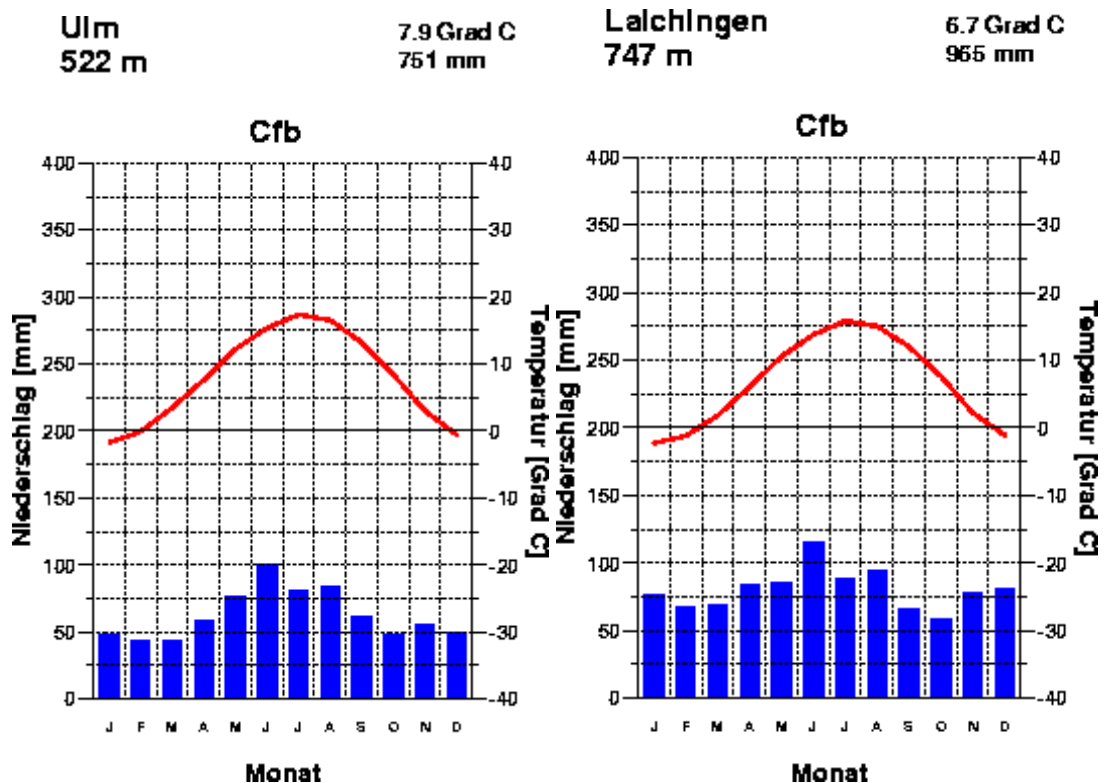


Abb. 47: Monatsmittel der Temperaturen und Niederschläge in Ulm (Donautal) und in Laichingen (Schwäbische Alb), nach dem Deutschen Wetterdienst

Die klimatische Wasserbilanz (Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung) ist auf der mittleren und östlichen Flächenalb geringfügig positiv, in der Wachstumsperiode gebietsweise gerade ausgeglichen. Im Durchschnitt beträgt die Wasserbilanz etwa +100 mm /KÖS06/. Nach Südosten, in Richtung Donautal, wird die Wasserbilanz wegen geringerer Niederschläge ungünstiger.

Im Donautal ist die Wasserbilanz über das ganze Jahr gesehen noch positiv, in der Wachstumsperiode jedoch nicht. Westlich von Ulm ist die Wasserbilanz noch gering positiv, aber östlich von Ulm (Donauried) nur ausgeglichen oder sogar negativ /KRA00/. Südlich des Donautals, auf der Iller-Lech-Schotterplatte, ist die Wasserbilanz entweder ausgeglichen (in den Tälern der Unterläufe der Flüsse) oder positiv (im Hügelland). Weiter nach Süden, in Richtung Alpen, wird die Wasserbilanz aufgrund höherer Niederschläge wieder günstiger.

4.1.4 Hydrogeologie

In der Referenzregion Süddeutschlands treten folgende Grundwasserleiter (Aquifere) auf /PLU08/:

- Karstgrundwasserleiter des Malm,
- Porengrundwasserleiter der alluvialen fluvioglazialen Talschotter.

- Porengrundwasserleiter der Oberen Meeresmolasse
- Porengrundwasserleiter der pleistozänen Schotterfelder,

In der Referenzregion bestimmen der Malm-Karst und die alluvialen Talschotter die hydrogeologischen Systeme. Der Tiefe Malm-Karst ist ein überregional bedeutender Grundwasserleiter und -speicher, die alluvialen Talschotter sind regional bedeutsam. Über Malm-Karst und alluviale Talschotter findet der gesamte Wasseraustausch der Referenzregion zwischen Geo- und Hydrosphäre einerseits und Bio- bzw. Atmosphäre andererseits statt. In einigen Flusstälern der Alb und in der Flussniederung der Donau sind die Talschotter mit dem Karst über hydraulische Fenster verbunden. Die Aquifere kommunizieren ungehindert mit den Flüssen. Die Abb. 48 zeigt die hydrogeologische Situation in der Flussniederung der Donau am Beispiel des Donaurieds, die Abb. 58 die hydrogeologische Situation in der östlichen Alb nördlich des Donaurieds.

Die Grundwasserführung der tertiären Molassen ist sehr heterogen, nur die Obere Meeresmolasse ist grundwasserleitend. Die Grundwasserführung der pleistozänen Schotter ist ebenfalls sehr heterogen. Einige Stockwerke der Schotterfluren können teils ergiebige, räumlich begrenzte Grundwasserspeicher aufweisen. Diese Porengrundwässer können Bedeutung erlangen, wenn Flusstäler diese abschneiden und in die alluvialen Talschotter gelangen.

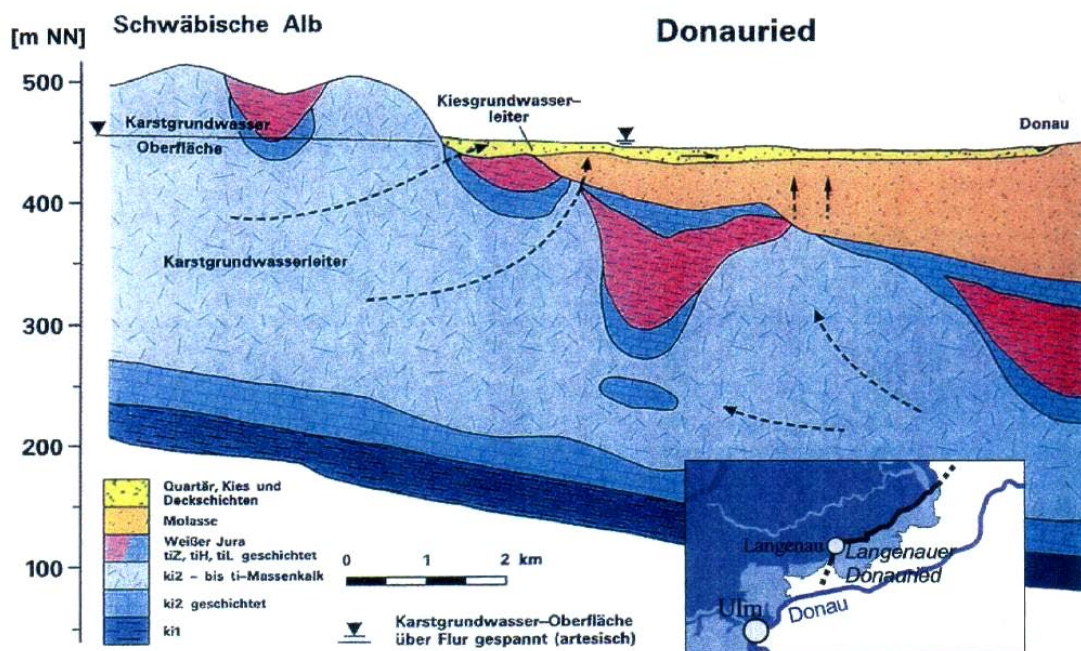


Abb. 3.10-9 Hydrogeologische und hydrologische Situation im Langenauer Donauried: Einspeisung von Karstgrundwasser in den quartären Kiesgrundwasserleiter (SCHLOZ 1988).

Abb. 48: Hydrogeologische Situation in der Ostalb und im Donauried, aus /PLU08/

Alb

In der Schwäbischen Alb wird ein großräumiger Karst- und Kluftgrundwasserleiter mit überwiegend mittleren bis mäßigen Durchlässigkeiten und karbonatischem Gesteinschemismus angetroffen. Dieser Grundwasserleiter ist an verkarstete bzw. geklüftete Gebirgsbereiche der Massen- und Bankkalk des Malm gebunden. Fließwege sind Auflockerungszonen, Klüfte und Störungen, die Karst- und Höhlensysteme ausbilden. Tab. 8 zeigt grundwasserleitende und -geringleitende Schichten der Jurakalke.

Tab. 8: Grundwasserleitende und geringleitende Schichten des Oberjura (Malm) in Massenkalk- und Bankkalkfazies im Gebiet der mittleren und östlichen Alb

Oberjura in Massenkalk-Fazies (auch Schwamm- oder Rifffazies)						
Kürzel		Stratigraphie		Lithologie	Mächtigkeit [m]	hydrogeologische Beschreibung
Gesamte Schwäbische Alb						
joMo	joM	Oberer Massenkalk	Massenkalk-F.	Massige Schwamm-Kalksteine; massiger Dolomitstein, bei Rekalzitisierung löchrig (Lochfels), mit wechselnd starker Klüftung und Verkarstung. Ersetzt die gebankten Gesteine von ki2 bis ki4	bis > 100	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
joMu		Unterer Massenkalk			bis > 100	

Oberjura in gebankter Fazies (früher auch Schichtfazies genannt)				
Kürzel	Stratigraphie	Lithologie	Mächtigkeit [m]	hydrogeologische Beschreibung
ti1	Hangende Bankkalk-Formation	Kalkstein, gebankt, mit Mergelfugen	bis 200	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
ki5	Zementmergel-Formation	Mergel-, Kalkmergel- und Kalkstein; z. T. dünnplattig, bankig; lokal verschwammt	bis 170	Grundwassergeringleiter; in kalkiger Fazies (Zwischenkalke) Kluftgrundwasserleiter
ki4	Liegende Bankkalk-Formation	Kalkstein, gebankt, mit Mergelfugen	10 – 150	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
ki3	Obere Felsenkalk-F.	Kalkstein, gebankt, mit dünnen Mergelfugen und Kieselknollen, z. T. verkarstet	10 – 40	
ki2	Untere Felsenkalk-F.		20 – 60	
ki1	Lacunosamergel-Formation	Mergelstein mit Kalk- und Kalkmergelsteinbänken	10 – 75	überwiegend Grundwassergeringleiter
ox2	Wohlgeschichtete Kalk-Formation	Kalkstein, gebankt, mit Mergelsteinfugen, z. T. verkarstet	10 – 150	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
ox1	Impressamergel-Formation	Mergelstein mit Kalk- und Kalkmergelsteinbänken	10 – 125	Grundwassergeringleiter

Diese Höhlensysteme entwässern in einigen Karsttälern der Alb über Karstquellen, siehe Abb. 49. Das Karstwasser gelangt in die Talschotter und bildet in einigen Tälern der Alb Porengrundwasserleiter mit mäßiger bis hoher Durchlässigkeit, siehe Abb. 50. Die Karstaquifere kommunizieren über die Karstquellen und/oder über die fluviatilen Ablagerungen in den Flusstäler der Alb und der Donau ungehindert mit den Flüssen, in

den Flusstälern südlich der Donau ist gibt es keine hydraulischen Fenster zwischen den Karst- und Talaquiferen.

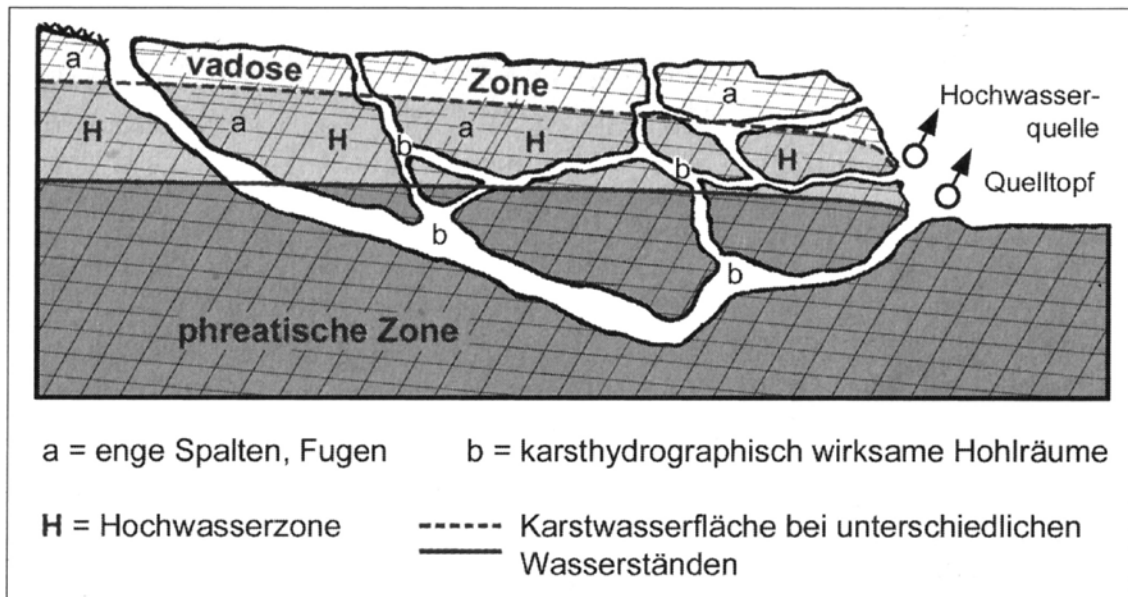


Abb. 49: Schematische Abbildung eines Karstwassersystems nach /BÖG78/

In Karstgebieten ist von Bedeutung, ob die wasserstauende Basis der verkarsteten Gesteine oberhalb der Vorfluter ausstreicht („Seichter“ Karst), oder ob die stauende Basis der Verkarstung unterhalb des Vorflutniveaus liegt (Tiefer Karst), vgl. Abb. 49 und Abb. 50. Der seichte Karst umfasst den vadosen Teil des Karstsystems und ist durch Schicht- oder Überlaufquellen gekennzeichnet, welche periodisch schütten. Der Tiefe Karst umfasst die phreatische Zone eines Karst- bzw. Höhlensystems, die sich über Stauquellen („Quelltöpfe“) mit großen und stetigen Schüttungen entwässert. Bei einem hohen Stand des Karstwasserspiegels werden auch Übereichssysteme bzw. Hungerquellen aktiv, die in kurzen Zeiträumen enorme Schüttungen aufweisen können, siehe Abb. 49. Die Jahresschwankungen des Karstwasserspiegels können heute in der Referenzregion bis zu 50 m betragen.

Der Seichte Karst hat keine Bedeutung für die Referenzregion, da sich dieser in der Schwäbischen Alb zumeist im Einzugsgebiet des Rheins befindet /PLU08/. Der Tiefe Karst entwässert überwiegend in das Einzugsgebiet der Donau und hat somit eine große Bedeutung für die Hydrologie in der Referenzregion (siehe unten). Die Karst- und Höhlensysteme des Tiefen Karsts entwässert auf den Hochebenen der Flächenalb nur periodisch (bei Hochwasser) über die Übereichssysteme, dagegen gibt es in den Tälern bedeutende Karstwasseraustritte über die sogenannten Quelltöpfe, die Stauquellen des Systems darstellen.

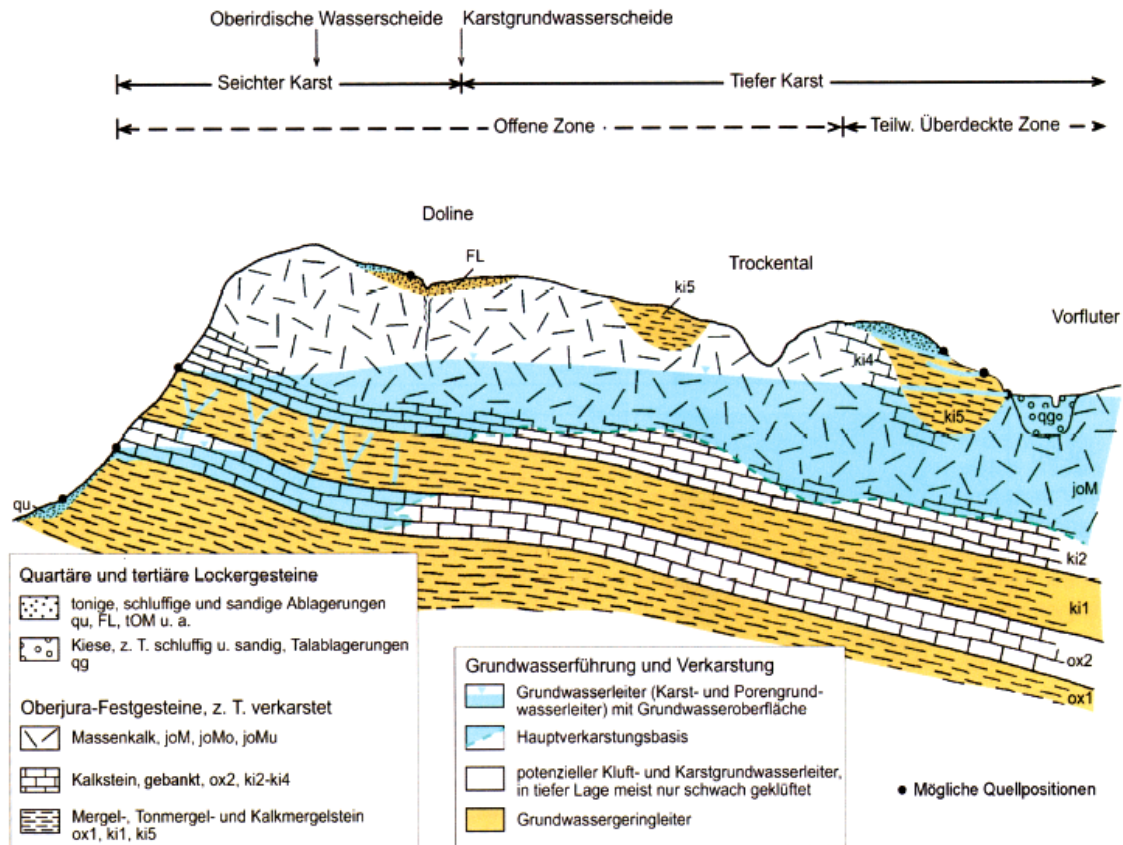


Abb. 50: Schematische Darstellung der Karsthydrologie in der Schwäbischen Alb (geologische Kürzel, siehe Tabelle 8)

Die hydraulischen Eigenschaften des Karstgrundwasserleiters des Tiefen Malm-Karst sind aufgrund der unterschiedlich starken Klüftung und Verkarstung des Kalkgesteins durch starke Inhomogenität und Anisotropie gekennzeichnet /PLU02/, /PLU08/:

- Das effektive Porenvolumen aus Gesteinsporen, Klüften, Störungen und Hohlräumen variiert zwischen 8 % und mehr als 15 % eines Gesteinsbereiches.
- Die Gebirgsdurchlässigkeit liegt bei 5×10^{-3} m/s (vorflutnah) und 5×10^{-5} m/s (vorflutfern) sowie die Transmissivität bei 1×10^{-4} m²/s mit Schwankungsbreiten bis zu fünf Größenordnungen, siehe Abb. 51.
- Die dominierende Abstandsgeschwindigkeit erreicht häufig 120 m/h, die maximale Abstandsgeschwindigkeit kann doppelt so hoch sein.
- Die Makrodispersivität variiert zwischen 1 und 500 m.
- Nördlich des Donaurieds ist der Karstwasserspiegel großflächig gespannt /PLU08/, ansonsten ist er weitgehend frei.

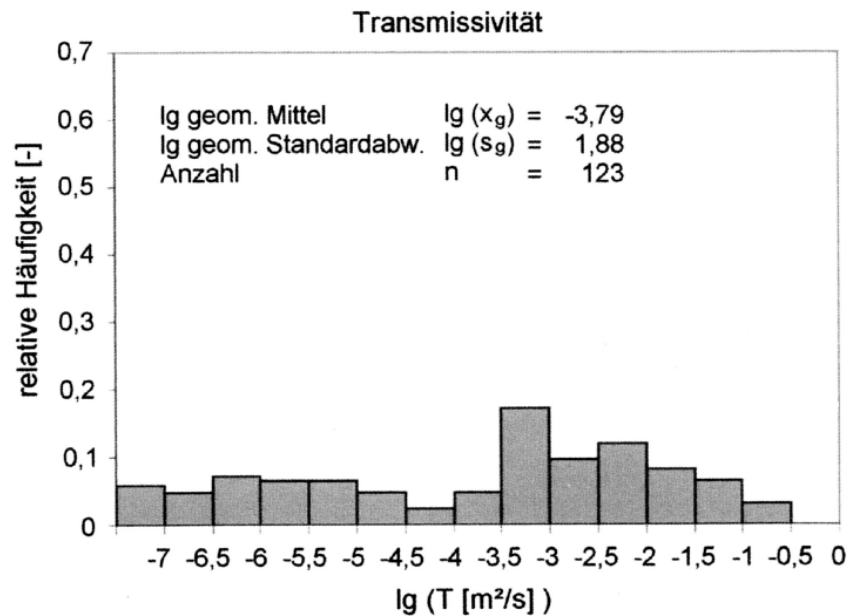


Abb. 51: Transmissivität des Karstgrundwasserleiters im Malm nach /PLU08/

Die Verbreitung des Karstaquifers in der Schwäbischen Alb und im nördlichen Alpenvorland zeigt die Abb. 52. In der Referenzregion ist der Malm-Karst von Molasse und Lösslehm teilweise überdeckt, auf den Ebenen der Flächenalb teilweise und ab dem Südrand der Alb vollständig. Dadurch verringert und verlangsamt sich die Versickerung von Niederschlags- und Oberflächenwasser. Die Versickerung in das Karstsystem wird von /LAN95/ abgeschätzt. Diese Versickerung ist im Vergleich zum Versinken von Oberflächengewässern im Karst äußerst gering.

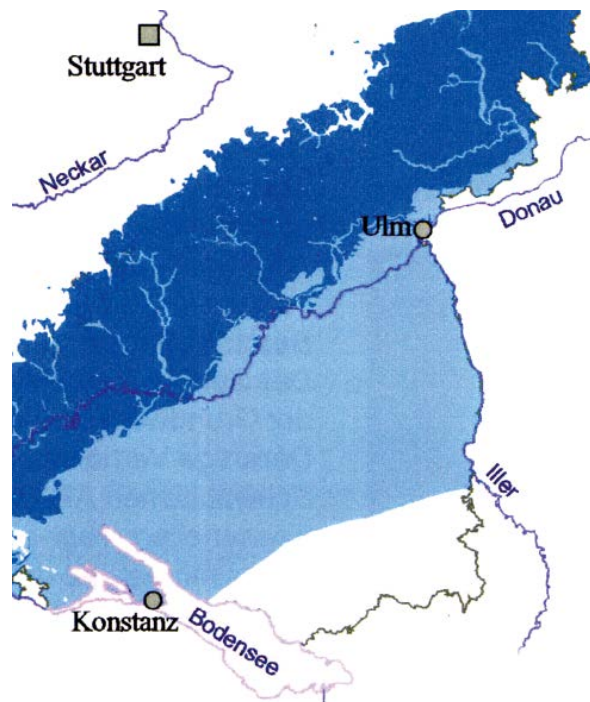


Abb. 52: Verbreitung des Karstgrundwasserleiters im Malm in Baden-Württemberg (dunkelblau = unbedeckt, hellblau = bedeckt)

Flusstäler

In den Flusstälern der Referenzregion kommen mächtige alluviale Schotterkörper vor. Es handelt sich um fluviatile Lockergesteine, die Porengrundwasserleiter mit hoher bis sehr hoher Durchlässigkeit bilden. Die Porengrundwässer in den Talschottern kommunizieren in einigen Karsttälern der Alb (siehe oben) und in den heutigen Donaurinnen sowohl mit dem Karstwasser als auch mit dem Flusswasser, südlich der Donau nur noch mit dem Flusswasser.

In der Niederung der Donau gibt es zusätzlich hydraulische Verbindungen der Karstwässer zu den Porengrundwasserleitern in den pleistozänen Schotterterrassen an den nördlichen Talrändern der Niederung (Donauried), siehe Abb. 48. Über hydraulische Fenster gelangt Karstwasser in die Porengrundwasserleiter der quartären Kiese und Schotter der Donau. Nördlich des Donaurieds sind die Karstwässer gespannt, so dass in den Terrassen- und Talschottern des Donaurieds (östlich von Ulm) artesische Verhältnisse und hohe Grundwasserstände vorliegen. Ein Rückstrom des Wassers aus dem quartären (alluvialen) Schotter in den Tiefen Karst ist nicht möglich /PLU08/. Im Terrassenschotter können sich trotz gering durchlässiger Verwitterungshorizonte und trotz Einschaltungen schluff- und tonreicher Auenlehme zusammenhängende Grundwasserhorizonte ausbilden. Die Basis der Niederterrassen (Würm-Zeit) bildet die lokale Vorflut, die Donau und deren holozäne Talschotter zumeist die regionale Vorflut.

Die Donau fließt in einem erosiv erweiterten Tal. Es ist mehrere hundert Meter breit. Die Flusskiese sind mehr als 10 m mächtig, die darüber liegenden, gering durchlässigen Auenlehme und Schwemmfächer in der Regel etwa 2 m mächtig.

Im Bereich der rezenten Flussaue ist der Tiefe Karst vollständig durch geringleitende Molasse überdeckt, siehe Abb. 48. An den südlichen Talrändern der Donauniederung gibt es daher keine hydraulischen Fenster zwischen dem Tiefen Karst und quartären Terrassen- und Talschottern.

Die Grundwasserbewegung in den Flusstälern ist an die Porengrundwasserleiter der Talschotter gebunden, die Talschotter in der Flussniederung der Donau und in der Alb haben folgende hydraulische Eigenschaften /PLU02/, /PLU08/:

- Das effektive Porenvolumen liegt generell zwischen 10 % und 30 %.
- Die Durchlässigkeit beträgt 10^{-3} m/s und die Transmissivität 10^{-4} m²/s, bei einer Schwankungsbreite bis vier Größenordnungen, siehe Abb. 53.
- Die dominierende Abstandsgeschwindigkeit beträgt etwa 60 m/h, die maximale erreicht 250 m/h.
- Die Makrodispersivität variiert zwischen 10 m und 75 m.

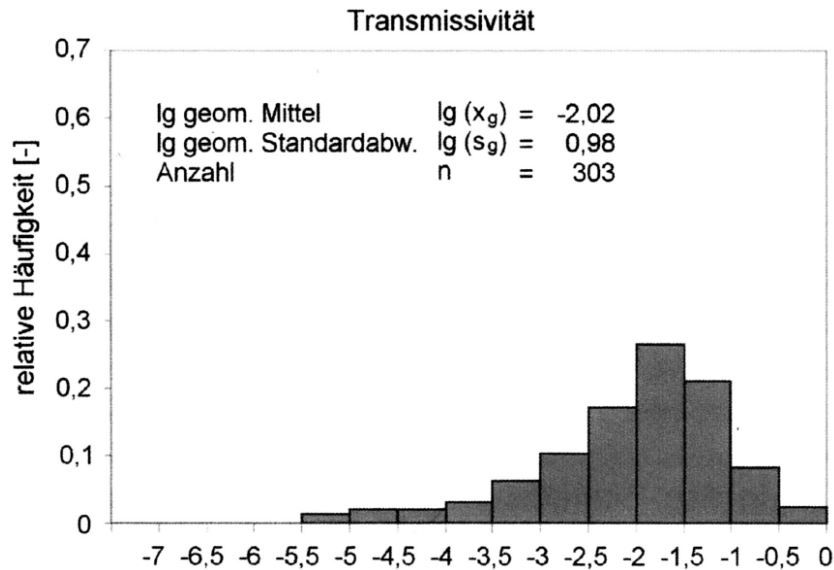


Abb. 53: Transmissivität der Porengrundwasserleiter in den Talaquifern nach /PLU08/

Kenntnisse über hydraulische Eigenschaften der quartären Talschotter im Hügelland sind dagegen begrenzt; es werden Eigenschaften der Flusskiese der Iller aufgeführt:

- Das effektive Porenvolumen liegt im Mittel bei 15 % mit einer Schwankungsbreite von einem Faktor 2.
- Die mittlere Durchlässigkeit beträgt – abhängig von der Verwitterung – 3×10^{-3} m/s und 1×10^{-2} m/s, mit ungewisser Schwankungsbreite.

Die Verbreitung der quartären Talaquifere in der Schwäbischen Alb und im nördlichen Alpenvorland zeigt Abb. 54. In der Referenzregion sind die quartären Talaquifere teilweise überdeckt, als Deckschichten kommen Auenlehme, Schwemmfächer und Nieder Moore vor.



Abb. 54: Verbreitung der quartären, alluvialen Talaquifere in Baden-Württemberg (dunkelblau = unbedeckt, hellblau = bedeckt)

Die Talschotter sind die wichtigsten Aquifere im hydro(geo)logischen Kreislauf in der Referenzregion, da in diesen fast das gesamte meteorische Wasser umgesetzt wird. Ein großer Teil der Niederschläge und Oberflächenwässer infiltriert in die Talschotter, verweilt dort kurz- bis mittelfristig und gelangt in die regionale Vorflut (Donau), siehe Kap. 4.1.5.

Schotterfluren (Tertiärhügelland)

Der Tiefe Karst setzt sich südlich des Donautals fort. Ein Teil des Karstgrundwassers unterströmt die Donau und gelangt unter die Molasse des nördlichen Alpenvorlandes, siehe Abb. 52. Südlich der Donau ist der Tiefe Karst vollständig durch tertiäre Molasse überdeckt, wobei die Mächtigkeit der Molasse aufgrund des Abtauchens der Albtafel nach Südosten schnell auf mehrere tausend Meter zunimmt. Die Molasseschichten wirken abdichtend. Des Weiteren verringert sich die Gesteinsdurchlässigkeit des bis zu 500 m mächtigen Karstgrundwasserleiters um mehrere Größenordnungen (im Vergleich zu denen in der Abb. 51); ebenso nehmen das effektive Porenvolumen und die Abstandsgeschwindigkeit signifikant ab /PLU02/. In großer Tiefe befinden sich dennoch ergiebige Grundwassermengen. Diese Tiefengrundwässer sind durchweg gespannt, gebietsweise auch artesisch, und weisen in größeren Tiefen höhere Temperaturen auf. Die Grundwasserbewegung ist generell nach (Nord)Osten zur Donau gerichtet. Diese Grundwässer sind mehrere tausend Jahre alt und der Grundwasserumsatz ist gering.

Im Hangenden des Malm befinden sich die Ablagerungen der tertiären Molasse, siehe Tab. 7. Es handelt sich um eine Abfolge von zumeist gering leitenden Sedimenten, einzig in der Oberen Meeresmolasse kommen grundwasserleitende Schichten vor. Im Gebiet der Iller-Lech-Schotterplatte sind die Geröllsande und die Hangendserie lokal grundwasserführend, deren Ergiebigkeit und Durchlässigkeit ist mäßig. Die Horizonte kommunizieren nicht mit den Tiefengrundwässern im Malm /PLU08/.

Im Hangenden in den pleistozänen Schotterfeldern wechseln Horizonte mit hoher und geringer Durchlässigkeit, abhängig von den Gehalten an Sand, Schluff und Ton. Die geringleitenden Schichten bewirken die Speicherung und vertikale Stockwerksgliederung der versickernden Niederschlagswässer. Die Grundwasserstockwerke können in hydraulischer Verbindung stehen. In jungpleistozänen Schotterterrassen können lokal ergiebige Grundwasserstockwerke entstehen /PLU08/. Wenn diese durch die Flusstäler angeschnitten sind, fließen die Grundwässer in die Flüsse und quartären Talaquifere ab. In den wenig verwitterten mittelpleistozänen Deckenschottern können lokal ungegliederte Grundwässer durch versickernde Niederschläge entstehen, die auch in die Flusstäler abfließen. Die altpleistozänen Deckenschotter sind tiefgründig zu lehmigem Grus verwittert und wirken abdichtend.

Die Grundwasserbewegung in den Tälern ist an Grundwasserleiter in quartärem Kies und jungpleistozänen Schotterterrassen gebunden. Die Flüsse und die Porengrundwasserleiter der quartären Talschotter bilden die lokale Vorflut im Flusstal.

4.1.5 Hydrologie

Oberflächengewässer

Die Donau ist der größte Fluss und die Hauptvorflut der Referenzregion. Sie weist vom Zusammenfluss der Quellbäche bis zur Mündung eine Länge von etwa 2800 km auf, davon entfallen etwa 580 km auf die Obere Donau bis zum Pegel Passau und 150 km auf den Oberlauf bis etwa Ulm. Die Referenzregion liegt im Einzugsgebiet der Oberen Donau südöstlich der Wasserscheide Rhein/Donau, welche auf der Schwäbischen Alb verläuft. Das Einzugsgebiet der Oberen Donau umfasst bis zum Donaupegel Passau eine Fläche von etwa 80.000 km².

Auf ihrem von Westen nach Osten gerichteten Weg nimmt die Donau zahlreiche Gewässer auf, die von Süden und Norden zufließen. Die größeren südlichen Nebenflüsse haben ihren Ursprung in den Alpen und sind wasserreich, die kleineren Nebenflüsse entstammen den Schotterfluren und dem Tertiär des nördlichen Alpenvorlandes, wie die Iller und die Lech, siehe Abb. 41. Die nördlichen Nebenflüsse der Oberen Donau sind die Vorfluter für große Gebiete der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Es gibt jedoch nur wenige größere Flüsse, wie die Blau und die Altmühl. Der Grund ist der Malm-Karst mit seinem unterirdischen Abfluss.

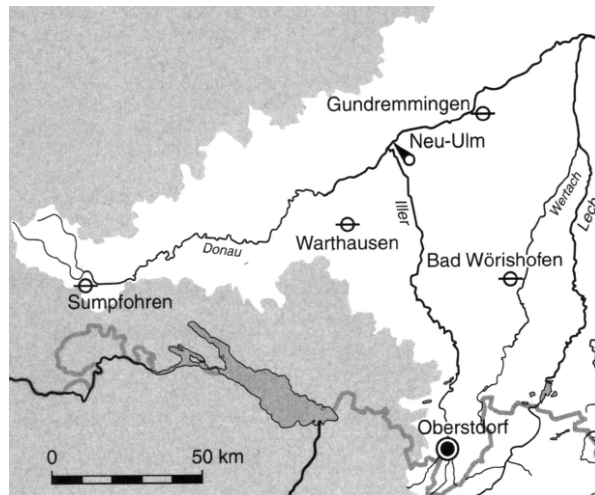


Abb. 55: Einzugsgebiet der Oberen Donau (mit Pegel Neu-Um)

Bis Ulm ist die Obere Donau ein typischer Mittelgebirgsfluss mit mittlerem Gefälle und nur einzelne Fallstufen, siehe Abb. 56. In diesem Einzugsgebiet sind die Mittel- und Hochwasserabflüsse im Winterhalbjahr in der Regel höher als die im Sommerhalbjahr. Wenige Kilometer flussabwärts von Ulm wird das Abflussverhalten der Donau von der Iller überprägt (Abb. 55); aus dem Mittelgebirgscharakter der Abflüsse wird ein alpiner Charakter. Dieses wird zwar von kleineren Nebenflüssen aus dem Süden (Abb. 41) ausgeglichen, aber weiter flussabwärts an den Zuflüssen des Lech, der Isar und des Inn wiederholt sich diese Überprägung und dominiert dann das Abflussverhalten der Donau, siehe stufenförmig erhöhte Abflüsse in Abb. 56. Bei Iller, Lech etc. handelt es sich um Hochgebirgsflüsse aus den Alpen, die im Gegensatz zur Oberen Donau sehr wasserreich sind und die größten Abflussmengen im Sommerhalbjahr aufweisen. Die Abflussgeschwindigkeit der Oberen Donau ist in der Regel relativ gering, erhöht sich bei Hochwasser aber drastisch. Abflussgeschwindigkeit und -menge reagiert auf jahreszeitliche Schwankungen und auf Niederschlagsereignisse.

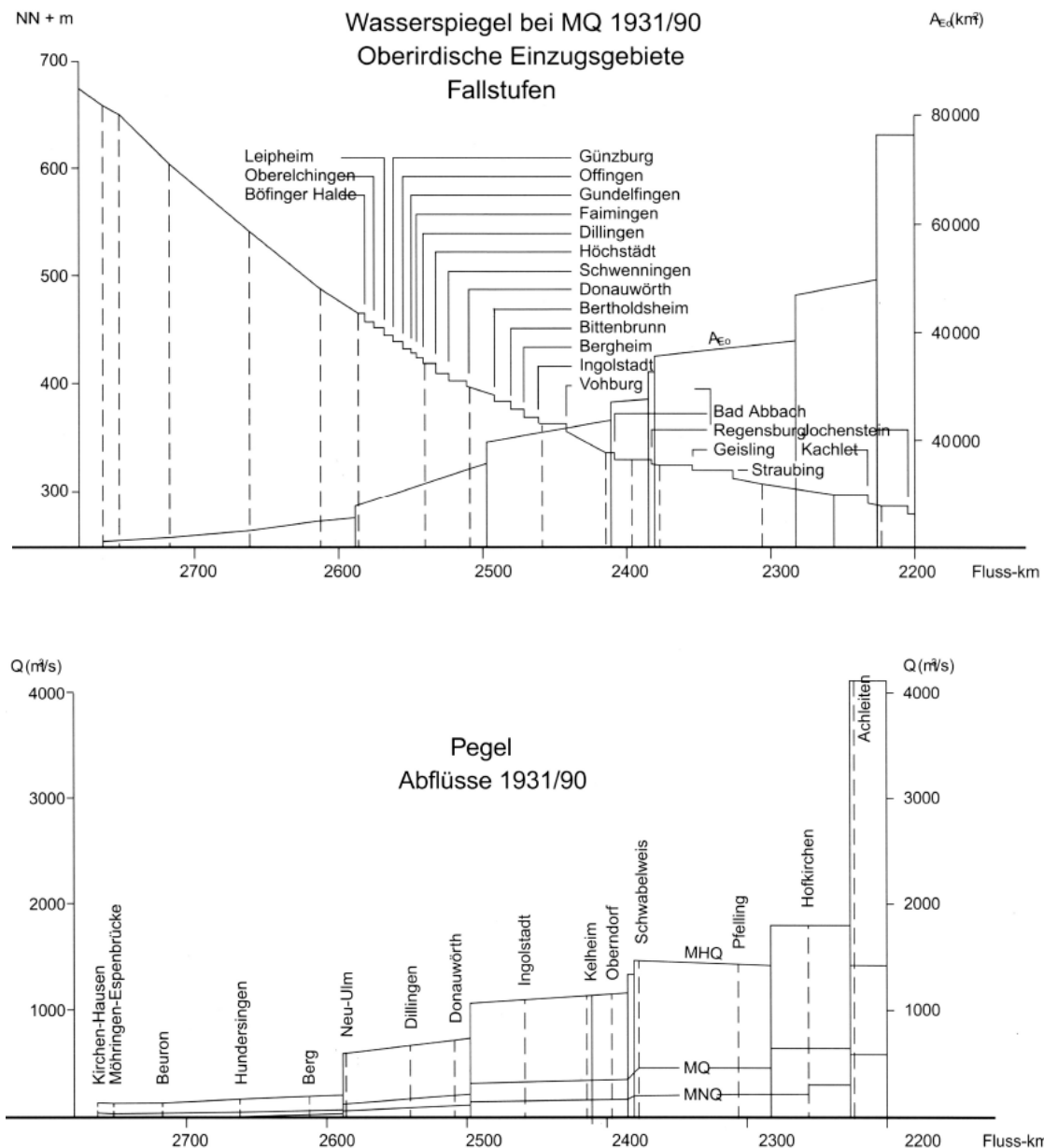


Abb. 56: Fallstufen und Abflussstufen an der Oberen Donau (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Donaugebiet, 1999)

Die Wasserstände der Donau werden an etwa 430 Pegeln gemessen. Einige Daten des Pegels Neu-Ulm an der Mündung der Iller, der in der Referenzregion liegt, werden beispielhaft gezeigt, siehe Abb. 57. Diese werden vom Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft jährlich veröffentlicht und ausgewertet. Daten weiterer Pegel liegen vor allem bei den Wasserversorgern der Region vor.

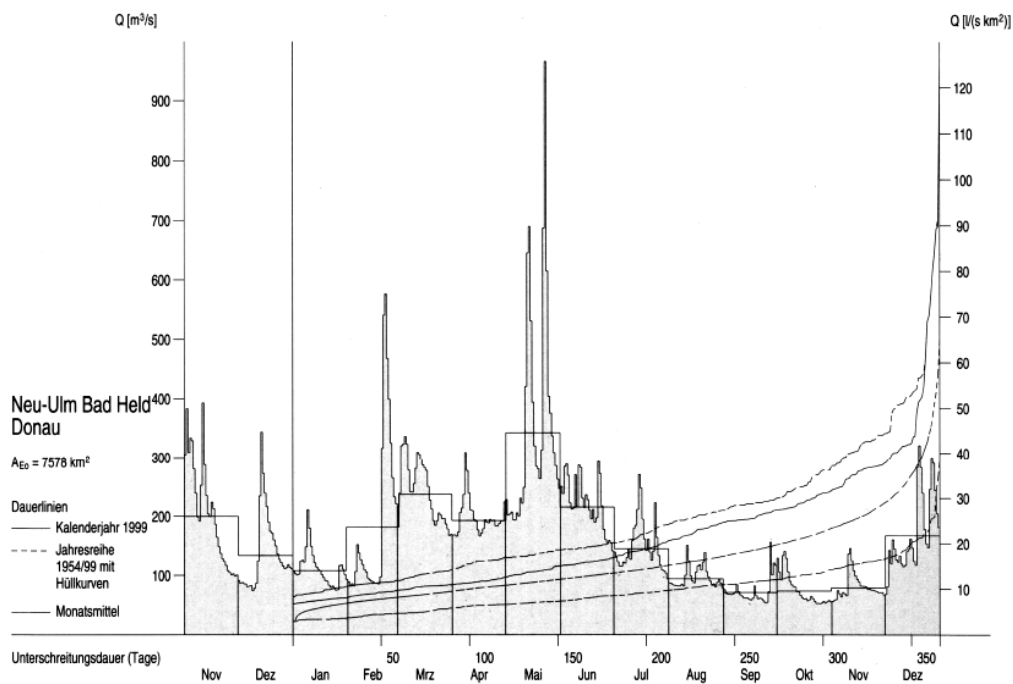
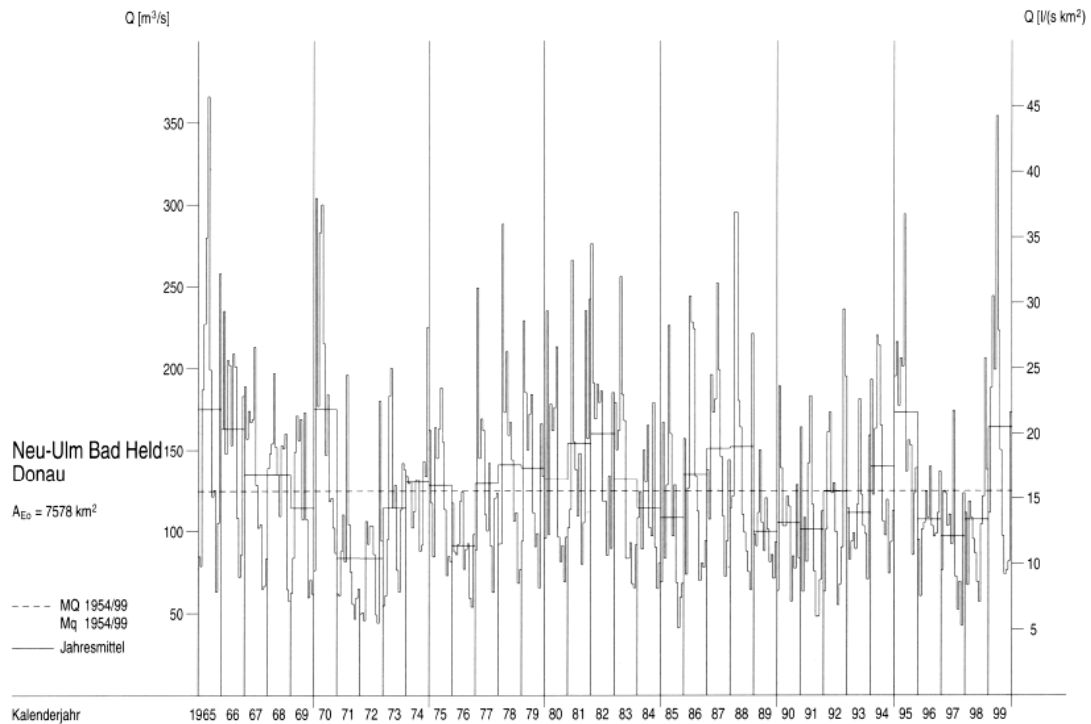


Abb. 57: Abflüsse der Oberen Donau bei Neu-Ulm im Monats- und Jahresmittel (Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Donaugebiet, 1999)

Auf den Hochebenen und in den Trockentälern der mittleren und östlichen Flächenalb findet fast kein oberirdischer Abfluss der Niederschlags- und Oberflächenwässer statt,

ausgenommen von meteorologischen Ausnahmesituationen. Die Flächenalb wird fast vollständig unterirdisch über den Tiefen Karst entwässert, siehe Kap. 4.1.4. Einzelne Trockentäler besitzen ab dem Unterlauf einen kontinuierlichen oberirdischen Abfluss, das Tal der Lone und der Lauter. Das Tal der Blau wird als einziges Tal vollständig oberirdisch entwässert. Größere Flüsse, wie die Blau und Lone, entspringen starken Karstquellen („Quelltöpfen“), die Stau- bzw. Überlaufquellen des Tiefen Karst darstellen, vgl. Abb. 49. Die Flüsse bilden eine lokale Vorflut. Die Karstsysteme des Tiefen Karst entwässern aber auch diffus über die quartären Talschotter in die Flüsse /NAG04/. Die Abflussmengen der Flüsse unterliegen jahreszeitlichen Schwankungen, sie sind zumeist im späten Winter am höchsten.

Die ober- und unterirdischen Wasserscheiden verlaufen oftmals ähnlich, können aber im Seichten Karst deutlich differieren. Die unterirdischen Wasserscheiden verschieben sich in Abhängigkeit von jahreszeitlichen Schwankungen des Karstwasserspiegels, siehe Abb. 49. Wasserscheiden sind hier nicht als scharfe Linien sondern als breite Zonen aufzufassen.

Als Beispiel für ein karsthydrologisches System wird das der Lone skizziert: sie entspringt einem Quelltopf nahe der Wasserscheide Rhein/Donau. Es fließen zahlreiche, temporär schüttende Karstquellen des Seichten Karsts zu. Ein großer Teil der Lone versickert im Oberlauf in den Untergrund; in niederschlagsarmen Jahren versickert die Lone vollständig im Unterlauf, bevor sie in die Hürbe mündet. Flussabwärts, im Tal der Hürbe, dringen wieder große Wassermengen aus dem Karst in die Talschotter vor und werden wasserwirtschaftlich gefasst. Das versickerte Wasser der Lone fließt zu den Karstquellen der Nau nördlich des Langenauer Donaurieds und den Schottern im Donauried. Das unterirdische Einzugsgebiet der Lone erstreckt sich von der Kleinen Lauter (Nebenfluss der Blau) im Nordwesten bis zur Nau (Nebenfluss der Donau) im Südosten /PLU02/.

Die Schotterfluren im Tertiärhügelland werden dagegen ausschließlich oberirdisch über Flüsse entwässert /NAG04/, /PLU08/. Die Flusstäler haben sich bereits im frühen Quartär herausgebildet und bilden die lokale Vorflut der Schotterfluren im jeweiligen Einzugsgebiet. Die oberirdischen Wasserscheiden sind eindeutig und unabhängig von jahreszeitlichen Schwankungen.

Die Flüsse entspringen in den Alpen oder im Vorland und münden letztendlich in die Donau. Die Abflussgeschwindigkeit in den Unterläufen ist in der Regel relativ gering. Bei Hochwasser infolge hoher Niederschläge und Schneeschmelze in den Alpen erhöht sich die Abflussgeschwindigkeit drastisch. Die Abflussmengen variieren sowohl durch jahreszeitliche Schwankungen als auch durch Niederschlagsereignisse, sie sind im Sommer am höchsten.

In der Referenzregion gibt es keine natürlichen Seen, weder Karstseen auf der Alb noch Rinnenseen glazialen Ursprungs im Tertiärhügelland.

Grundwässer

In der Referenzregion kommen bedeutende Grundwässer im Malm-Karst und alluvialen Schotter der Flusstäler vor, siehe Kap. 4.1.4. Die Karstwässer der Alb stammen von versickernden Niederschlägen und versinkenden Oberflächengewässern. In den Tälern nördlich der Donau stammen die Wässer aus dem Karstaquifer, siehe Abb. 58. Südlich der Donau fließen keine Karstwässer den Talaquifern zu, sie stammen von Niederschlägen, aus den Flüssen und aus Schotterfluren, sofern diese angeschnitten sind. Grundwässer und Flüsse korrespondieren untereinander, ihre Abflussganglinien /PLU02/, /NAG04/ zeigen, dass

- der Abfluss des Grundwassers mit 0,2 % - 0,5 % Gefälle nach Südost erfolgt.
- eine Übereinstimmung von Karstwasserspiegel und Basis der Talaquifere besteht.
- die Karstwässer teilweise gespannt oder gar artesisch sind.
- vorflutern große Schwankungen und scharfe, kurze Spitzen der Wasserstände auftreten, die mit Annäherung an die Vorflut gedämpft werden.
- hohe Wasserstände im Spätwinter auftreten, niedrige Wasserstände überwiegend im Spätherbst.

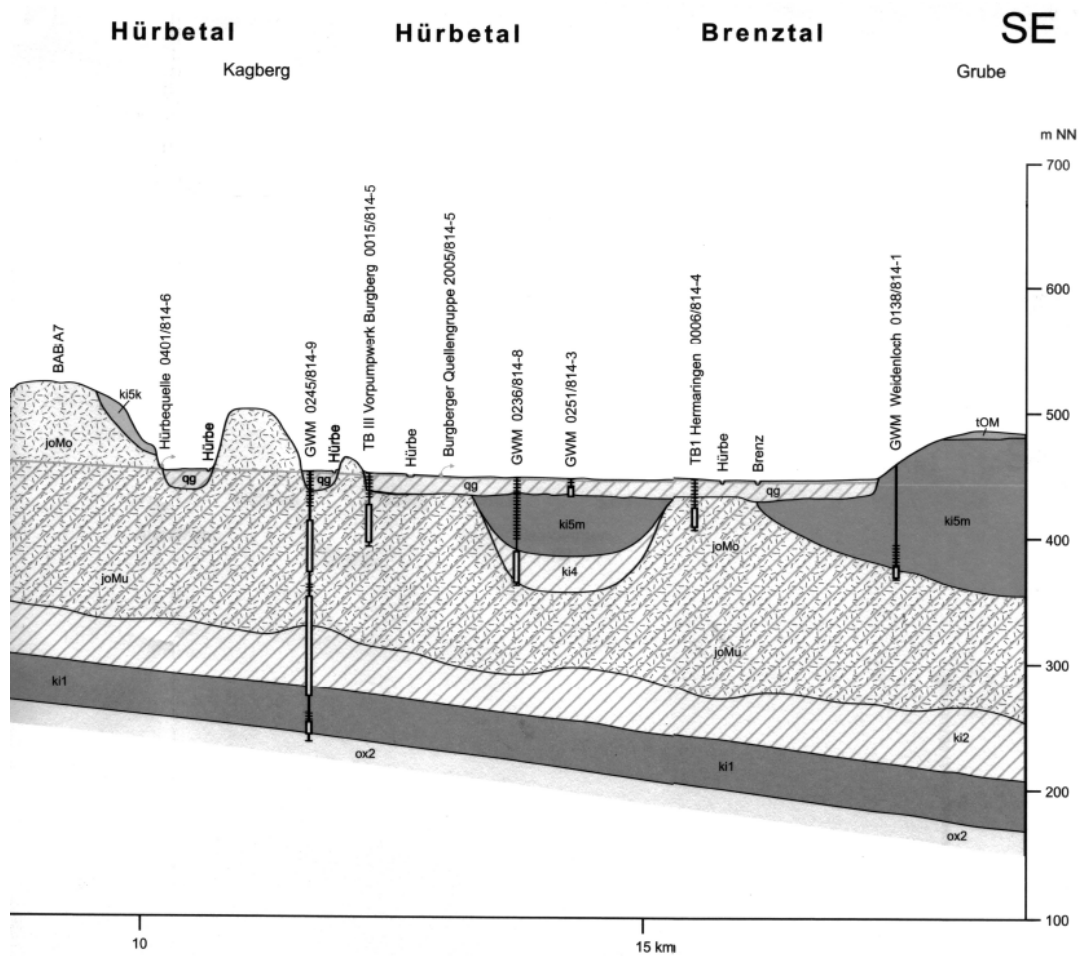
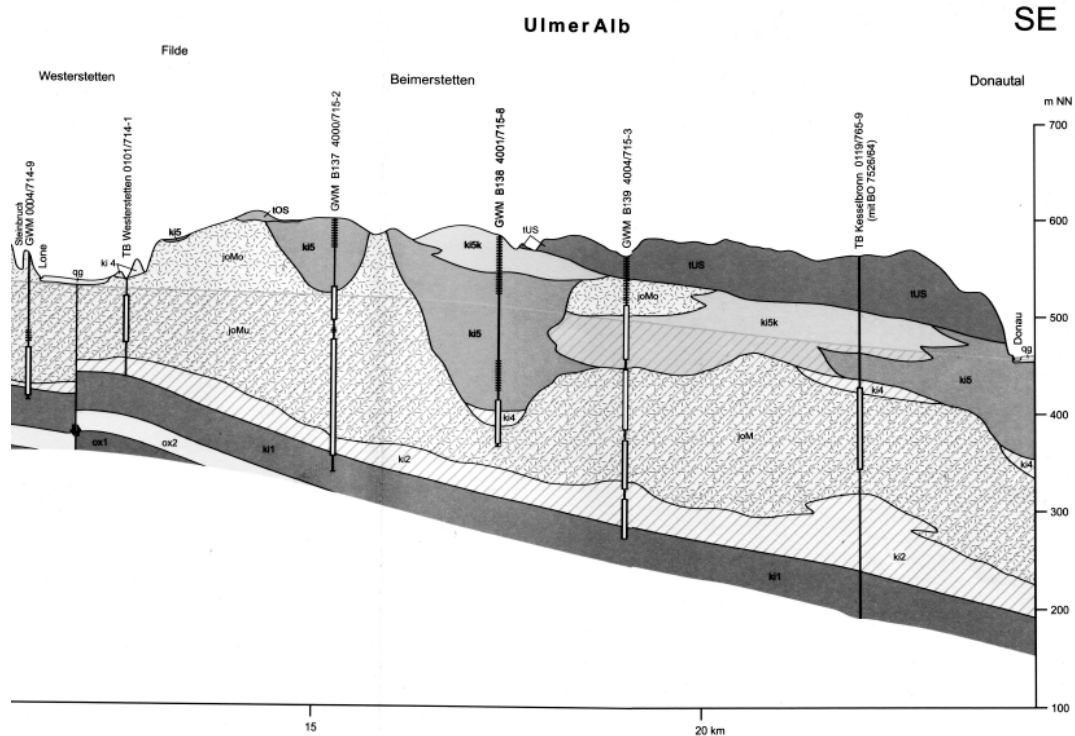


Abb. 58: Wasserspiegel im Karstaquifer (joMu, schraffiert) und in den Talaquiferen (qg, schraffiert) der Flächenalb nach /PLU02/

Die Vorflut der Donau bestimmt den Karstwasserspiegel und somit die Flurabstände im Karst und in den alluvialen Ablagerungen der Karsttäler. Niederschlagsmengen, Karstwasserspiegel, Quellschüttung und Oberflächenabflüsse in den Flüssen stehen in einem ursächlichen Zusammenhang. Das Abflussverhalten der Flüsse wird durch die Niederschlagsereignisse und Schneeschmelze geprägt. Hochwässer können sowohl Winter- als auch im Sommerhalbjahr auftreten (siehe oben).

Auf der Flächenalb beträgt die Grundwasserneubildung aus den Niederschlägen etwa $15 \text{ l/(skm}^2\text{)}$ /PLU08/. Durch die Infiltration versinkender Oberflächengewässer erhöht sich die Grundwasserneubildung. Im teilüberdeckten Karst verringert sich deutlich, da nur noch wenige Gewässer versinken und die Versickerung von Niederschlägen infolge der abdichtenden Wirkung abnimmt.

Die Grundwasserstände werden vom Karstwasserspiegel bestimmt. Der Flurabstand variiert in einer Karstlandschaft aufgrund des Karstreliefs von mehreren 10er Metern bis weniger als 1 m; in einigen Flusstälern wird die Flur erreicht, siehe Abb. 58. Hier entspringen oftmals Flüsse aus den Karstquellen (Quelltöpfe). Die Flüsse, bilden die lokale Vorflut im Tal. Quelltöpfe können bei mittlerem Karstwasserspiegel mehr als 1000 l/s schütten. Fließgeschwindigkeiten von 100 m/h deutet auf die fokussierende Wirkung der Quelltöpfe für die Grundwasserbewegung im Tiefen Karst hin. Quellen im Seichten Karst schütten periodisch und durchschnittlich nur 20 l/s (maximal 500 l/s) /PLU02/.

Der Karstwasserspiegel unterliegt starken Schwankungen, über das Jahr 30 bis 50 m vorflutern und 3 bis 5 m vorflutnah. In den letzten 40 Jahren schwankte der mittlere Karstwasserspiegel etwa 40 m /NAG04/. Das Karstwasservolumen in der Ostalb beträgt drei Kubikkilometer und kann bei anhaltend geringen Niederschlägen auf 10 % abnehmen.

In der Flussniederung der Donau beträgt die Grundwasserneubildung aus Niederschlägen etwa $15 \text{ l/(skm}^2\text{)}$ /PLU08/. Die Neubildungsrate wird jedoch durch zufließendes Karst- und Flusswasser deutlich erhöht, siehe Tab. 9. Der Grundwasserstand wird vom alluvialen Talaquifer bestimmt. Der Grundwasserflurabstand liegt vorwiegend bei wenigen Metern. Im Donauried erreicht das Grundwasser auch heute noch die Flur, siehe Abb. 48, obwohl der Mensch den Grundwasserspiegel im Donautal mehrfach abgesenkt hat. Das Grundwasser ist im unterschiedlichen Ausmaß an die Donau angebunden, abschnittsweise optimal, andernorts gar nicht aufgrund der Abdeckung mit Auenlehm und Abschwemmmassen. Trotzdem sind die Grundwässer zumeist nicht gespannt /NAG04/. Oberhalb von Gebieten mit vollständiger Bedeckung der Talaquifere und oberhalb von Wehren und Schwellen im Flusslauf infiltriert Flusswasser in die Ufersäume und von dort in den Talaquifer; unterhalb der Staustufen exfiltriert das Grundwasser zurück in den Fluss. Die Donau bestimmt zumeist das Vorflutniveau. Der Grundwasserspiegel unterliegt merklichen Schwankungen, über das Jahr im Bereich von Metern /NAG04/.

Aus den Ganglinien von Grundwässern im Donautal /NAG04/ wird abgeleitet, dass sich Grundwasserfließrichtung und -gefälle im Donautal bei Hoch- und Niedrigwasser nicht

signifikant unterscheiden. Der Einfluss der Zuflüsse ist westlich von Ulm gering, aber erkennbar, und östlich von Ulm merklich.

Tab. 9: Grundwasserdargebot in Flussniederungen und Talrändern, aus /PLU08/

Lokalität	Grundwasservorkommen	Dargebot [m ³ /s]
Donaurinnen	Porengrundwasser im Donautal westlich von Ulm	etwa 0,7
Langenauer Ried	Porengrundwasser im Donauried östlich von Ulm	> 3,5
Oberes Rißtal	Porengrundwasser im Tertiärhügelland (Oberlauf Flusstal)	> 0,5
Unteres Illertal	Porengrundwasser im Tertiärhügelland (Unterlauf Flusstal)	> 2,0
Erolzheimer Feld	Porengrundwasser im Tertiärhügelland (Schotterfeld)	etwa 1,6

Im Tertiärhügelland und in den Schotterfluren südlich des Donautals beträgt die Grundwasserneubildung aus Niederschlägen etwa 12 l/(skm²) und verringert sich auf etwa 8 l/(skm²) bei Überdeckung mit Lösslehm oder bei tiefgründiger Verwitterung der Schotter /PLU08/.

Bei den alt- und mittelpleistozänen Schotterfluren stellt die Infiltration versickernder Niederschläge die einzige Grundwasserneubildung dar. Beim Anschnitt oder Ausbiss von tieferen Stockwerken der Schotterfluren (jungpleistozäne Schotter) erhöht sich die Grundwasserneubildung durch Zuflüsse aus höheren grundwasserführenden Stockwerken der Schotterfluren und aus südlich gelegenen Moränen. Die Quellschüttungen aus den Schotterfluren liegen im Mittel bei etwa 25 l/s und kann im Maximum bis 60 l/s erreichen /PLU08/.

In den alluvialen Talaquiferen trägt neben den Niederschlägen die Infiltration von Flusswasser zur Grundwasserneubildung bei. Das Grundwasser ist im unterschiedlichen Ausmaß an die Flüsse angebunden, abschnittsweise optimal, andernorts gar nicht aufgrund der Bedeckung mit Auenlehmen und Abschwemmmassen. Der Fluss bestimmt die lokale Vorflut. Der Grundwasserspiegel unterliegt merklichen Schwankungen, über das Jahr im Bereich von mehreren Metern /NAG04/.

Geogene Grundwasserbeschaffenheit

Das Karstgrundwasser im Malm gehört zum Grundwassertyp hydrogencarbonatisch-erdalkalischer Süßwasser (Ca-HCO₃-Typ). Der durchschnittliche Feststoffinhalt eines nicht beeinflussten Karstwassers beträgt etwa 450 mg/l, wobei etwa 100 mg/l Calcium und 330 mg/l Hydrogencarbonat gelöst sind. Dies entspricht einer Karbonathärte von etwa 13 °dH. Die Karstwässer sind durch Landwirtschaft (Dünge- und Pflanzenschutzmittel), Siedlung (Abwässer) und Verkehr (Auftausalze) belastet, die Konzentration an

Nitrat schwankt im Tiefen Karst zwischen 15 und 45 mg/l. Der geogene Charakter der Wässer ändert sich jedoch nicht /PLU08/. Im Tiefengrundwasser des Malm verändert sich die Zusammensetzung des Karstwassers allmählich durch versickernde Grundwässer aus der Molasse und durch Ionenaustausch zu Süßwasser vom Na-Ca-HCO₃-Cl-Typ. Der Feststoffinhalt kann 1000 mg/l übersteigen /SCH06/.

Die Grundwässer der alluvialen Talaquifere gehören auch zum Grundwassertyp der hydrogenkarbonatisch-erdalkalischen Süßwässer (Ca-HCO₃-Typ). Der Grund sind die Kalkschotter in den Alluvionen und/oder der Zufluss von Karstwasser. Der Feststoffinhalt des unbeeinflussten Grundwassers beträgt etwa 320 mg/l, wobei etwa 85 mg/l Calcium, 15 mg/l Magnesium und 480 mg/l Hydrogenkarbonat gelöst sind. Über das Sickerwasser gelangen geringen Mengen Natrium, Kalium, Chlorit und Sulfat in die Grundwässer. Es können erhöhte Gehalte an organischer Substanz lokal auftreten, wodurch aufgrund reduzierender Verhältnisse höhere Eisen- und Mangangehalte auftreten /PLU08/. Der geogene Charakter der Wässer ist anthropogen überprägt, aber nicht grundsätzlich verändert (siehe oben).

Die Grundwässer in der Oberen Meeresmolasse gehören auch zum Süßwasser vom Ca-HCO₃-Typ. Mit zunehmender Teufe verändert sich auch diese Zusammensetzung allmählich durch versickernde Niederschlagswässer und durch Ionenaustausch zu Süßwasser vom Na-Ca-HCO₃-Cl-Typ. Grundwässer in den mittelpleistozänen Schottern sind bisher nicht geochemisch untersucht worden. Da es sich um Kalkschotter handelt, werden auch hier Süßwässer vom Ca-HCO₃-Typ erwartet, die geringfügig durch versickerte Niederschlagswässer überprägt sind.

4.1.6 Böden

Die Analyse der Bodengesellschaften in der Referenzregion erfolgt auf Grundlage der Bodenkarten 1:25.000 der Landesämter in Baden-Württemberg und Bayern.

In der Referenzregion liegen unterschiedliche Ausgangsgesteine für die Bodenbildung vor. In der Karstlandschaft (nördliche Referenzregion) sind es Kalksteine, Mergelsteine und Lösslehm. In den Schotterfluren und im Tertiärhügelland (südliche Referenzregion) stehen überwiegend Kalkschotter und Molassesedimente an, die von Lösslehm überdeckt sind. In den Flusstälern liegen alluviale Ablagerungen, vor allem kalkige Schotter (Kies und Grobsand), Auenlehm und Schwemmmassen vor. Diese Vielfaltigkeit der Ausgangsgesteine prägt sich auf die Bodengesellschaften durch. Es werden daher nur dominierende bzw. repräsentative Bodengesellschaften der unterschiedlichen Naturräume angesprochen

Auf der Flächenalb prägen Kalk- und Mergelsteine sowie Lösslehm (Überdeckung) die Bodengesellschaften. Bei deren Überdeckung mit Lösslehm bilden sich mittel- bis tiefgründige Bodengesellschaften aus

Parabraunerden,

Terra fusca-Parabraunerden.

Bei fehlender Überdeckung der Kalk- und Mergelsteine mit Lösslehm dominieren flach- bis mittelgründige Bodengesellschaften aus

Rendzinen auf Kalkstein

Pararendzinen auf Mergelstein und

Braunerden und Braunerden-Terra fusca auf Kalksteinverwitterungslehm.

In den Flussniederungen der Donau und der Nebenflüsse sind alluviale Ablagerungen der Flüsse und mit Lösslehm bedeckte, pleistozäne Kalkschotter bedeutende Substrate. Es dominieren Bodenmosaike aus

Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleyen auf tertiärer Molasse,

Tschernosemen, Parabraunerden und Kolluvien auf Kalkschotter sowie aus

Braunen Auenböden (Vegen) und Auengleyen auf Alluvionen.

In den Flusstälern der Donau, Iller und Riß kommen bei hohen Grundwasserständen Niedermoore vor, in denen sich Bodengesellschaften mit Anmoor- und Naßgleyen ausbilden.

Im Hügelland der Iller-Lech-Platte sind tertiäre Molasse und pleistozäne Schotterfelder mit mächtigen Ablagerungen aus Lösslehm überdeckt. Es dominieren Bodenmosaike aus

Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleyen

Im Folgenden werden Vorkommen und Genese dieser dominierenden Bodengesellschaften in der Referenzregion gegeben.

Alb

Als Ausgangsmaterial (Substrate) für die Bodenbildungen dominieren verwitterte Kalk- und Mergelsteine sowie Deckschichten aus Verwitterungslehm und/oder aus Lösslehm unterschiedlicher Mächtigkeit.

Flachgründige Gesteinsböden sind auf anstehendem Fels und in Gebieten mit starker Denudation im Pleistozän und Holozän entstanden. Weiter verbreitet sind mittel- bis tiefgründige Böden auf Solifluktsdecken bzw. Fließerden, die sich im Periglazial durch das periodische Auftauen des Dauerfrostbodens infolge lateraler und vertikaler Umlagerung des Materials gebildet haben. Die Fließerden sind mehrgliedrig und umfassen – bei nicht verkürzten Bodenprofilen – eine

- Basislage,
- Mittellage und
- Decklage.

Die Basislage stellen die ältesten periglazialen Fließerden dar. Sie ist mehrschichtig und somit durch mehrfache solifluidale Umlagerung des liegenden bzw. hangaufwärts

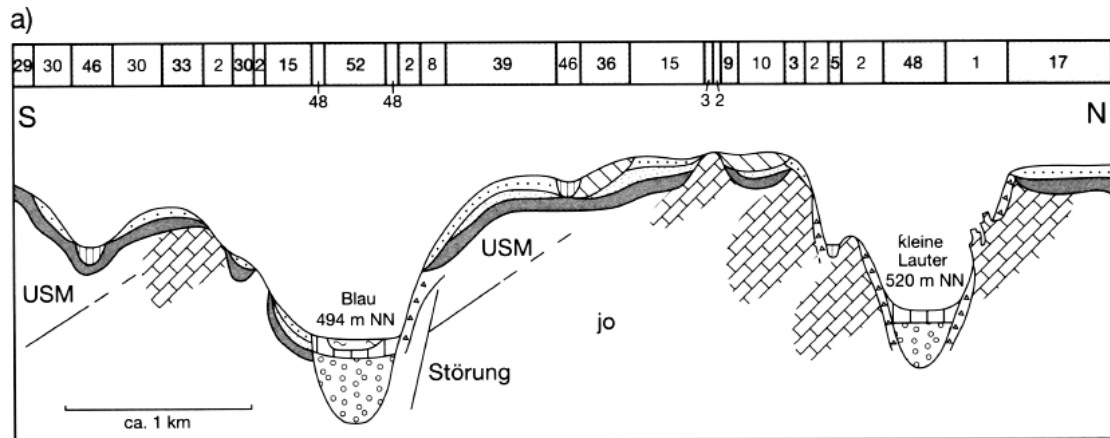
anstehenden Gesteins entstanden. Lösslehme fehlen hier. Die Mittellage setzt sich aus jüngeren Fließerden zusammen und ist weniger dicht. Sie enthält Lösslehm, der durch Umlagerung und Entkalkung von Löss entstanden ist. Die Deck- bzw. Hauptlage ist ein Gemenge aus solifluidalen und äolischen Komponenten und locker gelagert. Sie bildet die oberste bzw. jüngste Schicht Fließerden, sofern diese nicht durch Erosion fehlen. Die Bodenprofile auf der Flächenalb sind zumeist durch Erosion um 30 % bis 60 % verkürzt, es fehlt oft die Mittellage.

In den Flusstälern der Alb kommen lehmige, schluffige und sandige Auensedimente, Niedermoore und häufig auch holozäne Abschwemmmassen als Substrate vor. Diese Substrate sind die Folge jahrhundertelanger Besiedlung und Landwirtschaft. Nach der Rodung der Wälder, lagen die Äcker zeitweise brach und waren somit stärkerer Bodenerosion ausgesetzt, schon bei geringer Hangneigung. Das schluffige oder lehmige Erosionsmaterial wird in Mulden, Dolinen, Hangbereichen und Tälern akkumuliert. Die Abb. 59 zeigt die verschiedenen Fließerden in Abhängigkeit vom Relief, (a) in breiten Flusstälern der Flächenalb, (b) auf der Flächenalb und (c) auf der höheren Flächenalb nahe der Klifflinie. Die Basislage ist zumeist von einer Decklage überdeckt. Die Decklage besteht aus verwittertem Ausgangsgestein oder Lösslehm. Die Mittellage ist fast überall erodiert. In Mulden, Dolinen und Karsttälern dominieren holozäne Schotter und Abschwemmmassen, in den Flusstälern kommen zusätzlich Auensedimente und Niedermoore vor.

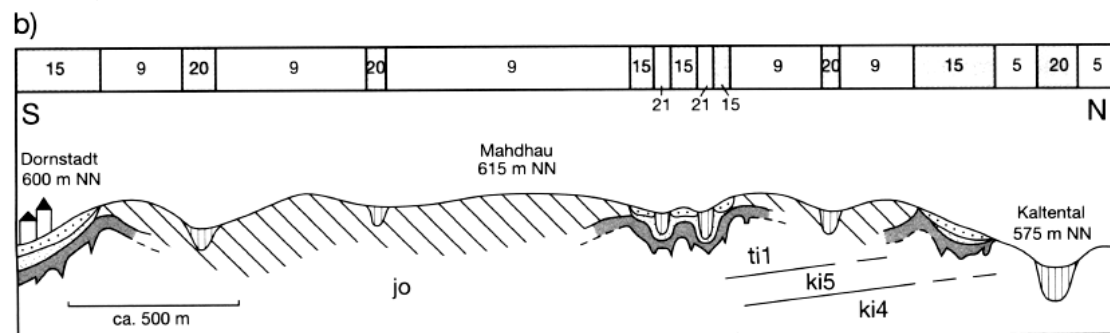
Bodengesellschaften aus schwach entwickelten Parabraunerden nehmen den größten Teil der östlichen Flächenalb ein, siehe Abb. 60. Verbreitet sind Decklagen aus Löss und Lösslehm, die auf toniger Basislage und zersetzten Kalksteinen aufliegen. Die weniger verbreiteten Bodengesellschaften mit Terra fusca-Parabraunerden zeichnen sich durch Deck- und Mittellagen aus Löss oder Lösslehm aus und haben in der Basislage hohe Beimischungen von Residualton aus der Kalksteinverwitterung. Auf erosionsgeschützten Hochflächen und Mulden sind – bei ausgeprägter Basislage aus Residualton – Bodengesellschaften aus mittel- bis tiefgründigen Braunerden bzw. Terra fusca-Braunerden erhalten. Bodengesellschaften aus Parabraunerden bilden sich auch über Mergelsteinen, wenn Deck- und Mittellage erhalten sind. Diese Bodengesellschaften aus Parabraunerden und Braunerden neigen nicht zur Staunässe, da die verkarsteten Gesteine die Böden drainieren und die klimatische Wasserbilanz nur geringe Überschüsse aufweist. Gleye sind daher selten.

Bei fehlender Überdeckung mit Löss bzw. Lösslehm prägen die Kalk- und Mergelsteine die Bodenbildung weitaus stärker. In hangnahen Bereichen und an Hängen sind nur steinige Decklagen zu finden; über zersetzten Kalksteinen und Hangschutt bildeten sich Bodengesellschaften aus flachgründigen Rendzinen und über zersetzten Mergeln Bodengesellschaften aus Pararendzinen, siehe Abb. 60. Bei Hangverflachungen über Kalksteinen und in erosionsgeschützten Lagen sind die Basislagen aus Kalksteinverwitterungslehm nicht umgelagert, so dass sich Braunerden und Braunerde-Terra fusca entwickelten. Bei Hangverflachungen über Kalkmergeln konnten sich kalkig-grusige Deckschichten bilden, woraus Braunerde-Pararendzinen entstanden sind. Sofern unter

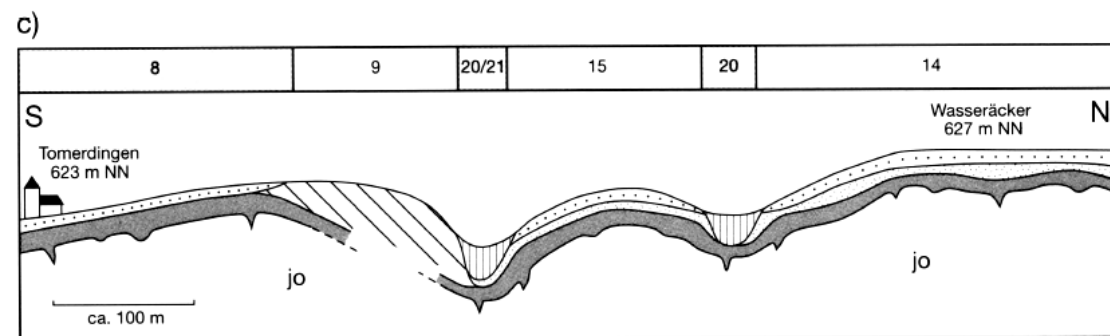
den Deckschichten tonige Basislagen vorliegen, haben sich je nach Mächtigkeit der Fließerden auch Bodengesellschaften mit mittel- bis tiefgründigen Pelosolen gebildet.



ca. 7fach überhöht, Deckschichtenmächtigkeit stark überzeichnet



ca. 6fach überhöht, Deckschichtenmächtigkeit stark überzeichnet



ca. 15fach überhöht, Deckschichtenmächtigkeit stark überzeichnet

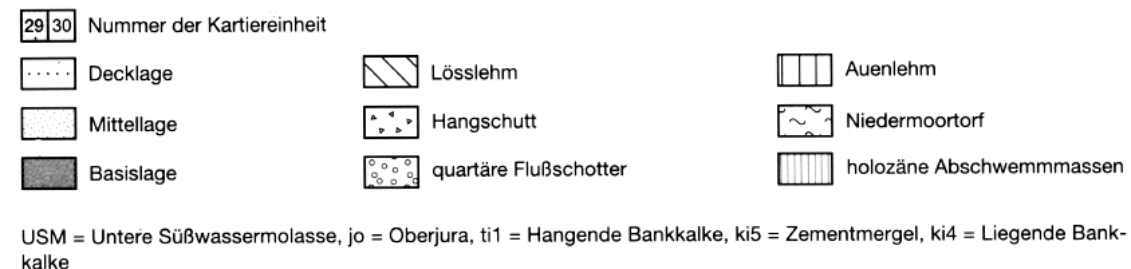


Abb. 59: Vorkommen der verschiedenen Fließerden auf der Flächenalb, aus /KRA00/

An Steilhängen entwickelten sich Bodengesellschaften aus flachgründigen Rendzinen oder Pararendzinen über Gesteinszersatz bzw. Hangschutt. Über nacktem Fels oder auf Halden aus Abtragungsschutt ist die Bodenbildung nicht über Syrosem oder Syrosem-Rendzinen hinausgegangen.

Auf den holozänen Abschwemmmassen in Mulden, Dolinen und Trockentälern sind Kolluvien entstanden, siehe Abb. 60. Sie liegen teilweise auf vorher gebildeten Parabraunerden. Staunässe liegt selten vor. Auf den Auenlehmen, -kalken und -tonen in den wenigen Flusstälern der Alb bildeten sich Bodengesellschaften, die abhängig vom Grundwasserstand sind: es handelt sich überwiegend um Braune Auenböden (Grundwasser unter der Flur) oder Auengleye (Grundwasser nahe Flur); selten kommen noch Naß- und Anmoorgleye (Grundwasser auf der Flur) vor.

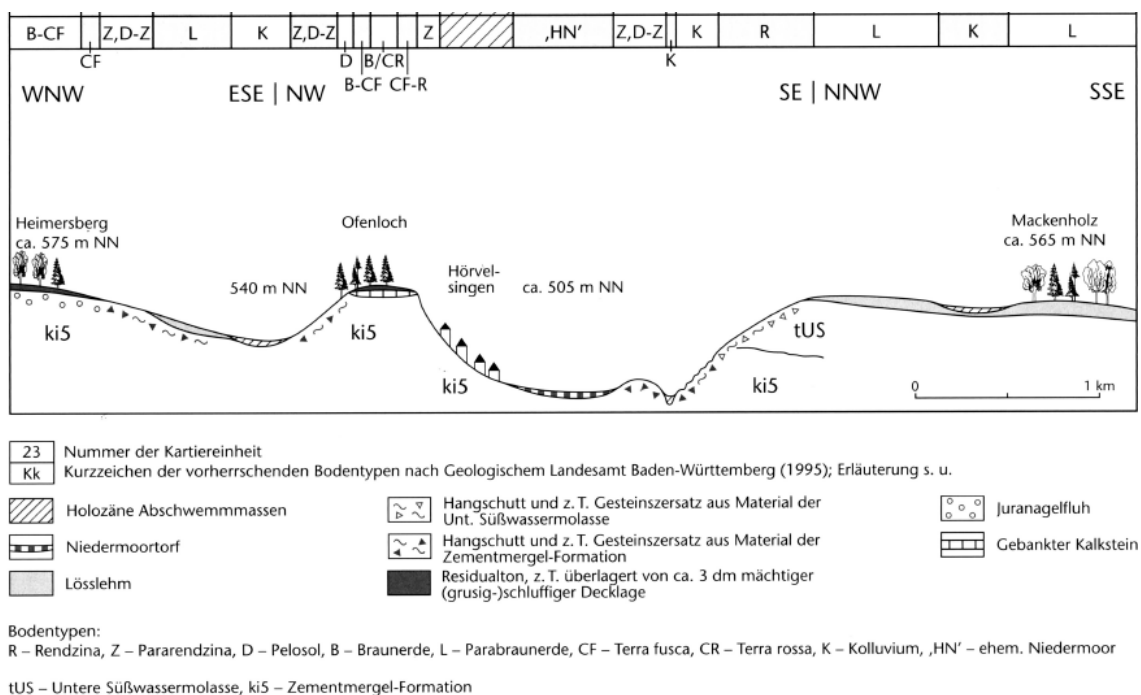


Abb. 60: Bodengesellschaften der östlichen Flämenalb, aus /KÖS06/

Musterprofile dieser Bodengesellschaften werden in /KRA00/ und /KÖS06/ dargelegt, erläutert und die relevanten Eigenschaften aufgeführt.

Flussniederung der Donau

Als Ausgangsmaterial (Substrate) für Bodenbildungen dominieren tonige und sandige Sedimente der Unteren Süßwassermolasse, Kalkschotter und Kiese jungpleistozäner Schotterterrassen sowie Deckschichten aus Löss bzw. Lösslehm von unterschiedlicher Mächtigkeit und Genese. In der subrezentem Flussaue kommen lehmig-schluffige und kiesig-sandige Auensedimente, Niedermoore und darüber hinaus holozäne Schwemmmassen vor.

Auf der tertiären Molasse – westlich von Ulm, siehe Abb. 41 – sind mittel- bis flachgründige Böden auf Solifluktsdecken und Fließerden verbreitet. Die Fließerden sind mehrgliedrig und umfassen Basis-, Mittel- und Decklage, wenn die Profile nicht verkürzt sind. Die Bodenprofile sind jedoch oft erodiert und mindestens um 30 % verkürzt. Die Fließerden der Basislage und der Mittellage sind teilweise abgetragen. Sie werden von einer Decklage überdeckt, die teilweise oder vollständig aus Lösslehm besteht.

Die Bodenentwicklungen sind denen auf der Flächenalb ähnlich, da hier auch kalkige und mergelige Substrate vorliegen. Verbreitet sind Decklagen aus Lösslehm, die auf Basis- und Mittellagen aus grusigen Mergeln oder Kalken aufliegen. Die Bodengesellschaften aus Parabraunerden sind weit verbreitet. Die Bodengesellschaften enthalten Terra fusca-Parabraunerden bzw. Pelosol-Parabraunerden, wenn noch lehmige bzw. tonige Fließerden als Mittel- und Basislage vorliegen. Die Böden auf sandige Fließerden sind hier oft pseudovergleyt, weil auch keine Drainage des Oberflächenwassers erfolgt. In den Mulden und Senken mit Grundwassereinfluss entwickelten sich Bodengesellschaften mit zusätzlich Pseudogley-Braunerden und Pseudogley, sofern tonige Mittel- und Basislagen unter Stauwassereinfluss stehen. Diese Bodengesellschaften mit Gleyen sind nicht selten. Auf den holozänen Abschwemmmassen sind Kolluvien entstanden.

Bei fehlender Überdeckung mit Löss bzw. Lösslehm prägen die Ausgangsgesteine die Bodenbildungen. Diese Bodengesellschaften sind weniger verbreitet. An Hängen und Hügeln bildeten sich Bodengesellschaften aus flachgründigen Rendzinen und Braunerde-Rendzinen über Abtragungsschutt. Bei Mittel- und Basislagen aus lehmigen Substraten haben sich Bodengesellschaften mit Terra fusca entwickelt. Sofern tonige Mittel- und Basislagen vorliegen, haben sich Bodengesellschaften mit mittel- bis tiefgründigen Pelosolen gebildet.

Im Donauried sind unterschiedliche Bodenentwicklungen zu unterscheiden: zum einen semiterrestrische Entwicklungen, die für das Donauried charakteristisch sind, und terrestrische Entwicklungen, die vor allem in den Randbereichen des Rieds vorkommen. Die semiterrestrischen Böden wurden unter dem Einfluss von Grundwasser gebildet und zeichnen sich durch Anreicherungen von organischer Substanz (Humus) aus. Je nach Grundwasserstand herrschte zeitweise vollständige Wassersättigung bis in den Oberboden, wodurch der mikrobielle Abbau von organischer Substanz aufgrund von Sauerstoffmangel stark eingeschränkt war oder völlig zum Erliegen kam (Moorbildung). Die semiterrestrischen Entwicklungen zeichnen sich durch aufsteigendes Bodenwasser aus, die terrestrischen Entwicklungen sind dagegen durch versickerndes Bodenwasser gekennzeichnet. In terrestrischen Böden werden dadurch Lösungs- und Verlagerungsprozesse ausgelöst, die Entkalkung, Verbraunung und Tonverlagerung (Lessivierung) hervorrufen.

Dies ist abhängig davon, ob der Grundwasserspiegel den Oberboden erreicht oder nicht. Auf Auenlehmen bilden sich humose Gleye. Dort wo Auenlehme ausgeräumt wurden, sind reliktsche Gleye über sandigem Kies oder Schwemmschutt entstanden. Die humosen Gleye sind durch variierende Humusgehalte ($> 20\%$ bis $< 10\%$) im Oberboden gekennzeichnet. Es kommen aber auch kalkreiche Braune Auenböden (Vega) und Auenpseudogleye vor. Die Bodenbildung erfolgte unter Gleybedingungen vor der Donaubegradigung (hohe Humusgehalte). Der Stauwassereinfluss ist auf die Ablagerung rezenter Auenlehme nach der Donaubegradigung zurückzuführen. In der rezenten Aue der Donau (Donaugrieß) und der Nebenflüsse kommen auch Braune Auenböden vor.

Großflächige Moore gibt es gegenwärtig östlich von Langenau, jenseits der Nau. Es sind kalkreiche, tiefgründige Niedermoores. Sie sind im Oberboden stark vererdet und weisen Humusgehalte $< 30\%$ auf. Aufgrund der eindringenden Karstwässer bilden sich im Oberboden die Wiesenkalke, wodurch die Niedermoores kalkreich und humusarm sind.

Musterprofile dieser Bodengesellschaften werden in /KÖS06/ dargelegt, erläutert und die relevanten Eigenschaften aufgeführt.

Schotterfluren (Tertiärhügelland)

Als Ausgangsmaterial (Substrate) für die Bodenbildungen in den Schotterfluren des Tertiärhügellandes dominieren kalkhaltigen Kiese und Sande der Schotterfluren und deren Deckschichten aus Lösslehm unterschiedlicher Mächtigkeit und Genese. In den Tälern kommen lehmige, schluffige und kiesig-sandige Auensedimente sowie auch Niedermoores vor.

Die pleistozänen Schotterfluren der Iller-Lech-Schotterplatte sind fast vollständig von Löss bzw. Lösslehm überdeckt, so dass vorwiegend kalkige und mergelige Substrate vorliegen. Es sind daher Bodengesellschaften aus Braunerden und Parabraunerden entstanden, die weitgehend mit denen auf der Lössbedeckten Flächenalb übereinstimmen (siehe oben). Aufgrund von Staunässe kommen hier auch Bodengesellschaften mit Pseudogley vor.

In den Flusstälern bildeten sich auf Auenlehmen, -kalken und -tonen sehr komplexe Bodengesellschaften, abhängig von Erosionsrelief, Substrat und Grundwasserstand. Es handelt sich vorwiegend um Braunen Auenboden (Vega), wenn das Grundwasser unter der Flur steht, sowie um Auengleye, wenn das Grundwasser nahe der Flur steht. Auf den Niedermoores im unteren Iller- und Rißtal bildeten sich vorwiegend Anmoor- und Naßgleye.

Musterprofile dieser Bodengesellschaften werden in /FAH01/ dargelegt, erläutert und die relevanten Eigenschaften aufgeführt.

4.1.7 Vegetation und Fauna

In der Referenzregion werden die Vegetation und ihre Wachstumsphase nicht durch die Niederschläge bestimmt, die das Jahr über ziemlich ausgeglichen fallen. In der Karstlandschaft der Alb fließt das Wasser jedoch schnell ab. Unter naturnahen Bedingungen würden sich hier Wälder ausbreiten, ausgenommen auf den Kalkklippen der Karstlandschaft. Naturnahe Wälder beständen aus sommergrünen Laubwäldern oder Mischwäldern. Ihr Mineralstoffkreislauf ist relativ kurz und umsatzstark, da die Nährstoffaufnahme im Frühjahr und Sommer erfolgt und schon im Herbst ein großer Teil davon als Streu zu Boden fällt und relativ schnell (in wenigen Jahren) zersetzt wird. Deshalb ist die Streuauflage zwar gering, der Humusgehalt der Oberböden aber hoch.

In der Karstlandschaft der mittleren und östlichen Flächenalb kommen neben großen Ackerflächen, Kalkmagerrasen, Hecken und Gebüsche, wärmeliebende Wälder mit Trockengebüsch und Gehölzstreifen vor. Es gibt auch große Weideflächen, sowohl bewirtschaftet als auch zeitweise brach liegend (Wanderschäferei). Neben extensiv genutztem Grünland kommen auch Streuobstwiesen vor. Die naturnahen Laubwälder bestehen vorwiegend aus Buchenbeständen. Gegenwärtig ist weniger als ein Drittel der mittleren und östlichen Flächenalb bewaldet. Es handelt sich selten um naturnahe Laubwälder, häufiger kommen Fichten- und Kiefernwälder und Mischwälder zu etwa gleichen Anteilen vor /www10i/. Der Anteil naturnaher Buchenwälder nimmt jedoch wieder zu.

In der Hügellandschaft der Iller-Lech-Platte kommen vor allem Ackerflächen vor. Der Anteil der Ackerflächen ist im nördlichen Teil des Gebietes (an der unteren Riß) am größten und nimmt von Nordwesten nach Südosten ab. An der unteren Riß kommen neben den Äckern häufiger Hecken und Gebüsche, Gehölzstreifen und Schilfflächen (Röhrichte) vor, weniger häufig naturnahe Auen- und Uferwälder. An der unteren Iller ist der Anteil naturnaher Auen- und Uferwälder und Röhrichte größer, da es weniger Ackerflächen mit Gehölzstreifen gibt. Im Hügelland gibt es vorwiegend Hecken und Gebüsche, Gehölzstreifen und wärmeliebende Laubmischwälder. Unter naturnahen Bedingungen entwickeln sich Buchen-Tannen-Fichtenwälder (hohe Lagen) sowie Buchen-Eichenwälder mit Tannen und Hainsimsen-Buchenwälder (Hanglagen) /www10i/. Mehr als die Hälfte des Hügellandes der Iller-Lech-Platte ist bewaldet. Es handelt sich um naturnahe Laubwälder aber auch um Fichten- und Kiefernwälder. Der Anteil naturnaher Wälder nimmt auch hier zu.

In der Flussniederung der Donau und in den Mündungsgebieten der Nebenflüsse ist der Eingriff des Menschen dominant. Neben versiegelten Flächen, die einen relativ großen Anteil ausmachen, dominieren hier Acker- und Weideflächen auf mehr als zwei Drittel der Fläche. Naturnahe Niedermoore sowie Laub-, Ufer- und Auenwälder sind stark zurück gedrängt. Aufgrund der Grundwasserabsenkung in den Flusstälern sind auch die naturnahen Moorflächen im Donauried heute gering. /www10i/. Neben den versiegelten und intensiv bewirtschafteten Flächen kommen daher vor allem Hecken und Gebüsche, Gräben, Röhrichte sowie Fett- und Feuchtwiesen vor.

4.1.8 Bewirtschaftung

Wassergewinnung

In der Ostalb werden > 50 Millionen m³ Karstgrundwasser aus dem Malm entnommen, davon > 45 Millionen m³ für Trinkwasser /PLU02/, /PLU08/. Dazu werden im westlichen Teil des Donaurieds (Baden-Württemberg) weitere 35 Millionen m³ Grundwasser aus den quartären Schottern im Donauried gefördert, die dem Karstgrundwasserleiter entstammen. Insgesamt wird etwa ein Fünftel des Grundwasserdargebots der Region entnommen, wobei die Wasserentnahme ansteigt. Die Trinkwässer werden überregional genutzt.

Im gesamten Alpenvorland gibt es Tiefbohrungen auf das Tiefengrundwasser unter der Molasse /SCH06/. Die Tiefengrundwässer im Malm werden weder als Trinkwasser noch als Tränk- und Beregnungswasser in der Landwirtschaft kommerziell genutzt, sondern nur als Mineral- und Thermalwässer.

Die Grundwässer aus alluvialen Talaquiferen der Donau und südlichen Nebenflüsse sind in der Referenzregion von regionaler Bedeutung /PLU08/. Sie werden dann als Trink- und Brauchwasser in der Landwirtschaft genutzt.

Die Grundwässer aus der Molasse und den Schotterfeldern sind in der Referenzregion von lokaler Bedeutung /PLU08/. Sie werden nur untergeordnet als Trink- und Brauchwasser genutzt.

Landwirtschaftliche Nutzung

Die Landnutzung des Gebietes hängt wesentlich von klimatischen Verhältnissen und Bodeneigenschaften ab, die sich aus den Substraten und dem Wasserhaushalt bzw. Grundwasserstand ergeben. Durch die landwirtschaftliche Nutzung greift der Mensch in die natürliche Landschaft und die Bodeneigenschaften ein. So sind, beispielsweise in den Flussniederungen, Auen und Moore durch hohe Grundwasserstände und/oder Staunässe sowie Überflutungen geprägt. Die natürlichen Grundwasserstände sind in der Referenzregion Süd jedoch abgesenkt, so dass die Moore und Gleyböden (mit Staunässe) verschwinden. Wegen hoher Bodenfruchtbarkeit der Flussauen werden diese intensiv genutzt, wobei gegenwärtig die Nutzung als Grünland mit Weidewirtschaft nach und nach die Nutzung durch Ackerbau verdrängt.

In der Referenzregion werden Getreide, Hackfrüchte und Futter in unterschiedlichen Fruchtfolgen angebaut, und Viehhaltung betrieben. Die häufigsten Getreidearten sind Weizen, Gerste, Hafer und Mais. Zu den häufig angebauten Hackfrüchten zählen die Kartoffeln, Zuckerrüben und Feldgemüse. Der Futteranbau umfasst vor allem Klee und Luzerne, untergeordnet Futterrüben. In der Viehwirtschaft werden vor allem Schafe und Rinder gehalten.

Alb

Die Flächen der mittleren und östlichen Flächenalb werden auch heute noch größtenteils für den Ackerbau genutzt. Während auf der mittleren Flächenalb die Flächen einer Mischnutzung aus Acker und Grünland (Weide) zu etwa gleichen Anteilen unterliegen, dominieren auf der östlichen Flächenalb die Ackerflächen. Das Grünland befindet sich vor allem auf Rendzina und Pararendzinen sowie die Äcker auf Parabraunerden und Terra fuscen. Auf den Ackerflächen wird zu etwa zwei Drittel Getreide (Weizen, Sommergerste, Hafer) und Futterpflanzen angebaut, Hackfrüchte werden selten kultiviert. Das Ackerland wird auf der Flächenalb größtenteils nicht bewässert.

Auf den Weideflächen der Flächenalb (Kalkmagerrasen) wird vor allem Schafzucht betrieben. Die Wanderschäfferei nimmt wieder zu. Mit der Mechanisierung und Intensivierung des Ackerbaus setzte eine Vergrünlandung auf der Flächenalb ein. Das bedeutet, dass ehemalige Ackerflächen heute für die Weidewirtschaft genutzt werden. Die lange Zeit zur Schafbeweidung genutzten, degradierten Weideflächen werden entweder aufgeforstet oder verfallen der Sukzession. Gegenwärtig setzt sich diese „Flurbereinigung“ auf der Alb fort und die extensive Nutzung des Grünlandes nimmt wieder zu.

Tertiärhügelland

Die fruchtbaren Böden in den Talniederungen südlich der Alb werden vorwiegend für den Ackerbau genutzt und sind daher stark entwaldet. Naturnahe Wälder fehlen hier fast völlig, ausgenommen einiger geringer Flächen, die von Auen- und Uferwäldern eingenommen werden. In den rezenten Flussauen gibt es überwiegend Grünland. Im Hügelland werden die tieferen Lagen sowohl Ackerflächen als auch Grünland genutzt. Als repräsentatives Beispiel ist die Flächennutzung in den Landkreisen Neu-Ulm und Günzburg (östlich der Iller) hier dargelegt. Im Jahr 1999 betrug die landwirtschaftliche Nutzfläche etwa 525.000 ha, wovon etwa 45% auf Ackerland entfielen /BAY99/. Angebaut wurden vor allem Kartoffeln (30%), Zuckerrüben (25%) und Mais (20%), siehe Abb. 62. Die Grünland wurde nahezu gleichmäßig für den Anbau von Futterpflanzen, wie Klee und Klee gras, Luzern und Feldgras, sowie für Dauerriesen und Mähweiden (je 20%) genutzt, siehe Abb. 63.

Westlich der Iller, im Iller-Riß-Gebiet, entfallen heute mehr als zwei Drittel der Fläche auf Ackerland. Angebaut werden vor allem Hackfrüchte, Kartoffeln, Weizen und Mais. Die Flussauen werden auch hier als Grünland genutzt, bevorzugt für den Anbau von Futterpflanzen.

Die höheren Terrassen des Hügellandes sind von Wirtschaftswäldern bewachsen, da pseudovergleyte Böden ungünstige Eigenschaften für die landwirtschaftliche Nutzung aufweisen.

Günzburg Feldfrüchte

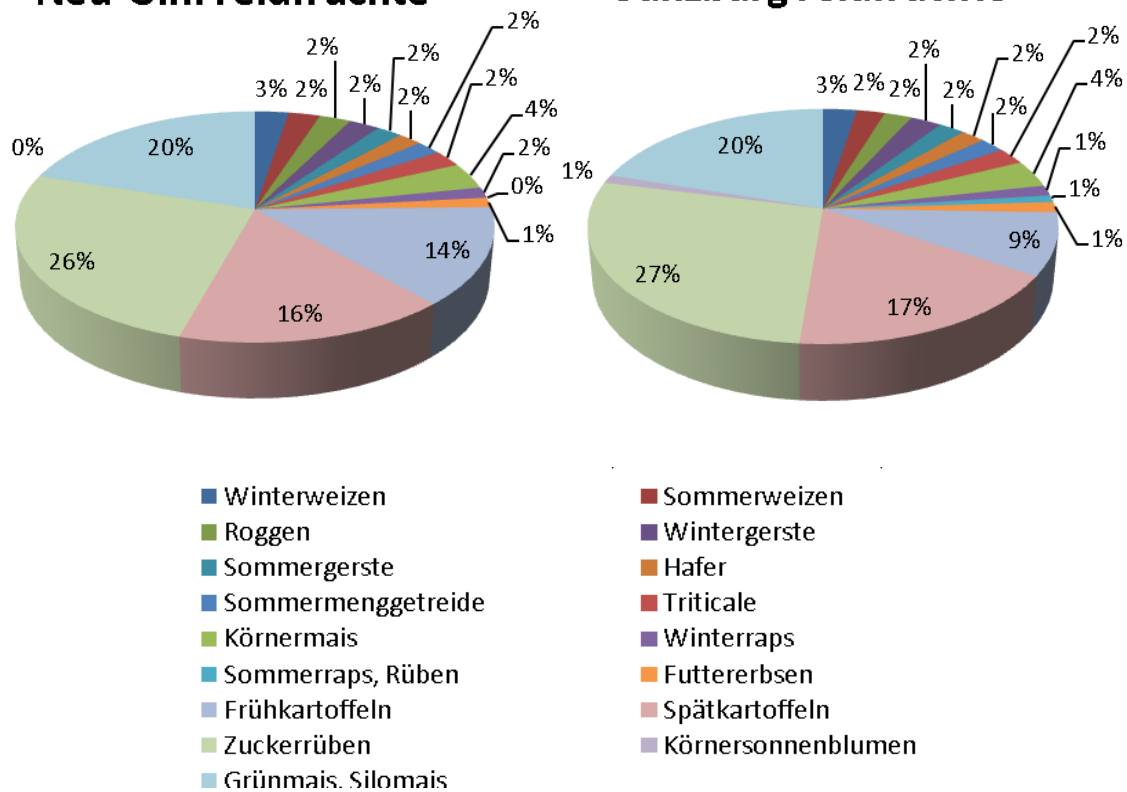


Abb. 62: Ackerbauliche Nutzung im südlichen Teil der Referenzregion im Jahr 2009
/BAY09/

Neu-Ulm Grünlandnutzung Günzburg Grünlandnutzung

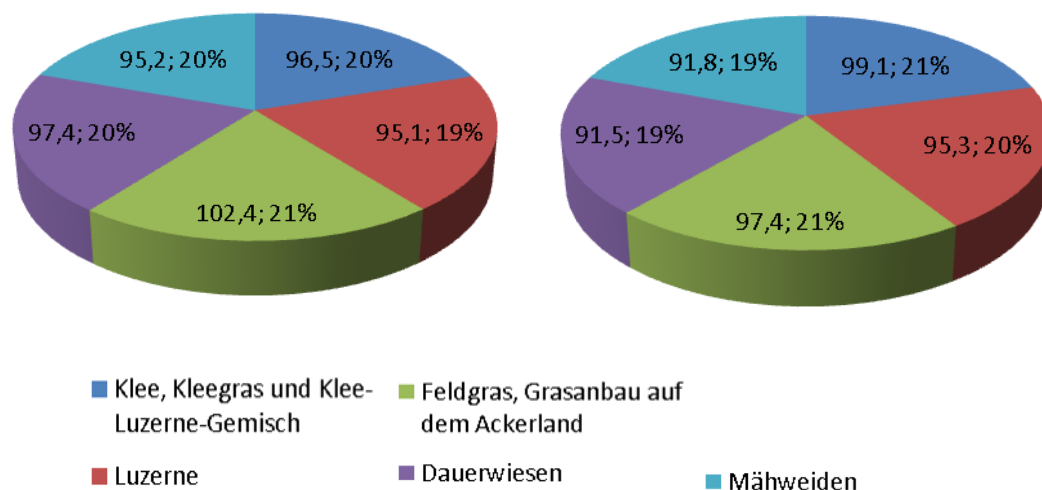


Abb. 63: Grünlandnutzung im südlichen Teil der Referenzregion im Jahr 2009, aus /BAY09/

Forstwirtschaftliche Nutzung

Die natürlichen Wälder sind durch den menschlichen Einfluss nahezu vollständig zerstört. Auf nicht besiedelten Flächen, sind sie durch Wirtschaftswälder ersetzt worden. Diese mäßig artenreiche sommergrünen Laub- und Mischwälder befinden sich daher meist auf für andere Nutzungsarten ungünstigen Standorten, wie z. B. bei steilen und damit schwer zu erreichenden Hängen und bei ungünstigen Bodenverhältnissen.

In der Referenzregion gibt es wenige naturnahe Wälder, die größtenteils geschützt werden und somit keiner intensiven Nutzung unterliegen. Die monotonen Nadelwälder aus Fichten- und Kieferbeständen sowie die Mischwälder mit schnell wachsenden Laubbäumen werden teilweise intensiv bewirtschaftet.

Die forstwirtschaftliche Nutzung der Wälder in der Referenzregion hat keine regionale Bedeutung. Es gibt kleine holzverarbeitende Betriebe sowie Einschlag von Bau- und Brennholz.

4.2 Naturraumentwicklung im Quartär

4.2.1 Geomorphologie

Seit dem Miozän unterlag das Schichtstufenland (Schwäbische Alb) und das nördliche Alpenvorland einer regional unterschiedlich starken Hebung. Die Referenzregion ist heute jedoch kein Erosionsgebiet; die während des Holozäns erodierten und abtransportierten Gesteinsvolumina sind deutlich geringer als die akkumulierten fluviatilen und äolischen Sedimente /BEN95/.

Die quartäre Entwicklungsgeschichte der Referenzregion wurde seit dem Pleistozän der Biber-Kaltzeit durch den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten („Icehouse“) geprägt siehe auch Tab. 10. Die Kaltzeiten enthielten Gletschervorstöße aus den Alpen in das nördliche Vorland, welche die Schwäbische Alb jedoch nicht erreichten. Die weitesten Entfernungen der Gletscher vom heutigen Alpenrand betrugen 60 bis 70 km. Die Mächtigkeit und das Vordringen der Alpengletscher variierten, im westlichen Vorland drangen die Gletscher während des mittleren Pleistozäns (Riß-Glazial) am weitesten vor, im östlichen Alpenvorland während des älteren Pleistozäns (Günz-Glazial). Die Vorlandgletscher der Alpen erreichten die Referenzregion selbst bei ihrem weitesten Vordringen nicht, siehe Abb. 64.

Nördlich des Donautals auf der Schwäbischen Alb prägten die Frostverwitterung, die Gesteinsverlagerung und die fluviale Ablagerung während der Kaltzeiten sowie die Verkarstung und die fluviale Ablagerung während der Warmzeiten die Morphogenese. Südlich des Donautals, insbesondere im Gebiet der Iller-Lech-Schotterplatte, prägen die Schmelzwasseraufschüttungen (Schotterfluren) der Alpengletscher die Landschaft. Die Alpengletscher erreichten aber auch die Iller-Lech-Platte nicht. Daher bestimmen periglaziale Phänomene die pleistozäne Entwicklung. Die Schotterfelder wurde durch

--- Max. Eisgrenze der Rißzeit
 ■■■ Moränen der Rißzeit
 --- Moränen der Würmzeit

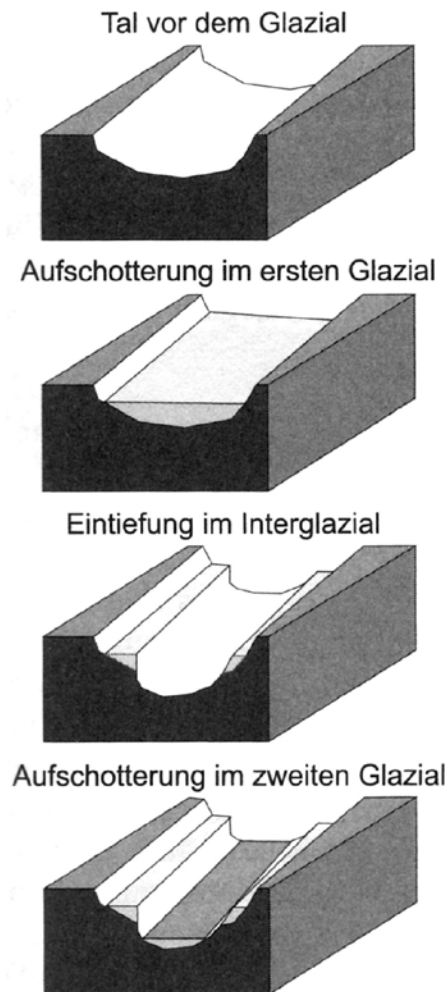


Abb. 65: Entstehung der pleistozänen Terrassenlandschaft im Gebiet der Iller-Lech-Schotterplatte

Im Iller-Lech-Gebiet wurden durch die wiederkehrende Abfolge dieser Prozesse die Schotterfluren von Glazial zu Glazial auf einem tieferen Talniveau abgelagert. Die ältesten Schotterablagerungen befinden sich demnach auf hohen Ebenen bzw. Riedeln und Kuppen, dazwischen eingeschachtelt sind die jüngeren Schotterterrassen und die jüngsten Talschotter, siehe Abb. 66. Atpleistozäne Schotterfluren sind heute nur noch als isolierte Erosionsreste vorhanden. Mittel- und jungpleistozäne Schotter bildeten in Gletschernähe große aufgeschüttete Schotterfluren, in größerer Entfernung von den Gletschern – wie auf der Iller-Lech-Platte – an Schmelzwasserrinnen bzw. Flusstäler gebundene Schotterterrassen. In Flussniederungen liegen mittel- und jungpleistozäne Ablagerungen des Riß-Würm-Komplexes als Schotterterrassen an den Talrändern vor, siehe Abb. 41.

³⁹ Im Vergleich zur norddeutschen Tiefebene gibt es im nördlichen Alpenvorland keine Urstromtäler.

Die Abflussgeschwindigkeit der Schmelzwässer nahm wegen der sich verbreiternden Fließquerschnitte der Täler mit der Entfernung von den Gletschern sowie durch sich verringernde Schmelzwassermengen ab, wodurch auch die Transportkraft der Flüsse nachließ. Die Folgen waren zunehmendes Eintiefen und Mäandrieren am Ober- und Mittellauf der Flüsse und verstärkte Ablagerung am Unterlauf. Dadurch, dass sich die Flussläufe nicht veränderten, haben sich die Flüsse immer tiefer in die Schotterfluren eingeschnitten. Des Weiteren erfolgte eine korngößenabhängige Ablagerung der mitgeführten Sedimente. In der Nähe der Gletscher wurden zunächst Kies, Schotter und Grobsand in mächtigen Deckschichten abgelagert, in größerer Entfernung die feinkörnigen Sedimente.

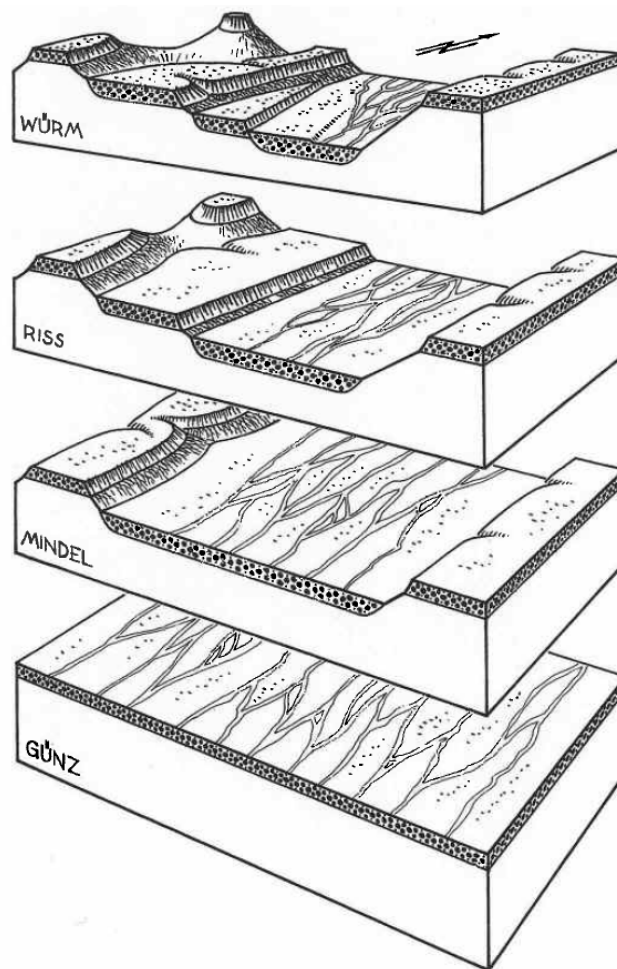


Abb. 66: Entwicklung der Terrassenlandschaft und Flussläufe während des Quartär im Iller-Lech-Gebiet, aus /BEN95/

Im Vorland der Gletscher wirkten sich die periglazialen Prozesse aus, insbesondere der Permafrostboden (vgl. Kap. 4.1.1). Es wird unterschieden zwischen

- kontinuierlichem Permafrost mit nur wenigen ungefrorenen Gebieten (Taliki),
- diskontinuierlichem Permafrost, der bei Temperaturanstieg sehr schnell auf-taut, oder

sporadischem Permafrost mit weniger als 50 % gefrorenen Boden.

Bei Permafrostbedingungen sind Frostverwitterung, Solifluktion und Kryoturbation die bestimmenden Prozesse. Infolge dessen sind die Flusstäler durch asymmetrische Formen gekennzeichnet, siehe Abb. 67. Die Schattenhänge wurden durch verstärkte Seitenerosion versteilt und unterschritten, Sonnenhänge durch intensive Solifluktion verflacht.

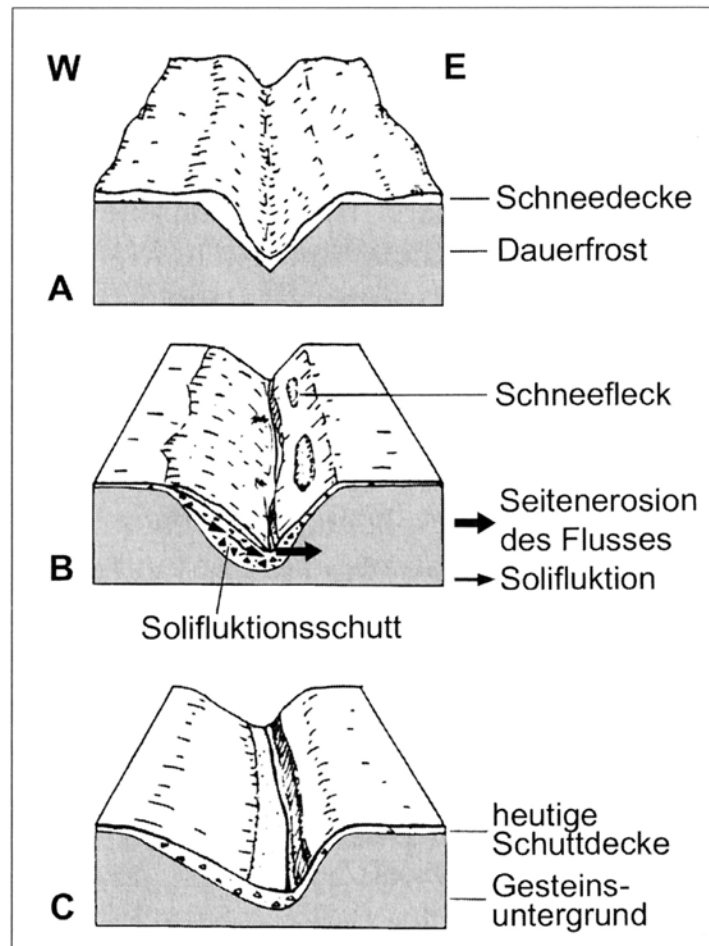


Abb. 67: Genese der asymmetrischen Flusstäler im nördlichen Alpenvorland

Die Entwicklungen während des letzten Glazials (Würm-Zeit) sind am besten bekannt: während des Frühglazials lagen höhere Temperaturen vor (siehe unten). Außerdem wird angenommen, dass die Gebiete noch mit Schnee und Vegetation bedeckt waren, so dass sporadischer Permafrost vorlag. In dieser Zeit kam es verstärkt zur Bildung von Solifluktionsdecken und zu deren Überprägung durch Kryoturbation. Mit dem Übergang zum Hochglazial ist von diskontinuierlichen Permafrostböden auszugehen, kontinuierlicher Permafrostböden fällt ausschließlich in das Hochglazial /KEL04/. In der Würm-Kaltzeit begann das Hochglazial vor etwa 25 000 Jahren und endete vor 15 000 Jahren. Es bildete sich ein weitgehend kontinuierlicher Permafrost in der gesamten Referenzregion aus. Es muss davon ausgegangen werden, dass auch während der Stadiale ein kontinuierlicher Permafrost – wenn auch mit geringerer Mächtigkeit – vorlag.

Der Permafrost drang zeitweise über 100 m in die Böden und Sedimente ein und dauerte einige tausende Jahre an. Während des Spätglazials gab es nur noch diskontinuierlichen Permafrost.

Aufgrund der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen bildete sich auch über permanent gefrorenen Böden bzw. Sedimenten in den wärmeren Sommermonaten eine Auftauschicht von wenigen Metern /KEL04/. Das temporäre Auftauen reichte auf der Schwäbischen Alb jedoch nicht aus, so dass die Niederschlags- und Schmelzwässer im relevanten Ausmaß versickern oder versinken konnten. Daher kam während des Glazials die Verkarstung der Jurakalke zum Erliegen. Aufgrund deutlich niedrigerer Karstwasserspiegel versiegten die Karstquellen. Taliki, d. h. keine Permafrostböden und keine gefrorenen Sedimentablagerungen gab es ausschließlich im nahen Umfeld der Donauniederung.

Neben glazifluvialen Prozessen der Erosion und Sedimentation waren auch äolische Prozesse von Bedeutung. Das Vorland der Gletscher war aufgrund der (sub)polaren Temperaturen vegetationsfrei. Infolge dessen konnten die kalten Fallwinde vor den Gletschern feinkörniges Material aus den Schotterablagerungen ausblasen. Größere Fraktionen wurden gletschernah wieder abgelagert. Feineres Material wurde weiter transportiert und dort abgesetzt, wo der Wind nachließ oder Relief bzw. Vegetation Hindernisse bildeten. Im nördlichen Alpenvorland wurde kalkreiches Material aus den Schotterfluren und -terrassen ausgeblasen. Es kam zu großflächigen und mächtigen Ablagerungen von Löss; Ablagerungen von Flugsanden waren in der Referenzregion untergeordnet. Da die geochemische Zusammensetzung des erodierten Materials auf die äolischen Ablagerungen übertragen wird, sind Löss und Lösslehm in der Referenzregion Süd kalkreich⁴⁰. Der Löss wurde in den nachfolgenden Kaltzeiten umgelagert und/oder abgetragen, so dass heute nur noch Löss bzw. Lösslehm aus der Würm-Zeit an der Erdoberfläche vorliegt. Die Lössbedeckung war im Spätwürm bzw. Frühholozän flächendeckend und zumeist zwischen 1 und 3 m mächtig. Faziesunterschiede in den würmzeitlichen Lössprofilen lassen den Klimawechsel vom Früh- zum Hochglazial und vom ausgehenden Hochglazial zum Spätglazial erkennen. Die spätwürmzeitliche und holozänen Ablagerungen weisen keine Lössbedeckungen auf.

Die Interglaziale haben kaum Spuren in der Landschaft hinterlassen /BEN95/, siehe Tab. 10. Da die Erdoberfläche während des Interglazials mit Vegetation bedeckt war, verloren die physikalischen Erosions- und Sedimentationsprozesse an Bedeutung. Dafür setzten chemische Verwitterungsprozesse ein und es bildeten sich Böden. Die Schotterterrassen aus der Riß-Zeit sind etwa 2,5 m tief verwittert, die der Würm-Zeit nur etwa 1 m tief. Die Bodenbildungen erfolgten mit relativ hoher Intensität /JER90/, /SCH92/.

⁴⁰ Im Vergleich dazu sind die Lössablagerungen in der norddeutschen Tiefebene zumeist kalkarm oder kalkfrei.

Auf der Schwäbischen Alb unterlagen die Jurakalke wieder der Verkarstung, weil durch das Auftauen der Dauerfrostböden und der Auflockerungszonen das Wasser erneut in die Kalksteinformation und den tiefen Untergrund eindringen konnte. Aufgrund des ansteigenden Karstwasserspiegels schütteten auch Karstquellen wieder. Diese Quellen befanden sich eventuell auf einem anderen Niveau, falls sich das Erosionsniveau der Vorfluter während des Glazials durch Aufschotterung oder Abtragung der Alluvionen verändert hatte.

Tab. 10: Auszug quartärer Ablagerungen im Alpenvorland (Iller-Lech-Schotterplatte), aus /BEN95/

Periode	Glazial	Schotterfluren	Flusstäler	Deckschichten
Holozän		Schwemmfächer, Schuttkegel	Schwemmfächer, Auensedimente, Flusskiese	junger Löss, Böden
Jung-pleistozän	Würm-Glazial	Hangschutt, Fließerden	Niederterrassen (Schotter)	Löss, Lösslehm, Schwemmlöss
	Riß-Würm-Interglazial		Schieferkohle, Torf	Böden
Mittel-pleistozän	Riß-Glazial	Hangschutt, Fließerden	Hochterrassen (Schotter)	Löss, Lösslehm, Decklehm
	Mindel-Riß-Interglazial		Schieferkohle	Böden
Alt-pleistozän	Mindel-Haslach-Glazial	Fließerden	Jüngere Deckenschotter, Rinnenschotter	Lösslehm, Decklehm
	Günz-Mindel-Interglazial		Schieferkohle	Böden
	Günz-Glazial	Fließerden	Ältere Deckenschotter	Lösslehm, Decklehm
	Donau-Günz-Interglazial			Böden
Ältest-pleistozän	Donau-Glazial		Deckschotter	Fließlehm
	Biber-Glazial		Älteste Deckschotter	

Im letzten Glazial (Würm-Zeit) und im derzeitigen Interglazial des Holozän wurden das ursprünglich lebhafte Relief vorheriger Glaziale durch Erosion, periglazial-solifluidale Umlagerungen und aufgewehrte Deckschichten verwischt bzw. überprägt. Ablagerungen vorheriger Interglaziale wurden abgetragen oder eingeebnet. In den Flusstälern und Seen des nördlichen Alpenvorlandes sind vereinzelt Schieferkohlen, Seekreiden,

Mudden und Paläoböden erhalten geblieben, welche von den Interglazialen zeugen /JER90/, /SCH92/.

Die Entwicklungsgeschichte des jungen Quartär (Riß-Würm-Komplex) konnte trotz der würmzeitlichen und holozänen Überprägung weitgehend rekonstruiert werden /BEN95/. Im nördlichen Alpenvorland gab es nach dem Holstein-Interglazial zwei bedeutende Glaziale – Riß- und Würm-Glaziale – mit mehreren Eisvorstößen, zwischen denen Interglaziale mit günstigen Klimabedingungen einsetzten, vgl. Kap. 4.1.1. Das Riß-Glazial ist durch drei große Eisvorstöße gekennzeichnet, die durch wärmere Perioden unterbrochen wurden. Nach dem Eem-Interglazial setzte das Würm-Glazial ein, siehe Kap. 4.2.3.

Die Auswirkungen des derzeitigen Interglazials (Holozän) sind vergleichsweise gering. Es herrschte weitgehend Formungsruhe und Bodenbildung vor, bevor der Mensch in die Naturlandschaft eingriff.

4.2.2 Hebung und Senkung

Die quartären Ablagerungen sind nicht nur die Folge sich verändernder klimatischer Bedingungen im Wechsel von Kalt- und Warmzeiten sondern auch einer periodischen endogenen Dynamik, wobei sich klimatische und dynamische Effekte örtlich und zeitlich überlagern /BEN95/. Ein Abbild dessen zeigen die Streuschotter der Ur-Donau, die seit dem Pliozän abgelagert wurden und sich heute bis zu 250 m oberhalb des Flussbetts der Donau befinden. Nach der Ablagerung der tertiären Molasse, die in westliche Richtungen geschüttet wurde, bildete sich das entgegengesetzt gerichtete Stromsystem der Ur-Donau aus, so dass der Beginn der großräumigen Schollenkipfung der Albtafel zeitlich eingegrenzt werden kann. Relikte des alten Stromsystems finden sich in den pliozänen Streuschottern der Ur-Donau, in denen die Grenze zwischen Tertiär und Quartär angenommen wird /VIL03/.

Die stetige Verlagerung des Flusslaufes der Ur-Donau nach Süden (siehe unten) und die schnelle Eintiefung der Ur-Donau in das Karstplateau deuten auf die anhaltenden Bewegungen der Albtafel während des Quartär hin. Der endogene Einfluss zeigt sich auch durch die sich von westlich auf südwestlich verändernde Schüttungsrichtung der altpleistozänen Schotterfluren, sogenannte „Deckschotter“ und „Deckenschotter“, und in der Diskrepanz zwischen diesen Schüttungsrichtungen und dem heutigen Einfallen der Iller-Riß-Platte. Für diese Bewegungen während des Mittel- und Jungpleistozän, insbesondere während der Riß-Zeit, gibt es Hinweise in der Flussgeschichte der Ur-Donau und in den Schotterfeldern /BEN95/. Isostatische Ausgleichsbewegungen nach einer Vergletscherung erfolgten mit bis zu mehreren 10er Metern pro 1 000 Jahre /KEL04/. Diese Deformationen sind daher in etwa 10 000 Jahren nahezu vollständig ausgeglichen.

Seit dem Holozän liegt in der Referenzregion weitgehende Formungsruhe vor. Es gibt nur geringfügige Absenkungen von höchstens 1 mm pro Jahr.

4.2.3 Klima

Die klimatische Entwicklung war geprägt durch sich häufig wechselnde Warm- und Kaltzeiten. Der Abstand zwischen dem Inlandeis im Norden und den Alpengletschern im Süden betrug während der Hochglaziale nur 300 bis 500 km, vgl. Abb. 4. Deshalb wird angenommen, dass während der Kaltzeiten die Klimabedingungen einer Tundra oder Kaltsteppe vorlagen. In den Warmzeiten lagen gemäßigte Klimabedingungen mit geringen kontinentalen Einflüssen, vergleichbar mit denen der gegenwärtigen Warmzeit, vor.

Über die Klimabedingungen während der quartären Kalt- und Warmzeiten liegen nur wenige gesicherte Kenntnisse für die Referenzregion vor. Das Klima der Warmzeiten ist aufgrund der geringen Entfernung zu den Referenzregionen in Norddeutschland weitgehend mit dem in diesen Regionen vergleichbar, vgl. Kap. 3.2.3. Die Entwicklung der durchschnittlichen globalen Juli-Temperatur zeigt für das Holstein- und Eem-Interglazial das folgende Bild, siehe Abb. 30. Während des Holstein-Interglazial stieg die Temperatur auf bis zu 20°C an. Es kam zu Klimarückschlägen, in denen lediglich 10 bis 15°C erreicht wurden /BER04/. Die jährliche Niederschlagsmenge betrug ca. 700 bis 900 mm. Dagegen war das Eem-Interglazial anfangs durch eine weitgehend ausgeglichene Temperaturentwicklung um etwa 20°C gekennzeichnet, die dann aber allmählich auf mittlere Juli-Temperaturen von nur 15°C fiel und sich stetig – bis zum Beginn der Würm-Kaltzeit – verringerte /BER04/. Die jährliche Niederschlagsmenge betrug vermutlich um die 600 bis 800 mm.

Die Untersuchungen der Vegetationsentwicklung zwischen dem Riß- und Würm-Glazial (entspricht dem Eem-Interglazial) am Samerberg /GRU79a/ und /GRU79b/ bestätigen den Trend einer allmählich abfallenden Temperatur. Nach einer längeren Vegetationsperiode mit wärmeliebenden Laubmischwäldern – insbesondere Eichen- und Haselwälder –, wechselte der Baumbestand über eine Periode mit überwiegend Eiben allmählich zu Wäldern mit Fichten, Tannen und Hainbuchen. Dieses zeigt die allmähliche Temperaturabnahme bei noch gemäßigten Klimabedingungen an. Darauf folgte – vor dem ersten Stadial des Frühwürm – eine Vegetationsperiode mit vor allem Kiefern- und Birkenwälder, die auf kühle Temperaturen hindeuten.

Die letzte Kaltzeit kann aufgrund des rekonstruierten Temperaturverlaufs für die Weichsel-Kaltzeit nach /BER04/ in vier Phasen unterteilt werden, vgl. auch Abb. 31. Die Untersuchungen der Vegetationsentwicklungen am Samerberg /GRU79a/ und /GRU79b/ zeichnen auch diese Entwicklung nach. Die Kiefern- und Birkenwälder der Eem-Warmzeit werden schnell von einer waldlosen Zeit (1. Stadial) abgelöst, welche eine einschneidende Klimaverschlechterung im Frühglazial der Würm-Zeit anzeigt. Nach dieser waldlosen Zeit folgten relativ lange Vegetationsperioden mit Fichten-Tannen-Wäldern mit einer Unterbrechung durch Kiefern-Wälder. Diese Entwicklung wird mit dem Broerup-Interstadial korreliert, das durch einen Klimarückschlag in zwei Stadien unterteilen lässt. Auf eine wiederum lange waldlose Zeit (2. Stadial) folgt eine Vegetationsperiode mit Fichten-Tannen-Wäldern, welche zum Odderade-Interstadial gestellt wird. Die darauffolgende waldlose Zeit (3. Stadial) wird von einer Vegetations-

periode mit Fichten-Kiefern-Wäldern, die dem Dürnten-Interstadial entspricht. Danach folgte eine lange Zeit ohne Wälder, die das Hauptglazial des Würm einschließt. Die Entwicklung zeigt, dass der Klimatrend des Weichsel-Glazials in der norddeutschen Tiefebene nach /BER04/ auf das Würm-Glazial im Alpenvorland übertragbar ist.

Der klimatische Trend nach /BER04/ ging bis zum Hoch-Würm eindeutig zu kälteren Jahresmitteltemperaturen und niedrigeren Niederschlägen, wenn auch durch warme, niederschlagsreiche Perioden unterbrochen. Während des Frühglazials kühlte sich das Klima in wenigen Jahrtausenden schnell ab. Das eigentliche Hochglazial war durch Wechsel kalter und weniger kalter Phasen geprägt. In den kalten Phasen des Hauptglazials fand eine Absenkung der Temperaturen in wenigen Jahrtausenden statt, bis vor etwa 15 000 Jahren die minimalen Jahresmittelwerte der Kaltzeit erreicht wurden. Das Spätglazial dauerte wenige Tausend Jahre und ist durch schnelle und kurzfristige Klimaschwankungen gekennzeichnet. Danach begann das gegenwärtige Interglazial (Holozän); seit dem liegen zumeist gemäßigte Klimabedingungen vor.

Das Hauptglazial der Würm-Zeit mit der Vergletscherung der Alpentäler und des nördlichen Vorlands wird zwischen 22 000 und 18 000 Jahren angenommen /BEN95/. Das Hochglazial dauerte demnach nur wenige Tausende Jahre an. Das Alpenvorland war vor etwa 15 000 Jahren wieder eisfrei, denn die Gletscher hatten sich ziemlich schnell in die Alpentäler zurückgezogen. Der Zeitraum bis zur spürbaren Klimaverbesserung dauerte wahrscheinlich nicht länger als 7 000 Jahre, wobei einige Klimarückschläge (die Tundren-Zeiten) auftraten /BEN95/. Mit der raschen Erwärmung zu Beginn des Postglazials vor etwa 10 000 Jahren haben die Alpengletscher in sehr kurzer Zeit die neuzeitliche Größe angenommen /PAT80/

4.2.4 Hydrologie

Flüsse

Das Flusssystem der Ur-Donau entstand nach der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse, etwa im Pliozän. Sie durchfloss das tertiäre Molassebecken an seinem Nordrand parallel zur Langsachse in West-Ost-Richtung. Seit dem Pliozän bildete sie die Sammelrinne (Hauptvorflut) aller Abflüsse in das nördliche Alpenvorland aus dem Westen, Süden und Norden. Es flossen auch noch größere Wassermengen aus dem Einzugsgebiet der damaligen Aaredonau und des damaligen Alpenrheins zu /VIL03/. Zeugen des alten Flusssystems sind die pliozänen Hoch- und Streuschotter auf der Flächenalb, westlich von Ulm. In der Aneinanderreihung zeichnet diese Schotter die Rinne der Ur-Donau nach, die nördlich des heutigen Flussbetts auf der Flächenalb (nahe der Klifflinie, vgl. Abb. 41) verlief.

Danach verlagerte die Ur-Donau ihren Flusslauf nach Süden in das Blaubeurer Tal⁴¹ (vgl. Abb. 42). Dort befinden sich „Donauschotter“ zwischen 100 und 10 m über dem heutigen Niveau der Blau, was auf einen längeren Bildungszeitraum dieser Schotter hindeutet. Aufgrund der tiefer liegenden Schotterterrassen der Riß-Zeit, werden die höher liegenden „Donauschotter“ in das Altpleistozän gestellt /VIL03/. Die Ur-Donau verlief bis zur Riß-Zeit im Blaubeurer Tal und tiefte sich stetig in das Kalkplateau ein. Einige der heutigen Trockentäler der Alb waren Nebentäler der Ur-Donau, da ihre Oberläufe schwache Gefälle aufweisen und in den Donauschottern auslaufen.

Ihre Mittel- und Unterläufe sind – durch rückschreitende Erosion – steiler eingetieft und erreichen das heutige Donauniveau. Mit zunehmender Heraushebung der Albtafel (siehe oben) musste sich die Donau tiefer in das Kalkplateau einschneiden, um das Erosionsniveau von Ober- und Mittellauf anzugleichen. Dabei verließ die Ur-Donau während der Riß-Zeit das Blaubeurer Tal, verlagerte ihr Flussbett weiter nach Süden und baute ihr heutiges Flussbett an der Nahtstelle zwischen Schwäbischer Alb und Molassebecken.

Die nördlichen Nebentäler der Donau sind im Oberlauf heute trocken. Unterhalb des Gefälleknicks, der die rückschreitende Erosion vom rezenten Donauniveau markiert, befinden sich Karstquellen. Die rückschreitende Erosion erfolgte in den mittel- und jungpleistozänen Kaltzeiten, als der Permafrostboden das Karstsystem verschloss und das Wasser an der Oberfläche abfloss (siehe unten). Durch Absenkung der lokalen Vorfluter auf die Basis des Hauptvorfluters (Donau) veränderte sich das Karstsystem ständig; das betrifft sowohl den Karstwasserspiegel als auch die Stellen, an denen Oberflächenwässer in den Karst versinken und das Karstwasser wieder zu Tage tritt (Quellen). Infolge dessen verlagerten sich die Flüsse und ober- bzw. unterirdische Wasserscheiden im Karst stetig.

Das Einzugsgebiet der Donau wird im Westen und Norden durch den Rhein ständig verringert, ober- und auch unterirdisch. Durch den Einbruch des Oberrheintalgrabens im Eozän erhielt der Rhein eine tiefere Erosionsbasis und ein höheres Erosionsrelief, so dass die Gewässer in südlicher und östlicher Richtung erodieren und somit in das Gebiet der Donau eingreifen. Der Rhein gräbt der Donau nach und nach das Wasser ab.

Östlich von Ulm gibt es auch sichere Anzeichen für die Verlagerung des Flusslaufes der Ur-Donau /VIL03/. Auch hier glitt sie durch die Heraushebung der Albtafel nach Süden ab und schuf einen breiten Ausraumbereich an der Nahtstelle zwischen Alb und Molassebecken. Bis in die Mindel-Zeit hinein floss die Donau in einem weiten Bogen südlich des heutigen Verlaufs. Durch zunehmende Aufschotterung der Niederung durch die südlichen Nebenflüsse, die den Erosionsschutt aus dem Alpenraum nach Norden verfrachteten, verlagerte sich der Verlauf wieder nach Norden. Mit der Zer-

⁴¹ In Blaubeurer Tal entspringen heute die Aach, die zum Rhein entwässert, und die Blau, die in die Donau mündet. Die Wasserscheide bildet eine Begrenzung der Referenzregion nach Westen.

schneidung der Schotterfelder wurde das Erosionsniveau der Donau abgesenkt. Die Folge war eine verstärkte rückschreitende Erosion in den Nebentälern, vor allem auf der Schwäbischen Alb (siehe oben). Seit der Riß-Zeit wurde das Erosionsniveau der Donau und der Nebenflüsse – insbesondere in den Kaltzeiten – durch den Wechsel von Aufschotterung und Zerschneidung eingetieft.

In den Flusstälern des Alpenvorlandes kam es in Kaltzeiten aufgrund hoher Abflussmengen und Aufschotterung zur Ausbildung von braided-river Flusssystemen, in den Warmzeiten aufgrund geringer Abflussmengen zur Ausbildung von mäandrierenden Flussläufen. Der Verlauf der Flusstäler (bzw. Schmelzwasserrinnen) änderte sich im nördlichen Alpenvorland nicht /VIL03/. Die heute in die Schotterfluren eingesenkten Flüsse führten seit Beginn des Pleistozäns die Wässer aus den Alpen zur Donau ab. Dadurch wurden die Flusstäler eingetieft, so dass sich deren Erosionsbasis absenkte und deren Erosionsrelief versteilte. Im Wechsel von Kalt- und Warmzeiten variierten nicht nur Erosionskraft und Sedimentationsvermögen sondern auch Abflussmengen und -geschwindigkeiten der Flüsse.

Seen

Die Seen im nördlichen Alpenvorland entstanden in den Warm- und Kaltzeiten auf unterschiedliche Art und Weise /BEN95/. Während eines Glazials bildeten sich Rinnen- und Eisstauseen. Während der Gletscherschmelze und Auftauphase des Permafrostbodens entstanden aufgrund des hohen Wasservorkommens zahlreiche Seen in abflusslosen Senken, welche auch häufig einen gering wasserdurchlässigen Untergrund besitzen.

Es gibt bisher keine Anzeichen für limnische Ablagerungen aus dem Pleistozän in der Referenzregion. Die Bildung von Seen fand wahrscheinlich südlich der Iller-Lech-Platte statt.

Nicht auszuschließen ist jedoch, dass sich durch starke Aufschotterung während der Kaltzeiten in den Flusstälern des Alpenvorlandes zeitweise, zu Beginn der folgenden Warmzeiten, große Wassermenge aufgestaut werden konnten. Solche Seen verlanden relativ schnell durch Sedimenteintrag oder werden durch die bereits gegen Ende der Kaltzeiten stattfindende Ablagerung von mineralischen und schluffreichen Mudden oder pflanzlichen Bestandteilen aufgefüllt bzw. durch Niedermoore ersetzt.

Moore

Moorbildungen gibt es in der Referenzregion in den Flussniederungen. Die regionale Verbreitung der Niedermoore im Donautal nimmt von West nach Ost zu, die größten Moorflächen kommen im östlichen Donauried vor. Die Flusstäler der Alb und der Iller-Lech-Platte weisen im Vergleich dazu nur geringe Moorflächen auf.

Anhand ihres Wasserhaushaltes und ihrer Genese können verschiedene Niedermoor-typen unterschieden werden. Bei vielen Niedermoores der Referenzregion handelt es

sich um Versumpfungsmoore (im Donauried), der Rest sind Überflutungsmoore (in den rezenten Auen).

Versumpfungsmoore entstehen auf den Terrassen des Donaurieds bzw. der Albtäler durch aufsteigende bzw. zufließende Karstwässer. Diese Wässer fließen über die bindigen Auenlehme, Schluffe und Lösslehme, welche die Terrassenschotter teilweise überdecken und rufen sehr hohe Grundwasserstände hervor. Die Niedermoores sind meistens durch relativ große Ausdehnung und Torfmächtigkeit von mehr als 5 m gekennzeichnet. Da der Grundwasserstand aber natürlichen Schwankungen unterliegt, wird der Torfkörper periodisch durchlüftet. Die Torfe der Versumpfungsmoore sind stark zersetzt und nährstoffreich. Die natürlichen Moorkörper sind heute gebietsweise geringer mächtig als Folge des Torfabbaus.

Die Überflutungsmoore entstehen in Auen. Sie werden durch stark wechselnde Wasserstände geprägt, wodurch sie periodisch unter Wasser stehen und bei niedrigem Wasserstand trocken fallen. Sie werden durch häufigen, natürlichen Sedimenteintrag (Schluff oder Sand) überprägt. Die Überflutungsereignisse tragen nicht zur Torfbildung bei, sondern bewirken deren Unterbrechung. Bei einem regelmäßigen Mineralstoffeintrag gibt es fazielle Übergänge von Niedermoores zu Auenböden. Die Überflutungsmoore entstehen vor allem bei flachen Talwasserscheiden in den Flusstälern der Blau, der unteren Iller und der unteren Riß. Dort bilden sich zwar großflächige aber geringmächtige Torfkörper von weniger als 3 m. Die natürlichen Moorkörper sind heute geringer mächtig als Folge des Torfabbaus und der Grundwasserabsenkungen in den Flussauen.

Aus einem Niedermoor entwickelt sich meist durch die jährliche Auflagerung von etwa 0,1 bis 0,5 mm organischer Substanz ein Hochmoor. Dabei wächst das Moor langsam in die Höhe, wodurch der Grundwassereinfluss mit der Zeit abnimmt.

In der Referenzregion gibt es aufgrund der Grundwasserabsenkung durch den Mensch keine Hochmoore. Vielmehr nehmen die Torfmächtigkeiten weiter ab, da die meisten Niedermoores durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung stark verändert werden und vor allem ihr Wasserhaushalt nachhaltig gestört ist. Entwässerung, Bodenbearbeitung und Düngung haben dazu geführt, dass sich seit den 60er Jahren sowohl die Größe als auch die Mächtigkeit der Moorflächen beträchtlich verringert haben. Der Moorschwind beträgt insgesamt bereits 2 bis 3 m, durchschnittlich kann von einem weiteren Verlust der Torfmächtigkeit von 1 bis 2 cm pro Jahr ausgegangen werden /BEN95/.

4.2.5 Böden

In der Referenzregion wurden verschiedene Substrate abgelagert, die in Abhängigkeit von Relief, Klima und Gesteinszusammensetzung, insbesondere des Kalkgehaltes, zur Bildung verschiedener Bodengesellschaften führten, siehe Kap. 4.1.6. Nördlich der Donau (Alb) haben sich auf den Kalksteinformationen des Malm – bei fehlender Lösslehm- und Ablehmbedeckung – flach- bis mittelgründige Böden entwickelt. Auf den pe-

riglazial umgelagerten Löss- oder Ablehmen sowie auf den südlich der Alb gelegenen Schotterfeldern und Molassen überwiegen tiefgründige Bodenentwicklungen. In Abhängigkeit vom Substrat gehören die Bodengesellschaften in der Referenzregion Süddeutschland, der Klassifizierung von /STA 08/ folgend, überwiegend zur sogenannten

Kalkserie,

Löss-Mergelserie und

Auenserie,

die im Folgenden kurz vorgestellt werden.

Die Bodenentwicklungen unterscheiden sich neben dem Substrat insbesondere durch den Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt, abhängig vom Relief (Toposequenz) sowie durch das Entwicklungsstadium der Böden (Chronosequenz) /STA 08/.

Böden der Kalkserie

In der Referenzregion sind jurassische Kalk- und Mergelsteine auf der Flächenalb sowie tertiäre Kalke im Gebiet der Flussniederung der Donau westlich von Ulm aufgeschlossen, die nicht von periglazialen Deckschichten, wie z. B. Löss oder Lösslehm, bedeckt waren. Infolge von periglazialer Aufarbeitung wurden die Gesteine nicht nur solifluidal umgelagert (Schuttdecken und Fließerden), sondern teilweise auch entkalkt. Während des Quartär entwickelten sich auf verwitterten bzw. zersetzten Kalksteinen und auf deren Fließerden trotz unterschiedlichem Verwitterungsgrad der Substrate und differierendem Kalkgehalt ähnliche Bodengesellschaften der sogenannten Kalkserie nach /STA08/, vgl. Abb. 68.

Weniger häufig entwickelten sich Bodengesellschaften der sogenannten Tonserie in der Referenzregion, die aus diesem Grund hier nicht betrachtet werden. Diese Bodenentwicklungen sind in /STA 08/ detailliert aufgeführt.

Bodenentwicklungen der Kalkserie beginnen schnell, da die Besiedelung mit höheren Pflanzen spontan geschieht. Es siedeln sich Flechten und Moose als Pioniervegetation an, da das Gestein viel Calcium anbietet. Durch die Anreicherungen von organischer Substanz und Staub aus den Niederschlägen entwickeln sich auf dem Anstehenden in Jahrzehnten bis Jahrhunderten die Rohböden, die Syrosemi. Gleichzeitig setzt an der Oberfläche neben der physikalischen Verwitterung auch die chemische Verwitterung (Verkarstung) des Kalkgesteins ein. Infolge dessen werden die Bodenlösungen im schwach alkalischen pH-Bereich gepuffert und der tonig-lehmige Kalklösungsrückstand akkumuliert. Aufgrund der Fauna, des anstehenden Kalkzersatzes und des schwach alkalischen Milieus wird die Bioturbation begünstigt. Die Streu wird relativ schnell zersetzt und gut in den Mineralboden eingearbeitet, so dass stark humose Oberböden entstehen. Es entstehen die Rendzinen. Mit der Zunahme der Bodenmächtigkeit wird die Bioturbation begrenzt. Die oberen Bodenhorizonte werden mit der Zeit kalkärmer und im Unterboden dominiert mit der Zeit der tonig-lehmige Kalklösungsrückstand. Diese Art und Weise der „Verbraunung“ der Böden endet im Bodenentwicklungsstadi-

um eines Terra fusca, siehe Abb. 68. Es gibt Übergänge zwischen beiden Stadien, die als Terra fusca-Rendzina bezeichnet werden

Über die Mächtigkeit des Kalklösungsrückstandes lässt sich der Zeitraum für die Bildung eines Terra fusca abschätzen. In /STA08/ wird für diese Böden in den Gebieten der Alb angenommen, dass sie nicht allein in der gegenwärtigen Warmzeit (Holozän) entstanden sein können; ein Unterboden (Kalklösungsrückstand) von 60 bis 80 cm Mächtigkeit soll etwa 200 000 bis 300 000 Jahre alt sein und bedarf somit mehrerer Warmzeiten. Das bedeutet, dass die Terra fusca auch vor der starken Abtragung und Umlagerung während des Periglazials geschützt sein musste. Der Bildungszeitraum der Rendzinen ist wesentlich kürzer, da sie jüngere Entwicklungsstadien der Bodengesellschaft der Kalkserie darstellen. Für die Rendzinen auf der Schwäbischen Alb kann angenommen werden, dass sie während der gegenwärtigen Warmzeit gebildet worden sind. Die Bodenbildung einer Rendzina konnte aber auch über mehrere Warmzeiten erfolgen, sofern die Lage erosionsgeschützt war.

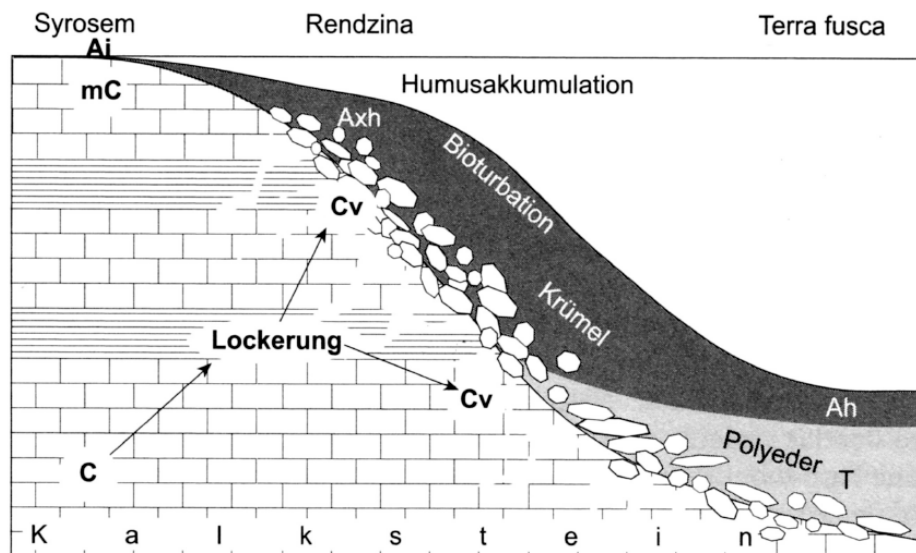


Abb. 68: Zeitabhängige Veränderung (Chronosequenz) der Böden im Kalkgebiet, nach /STA08/

Die Bodenentwicklungen in der Kalksteinlandschaft der Alb erscheinen damit einfach, da am Bodenmosaik nur wenige Böden teilnehmen. Auf Hochebenen der Alb bilden sich Rendzinen an Schichtstufen, Hangrücken und Felskuppen. An flachen Hanglagen und auf Ebenen kommen die Terra fuscen vor, siehe Abb. 69, oben. Trotz der solifluidalen Umlagerung und der intensiven Oberflächenverkarstung mit der Bildung von Verwitterungslehm (Alblehm) und Residualton kann in niedrigen Reliefpositionen (Mulden) keine Vernässung bzw. Vergleyung der Böden auftreten, da das Wasser von der verkarsteten Oberfläche abgeführt wird.

In ungeschützten Lagen wurde der Oberboden erodiert, so dass erodierte Rendzinen und Terra fuscen vorliegen. Dort, wo sich die erodierten oder umgelagerten Substrate

und Böden ablagern, entstehen gegenwärtig humus- und nährstoffreiche Kolluvisole, Gleye und Moore nicht.

An den oberen Felsrändern entstehen nur Syrosemi, da die ständige Abtragung das Verwitterungsmaterial und den Streu bzw. Humus abführt, so dass das Stadium einer Rendzina an dieser Reliefposition nicht erreicht wird. An den Talhängen der Alb bilden sich mehr oder weniger mächtige Kalkschuttdecken. Das feine Material zwischen dem Kalkschutt setzt sich zumeist aus umgelagertem Kalkstein und organischer Substanz zusammen, so dass sich Rendzinen bilden können, siehe Abb. 69, unten. An den Sinterkalkterrassen bilden sich auf dem lockeren, porösen und kalkreichen Material infolge der Humusakkumulation ebenfalls Rendzinen. Der Kalkgley bildet einen möglichen Übergang zu einem Trockental (mit periodischer Wasserführung) oder zu einer Aue (siehe unten)

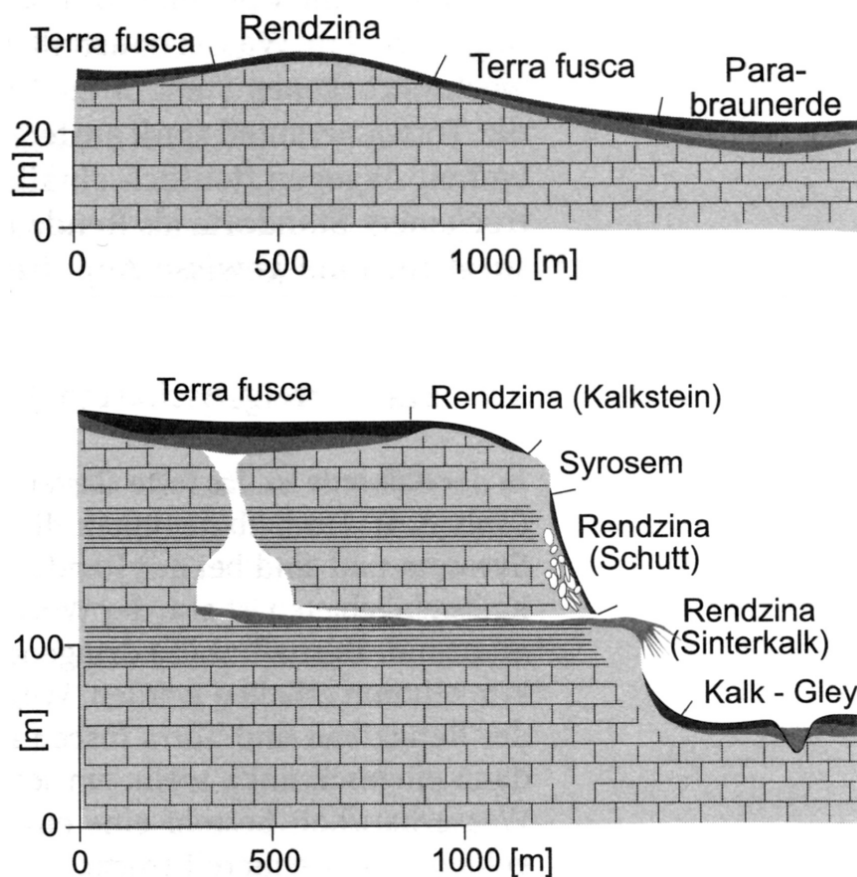


Abb. 69: Reliefabhängige Veränderung (Toposequenz) der Böden im Kalkgebiet, nach /STA08/

Die Böden dieser Bodengesellschaften sind durch unterschiedliche Eigenschaften gekennzeichnet und unterliegen daher unterschiedlichen Nutzungen, siehe Tab. 11.

Die jurassischen Kalksteine sind teilweise mit Kalkmergel vergesellschaftet und/oder mit Löss bzw. Lösslehm überdeckt. Dadurch tendiert die chemische Zusammensetzung

zung der Substrate von kalkigen zu mergeligen Kompositionen. Daraus folgt, dass auch die Bodenentwicklungen von denen der Kalkserie zu denen der Mergelserie (siehe unten) schwenken bzw. Übergangsstadien bilden. Die Entwicklungsprozesse sind noch mit denen der Kalkserie verwandt, so dass sich bei mergeligen Substraten Pararendzina und auch Terra fusca, mit den möglichen Übergangsstadien, entwickeln.

Die Hochflächen der Kalkstein- bzw. Karstgebiete sind meist ältere Landschaften, die bereits länger einer Abtragung (Verkarstung) unterliegen. Deshalb finden sich auf den Hochebenen und flach geneigten Ebenen auch lehmig-tonige Böden auf Kalksteinen bzw. Kalkmergel, die älter als Holozän sind, sofern diese Flächen gegen Solifluktion und Solimixation sowie Kryoturbation geschützt waren.

In solchen erosionsgeschützten Lagen, aber auch in Dolinen und Trockentälern, sind die Böden häufig von schluffigen Deckschichten aus Löss bzw. Lösslehm überlagert, die sehr tiefgründig sind und vor allem Parabraunerde ausbilden (siehe unten, Böden der Löss-Mergelserie). Da sich diese für den Ackerbau eignen, bilden sich auch hier Kolluvisole.

Tab. 11: Standorteigenschaften der Bodengesellschaft im Kalkgebiet, nach /STA08/, (N – Stickstoff-, P – Phosphor-, K – Kalium-, Ca – Calciumverfügbarkeit)

Standort eigenschaft		Bodentyp		
		Syrosem (Proto- Rendzina)	Rendzina Rd	Terra fusca Tf
		0	1	2
Gründigkeit		--	-	+
Durchwurzelbarkeit		-	++	+
Wasserhaushalt		--	-	±
Lufthaushalt		++	++	+
Nährstoffhaushalt				
atmogen	vorrätig	--	+	±
	N verfügbar	-	+	+
lithogen	vorrätig	++	++	+
	P, (K) verfügbar	--	-	+
lithogen	vorrätig	++	++	+
	Ca verfügbar	+	++	++
Stabilität		-	+	±
Nutzung		(Acker)	(Acker)	(Acker)
Verbesserung		Wald	Wald	Wiese/Weide Wald
		Erosionsschutz		

Böden der Löss-Mergelserie

In der Referenzregion sind die jurassischen Kalk- und Mergelsteine, die tertiären Molassen und die pleistozänen Schotter fast flächendeckend mit Löss oder Lösslehm bedeckt, nur jungpleistozäne und holozäne Ablagerungen in den Flussniederungen sind nicht bedeckt. Die Löss sind äolische Sedimentverfrachtungen (Auswehungen) feiner Kornfraktionen aus pleistozänen Schotterfluren und -terrassen. Aufgrund der alpinen Herkunft bestehen die Schotterfelder vorwiegend aus Kalkschotter, so dass der Löss bei seiner Ablagerung kalkreich war. Infolge von periglazialer Aufarbeitung wurde der Löss nicht nur solifluidal umgelagert, sondern auch teilweise entkalkt. Trotzdem sind die lösshaltigen Substrate bezüglich der Korngrößenverteilungen und der chemischen Zusammensetzungen ähnlich. Aufgrund der Dominanz Lösshaltiger Substrate entwickelten sich auf mit Löss bzw. Lösslehm überdeckten Gesteinen während des Quartärs

überwiegend Bodengesellschaften der sogenannten Mergelserie nach /STA08/, vgl. Abb. 70.

Weniger häufig entwickelten sich Bodengesellschaften der Ton- und der Kieselserie in der Referenzregion, die aus diesem Grund hier auch nicht betrachtet werden. Diese Bodenentwicklungen sind in /STA 08/ detailliert aufgeführt.

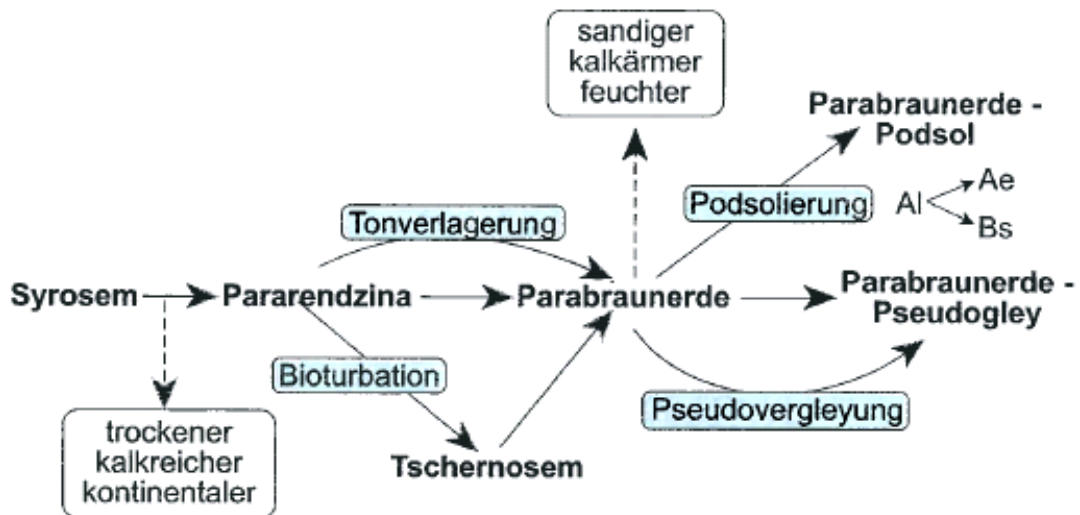


Abb. 70: Schematische Abbildung der Veränderung der Bodengesellschaften in der Mergelserie, nach /STA08/

Die Bodenentwicklung der Mergelserie ist detailliert für die Referenzregion in Norddeutschland, siehe Kapitel 3.2.5, beschrieben. Die Bodenentwicklungen beginnen schnell, da die Besiedelung mit höheren Pflanzen recht spontan geschieht. Dadurch wird viel Biomasse produziert, weil dann Streu und Humus akkumuliert werden. Das Initialstadium der Bodenentwicklungen, das Syrosem, entwickelt sich durch verstärkte Humusakkumulation und Bioturbation zur Pararendzina. In der Folge bilden sich durch Entkalkung, Verbraunung und Verlehmung Pararendzina-Parabraunerden und durch zusätzliche Tonverlagerung dann Parabraunerden. Durch die Tonverlagerung können Wassersättigung und reduzierende Verhältnisse auftreten, so dass Böden marmoriert werden (Pseudovergleyung). Da die Staunässe aber erst nach der Tonverlagerung entsteht, herrschen oft Übergangsbedingungen. Infolge dessen entstehen Parabraunerde-Pseudogleye, vgl. Abb. 71.

Die Lössgebiete waren jedoch wärmer und trockener als die feucht-kühlen Gebiete der Moränen. Bei trockeneren und wärmeren Klimabedingungen ist die Kalkauswaschung geringer und die Bioturbation greift durch die Austrocknung im Sommer und den Bodenfrost im Winter tiefer in den Boden ein, was eine intensivere Vermischung von organischer und mineralischer Substanz bewirkt. Aus den Pararendzinen entwickeln sich in dem Fall Schwarzerden (Tschernoseme). Günstig für eine langfristige Erhaltung der Tschernoseme ist eine Verzögerung der Bodenentkalkung. Ohne Grundwasserkontakt entwickeln sich diese Tschernoseme weiter zu Parabraunerden.

Ein Blick in die jungpleistozänen Schotterfluren mit Lösslehmüberdeckung zeigt, dass Parabraunerden, die sich bereits 2 000 bis 3 000 Jahre nach Abschmelzen des Eises entwickeln, die am weitesten verbreiteten Böden sind /SCH92/. Paläoböden deuten darauf hin, dass eine solche Entwicklung auch in früheren Interglazialen zu erwarten ist /JER90/. Parabraunerden bilden sich auf Hochflächen, Kuppen und flachen Hängen. In flachen Senken oder großen Ebenen kommen Übergänge zwischen Parabraunerden und Pseudogleyen vor, siehe Abb. 71. An den stärker geneigten Hängen bilden sich Pararendzinen.

Dort, wo sich erodierte Substrate und Böden ablagern, entstehen die humus- und nährstoffreichen Kolluvisole. Bei relativ geringen Grundwasserschwankungen fällt in diesen Gebieten der Kalk aus den kalkreichen Grundwässern aus und es entstehen Kalkgleye. Sobald der Grundwasserstand den Oberboden erreicht, bilden sich humusreiche Anmoore und Niedermoore, die sich nur durch den Humusgehalt im Oberboden unterscheiden. Moore kommen hier selten vor, in der Referenzregion zumeist nur noch in den Flussniederungen (siehe unten).

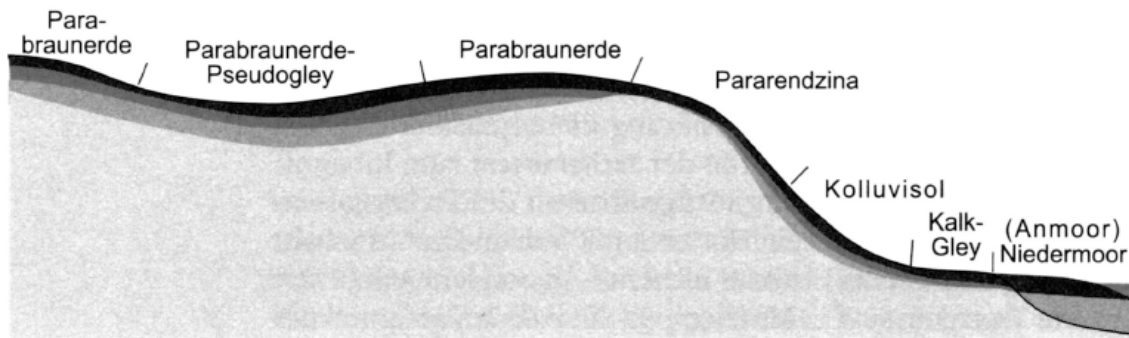


Abb. 71: Reliefabhängige Veränderung (Toposequenz) der Böden im jungpleistozänen, wenig entwickelten Lössgebiet, nach /STA08/

Auf alt- bis mittelpleistozänen, verwitterten Schotterfluren mit Lösslehmüberdeckung sind auch Parabraunerden am weitesten verbreitet /SCH92/. Auch auf teils entkalkten Substraten, wie altpleistozänen Schotterfeldern der Iller-Lech-Platte, ist Parabraunerde am weitesten verbreitet. Parabraunerden bilden sich auf Hochflächen und Kuppen. In flachen Hanglagen und auf Ebenen kommen Übergänge von Parabraunerden und Pseudo- bzw. Stagnogleyen vor, siehe Abb. 72. Durch die solifluidalen Umlagerungen und die intensive Gesteinsverwitterung der Schotterablagerungen (abdichtende Wirkung der Verwitterungshorizonte) können in niedrigen Reliefpositionen Staunässe und in der Folge auch Vergleyung der Böden auftreten. Es wechseln hier Pseudogleye mit einer temporären Vernässung bis zum Oberboden (wechselfeuchte Bedingungen) und Stagnogleye mit einer länger anhaltenden Staunässe. Letztere kommen auf der Iller-Lech-Platte (Referenzregion) seltener vor.

An steilen ungeschützten Hängen wurde der Oberboden erodiert, so dass erodierte Parabraunerden vorliegen. Dort, wo sich die erodierten oder umgelagerten Substrate und Böden ablagern, entstehen humus- und nährstoffreiche Kolluvisole. Bei geringen

Grundwasserschwankungen entstehen auch Gleye, die aufgrund der Entkalkung der altpleistozänen Schotterfelder der Iller-Lech-Platte aber keinen Kalk ausfällen. Sofern die Grundwässer den Oberboden erreichen, bilden sich humusreiche Anmoore und Niedermoore. Moore kommen hier nur noch selten vor (siehe unten).

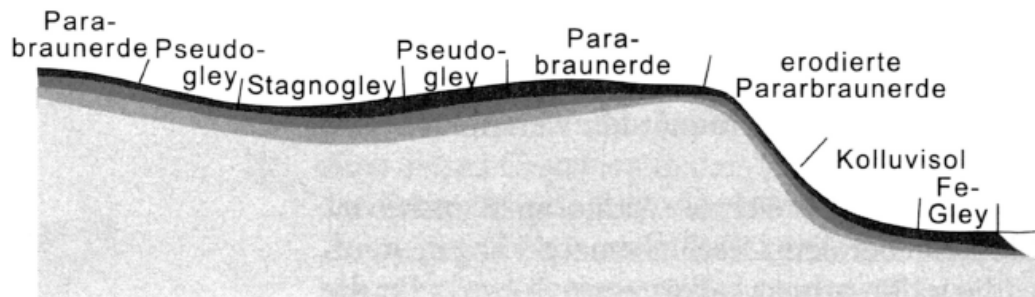


Abb. 72: Reliefabhängige Veränderung (Toposequenz) der Böden im altpleistozänen entwickelten Lössgebiet, nach /STA08/

Die Böden dieser Bodengesellschaften sind durch unterschiedliche Eigenschaften gekennzeichnet und unterliegen daher unterschiedlichen Nutzungen, siehe Tab. 12.

Tab. 12: Standorteigenschaften der Bodengesellschaften im Lössgebiet, nach /STA08/ (N – Stickstoff-, P – Phosphor-, K – Kaliumverfügbarkeit)

Standort eigenschaft	Bodentyp				
	Pararend- zina	Para- braunerde	Para- braunerde- Pseudogley	Gley	Anmoor
	Pr	Pb	Pb-Pg	Gl	An
Gründigkeit	±	++/+	±	-!	--
Durchwurzelbarkeit	+	±	±	++	+
Wasserhaushalt	±	+	-f+	++	+++
Lufthaushalt	++	+	-f+	-	--
Wärmehaushalt	++	+	-f+	±	-
Nährstoffhaushalt					
N	vorrätig	+	+	++	++
	verfügbar	+	+	-	±
P	vorrätig	+	+	+	+
	verfügbar	(-)	+	-	±
K	vorrätig	+	+	+	±
	verfügbar	(-)	+	++	+
Nutzung	2. Acker	1. Acker	Acker (Wiese)	(Acker)	
	1. Wald	2. Wald	(Wald)	1. Wiese (Wald)	Wiese (Wald)

Auf sandigen Substraten, wie u. U. auf tertiärer Molasse, wird die Auswaschung durch die geringere Wasserhaltefähigkeit gefördert. Parabraunerden sind hier tiefgründig entkalkt und der Oberboden ist an Ton verarmt. Die Bodenentwicklungen würden dann denen der Kieselserie gleichen, vgl. Abb. 36. Es entstehen Fahlerden und der Oberboden kann versauern (Podsolierung). Diese Podsole sind flachgründig und bilden sich im Oberboden der ehemaligen Parabraunerden und Fahlerden.

Böden der Auenserie

Als Auen werden die Überflutungsbereiche der Flüsse bezeichnet. Die Flussauen der Donau und der Nebenflüsse in der Referenzregion sind durch Eindeichung der Flüsse künstlich begrenzt (rezente Aue). Die subrezente Aue beschreibt den natürlichen ehemaligen Überflutungsbereich.

Die Bodengesellschaften der Auen sind nicht abhängig vom Ausgangsgestein, sondern vom sedimentierten Material. Das Auensediment verändert sich in Abhängigkeit von

der Transportkraft des Flusses, d.h. mit dem Flussverlauf, des Grundwasserstandes und der Überflutungshäufigkeit. Abb. 73 zeigt die unterschiedlichen Stadien der Bodenentwicklung im Gebiet einer Aue. Diese Stadien kommen in einer Flussaue selten in ihrer Gesamtheit vor, einzelne Stadien sind jedoch eng miteinander vergesellschaftet. Im Quartär haben die Flussauen in der Referenzregion unterschiedliche Entwicklungsstadien, abhängig von Sedimentation, Grundwassereinfluss und Überflutungshäufigkeit durchlaufen und haben gegenwärtig unterschiedliche Kombinationen der Entwicklungsstadien erreicht.

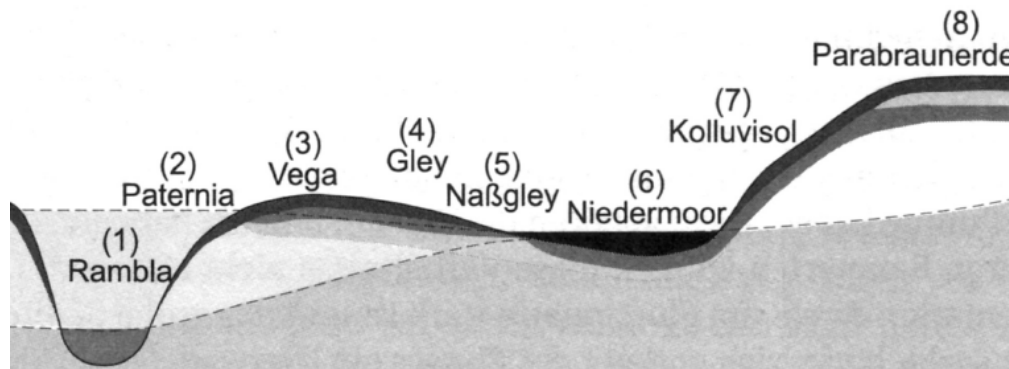


Abb. 73: Schematische Abbildung der Bodengesellschaften einer Flussaue in Abhängigkeit von der Reliefposition in einer Flussniederung

Die beiden Entwicklungsstadien im Bereich des Flussbetts sind von kurzzeitiger Beständigkeit, sie werden im Verlauf der Flussentwicklung kontinuierlich überprägt. Im Flussbett und an dessen unmittelbarem Rand bestimmen alternierende Erosion und Sedimentation, spontane Pflanzenbesiedlung und schwache Humusakkumulation, die entsprechend der rhythmischen Überflutungsphasen wechseln, die Bodenentwicklung. Die Rambla (1) ist durch das fortwährende Wiederkehren des Anfangsstadiums der Bodenbildung und sehr starke Grundwasserschwankungen gekennzeichnet.

In Flussnähe, aber bereits im Bereich einer ruhigeren Sedimentation und dauerhaften Besiedlung mit Pflanzen, kommen die Sedimentation und die Humusakkumulation in ein kurzzeitiges Gleichgewicht. Zwischen den Überflutungen findet Bioturbation statt, wodurch sich humusreicher Oberboden bildet. Diese Böden werden als Paternia (2) bezeichnet. Bei den kalkreichen Auensedimenten der Referenzregion reicht der hohe Kalkgehalt vom Flussbett bis in den Oberboden und verhindert somit weitgehend die Silikatverwitterung (Kalkpaternia).

Die nachfolgenden Entwicklungsstadien liegen in größerer Entfernung vom Flussbett und sind beständiger. Diese Bereiche der Niederung werden nicht mehr regelmäßig überflutet, so dass eine kontinuierliche Abwärtsbewegung des Wassers im Oberboden einsetzt. Diese terrestrische Bodenentwicklung bewirkt Entkalkung des Oberbodens und Silikatverwitterung. Sofern die Entkalkung tiefer in den Oberboden einwirkt als die Humusbildung, werden die Böden verlehmen und verbraunen. Solche braunen Auenböden werden als Vega (3) bezeichnet und sind im Unterboden einer basenreichen

Braunerde sehr ähnlich. Der Grundwasserstand befindet sich hier in 1 bis 2 m Tiefe und schwankt moderat bis in den Wurzelraum der Tiefwurzler, so dass terrestrische Bodenentwicklungen erfolgen. Der Unterboden wird vom Grundwasser beeinflusst, so dass in dieser Bodengesellschaft häufig Vegen und Gleye nebeneinander vorkommen (siehe unten). Neben dieser autochthonen Verbraunung wird die Bodenentwicklung in den subrezentem Flussauen der Referenzregion durch allochthone Verbraunung geprägt. Die Braunen Auenböden entstehen durch die Erosion von Parabraunerden auf den Hochebenen und Talhängen. Die erodierten Parabraunerden gelangen mit den Abschwemmmassen in die Schwemmfächer und Auensedimente, so dass der Boden bereits bei seiner Ablagerung verbraunt ist und in der Aue lediglich Strukturbildung und Humusakkumulation erfährt. Dieser Prozess entspricht weitgehend der Bildung von Kolluvisolen (7) an den Talhängen, wo das von Ackerflächen abgeschwemmte, humose und nährstoffreiche Material mit hohen Bodenanteilen akkumuliert wird.

Wenn der mittlere Grundwasserstand etwa einen Meter knapp unterschreitet und sich die Sedimentation weiter verlangsamt, findet keine terrestrische Bodenentwicklung über das gesamte Profil und damit keine permanente Entkalkung des Oberbodens mehr statt. Der Kalkgehalt wird durch das kalkhaltige Grundwasser weitgehend ausgeglichen und durch regelmäßig eintretende hohe Grundwasserstände aufgefrischt. Es bilden sich Auengleye (4), die durch die ständige Sedimentzufuhr aus den Flüssen von der normalen Vergleyung durch Staunässe (siehe oben) abweichen. Die Produktion von Biomasse ist hier durch die regelmäßige Versorgung mit nährstoffreichem Wasser hoch, wodurch die Streu- und Humusakkumulation zunimmt. In kalkreichen Gebieten wird im Grundwasserschwankungsbereich Kalk abgelagert – im Donauried der sogenannte Wiesenalk. Bei einem Anstieg des mittleren Grundwasserstandes bis in den Oberboden (weniger als 0,5 m) bilden sich Nassgleye (5). Hier wird das Bodenprofil nicht mehr durch terrestrische, sondern durch semiterrestrische Bodenentwicklungen (permanenter Wassereinfluss, verstärkte Humusbildung und temporären Sauerstoffmangel) geprägt.

Bei einem weiteren Anstieg des mittleren Grundwasserstandes bis in die Flur bilden sich Anmoore und Niedermoore (6). Hier bilden sich Profile aus organischer Substanz, die nur teilweise zersetzt wird (Torf). Wenn der humusreiche Oberboden ständig unter Luftmangel leidet, wird der Pflanzenstreu zwar abgebaut, geprägt aber die schwarzen Huminstoffe bleiben zurück. Bei starker Humusakkumulation bis zu 30 % Humusgehalt im Oberboden und reduzierenden Bedingungen direkt unter der Flur bildet sich ein Anmoor, bei sehr starker Humusakkumulation über 30 % Humusgehalt von einem Niedermoor.

Die Standorteigenschaften unterscheiden sich sowohl in einem Flusslauf ständig als auch in der zeitlichen Entwicklung während des Quartär, so dass alle Bodenentwicklungsstadien einer Aue nebeneinander und nacheinander in einem Fluss durchlaufen worden sind. Seit dem Holozän sind vielfältige Auensedimente abgelagert worden, die u. a. die Vielfalt der gegenwärtigen Auenböden in der Referenzregion bewirken /SCH92/, /KÖS06/. Auf den kalkschuttreichen Ablagerungen der Karsttäler bilden sich oft auch Auenrendzinen. Auf den mit Schwemmlöss oder Schwemmlehm und Humus

angereicherten Substraten im Donautal und seinen südlichen Mündungsgebieten kommen oft auch Auenschwarzerden vor.

Die Bodengesellschaften der Flussauen sind durch stetige Erosion und Sedimentation ständigen Änderungen unterworfen. Grundwasserstände und Überflutungshäufigkeit variieren in den Flusstälern ebenso, so dass die Bodenentwicklungen spezifisch sind und unterschiedliche Entwicklungsstadien erreichen /SCH92/, /KÖS06/. Ein weiterer Einflussfaktor sind die fortwährenden Einwirkungen des Menschen, beispielsweise Grundwasserabsenkung und Bodenbearbeitung.

In der Donauniederung dominieren heute Bodengesellschaften aus Vega, Auengley, Auenschwarzerde und Moor, in den Niederungen der Alb Bodengesellschaften aus Vega, Auengley und Auenrendzina sowie in den Niederungen der Iller-Lech-Platte Bodengesellschaften aus Vega und Auengley.

Die Böden der Auen sind durch unterschiedliche Eigenschaften gekennzeichnet und unterliegen daher unterschiedlichen Nutzungen, siehe Tab. 13.

Tab. 13: Standorteigenschaften der Bodengesellschaften in einer Aue, nach /STA08/

Standort eigenschaft	Bodentyp				
	Pararend- zina	Para- braunerde	Para- braunerde- Pseudogley	Gley	Anmoor
	Pr	Pb	Pb-Pg	Gl	An
Gründigkeit	±	++/+	±	-!	--
Durchwurzelbarkeit	+	±	±	++	+
Wasserhaushalt	±	+	-f+	++	+++
Lufthaushalt	++	+	-f+	-	--
Wärmehaushalt	++	+	-f+	±	-
Nährstoffhaushalt					
N	vorrätig	+	+	++	++
	verfügbar	+	+	-	±
P	vorrätig	+	+	+	+
	verfügbar	(-)	+	-	±
K	vorrätig	+	+	+	±
	verfügbar	(-)	+	++	+
Nutzung	2. Acker	1. Acker	Acker (Wiese)	(Acker)	
	1. Wald	2. Wald	(Wald)	1. Wiese (Wald)	Wiese (Wald)

4.2.6 Vegetation

Aufgrund der wechselnden Klimabedingungen und variierenden Bodenentwicklungen bildeten sich während des Quartärs die unterschiedlichsten Vegetationszonen aus. Weit verbreitet waren Tundren und Waldsteppen mit unterschiedlicher Ausprägung, dagegen seltener Trockensteppen. Diese Vegetationszonen gingen durch ständige Klimawechsel und die daraus resultierende Variabilität der Niederschlagsmengen, Temperaturen und Evapotranspiration ineinander über. Abb. 74 versucht, die vielen Vegetationszonen schematisch von den kälteren zu wärmeren Klimabedingungen zu erfassen.

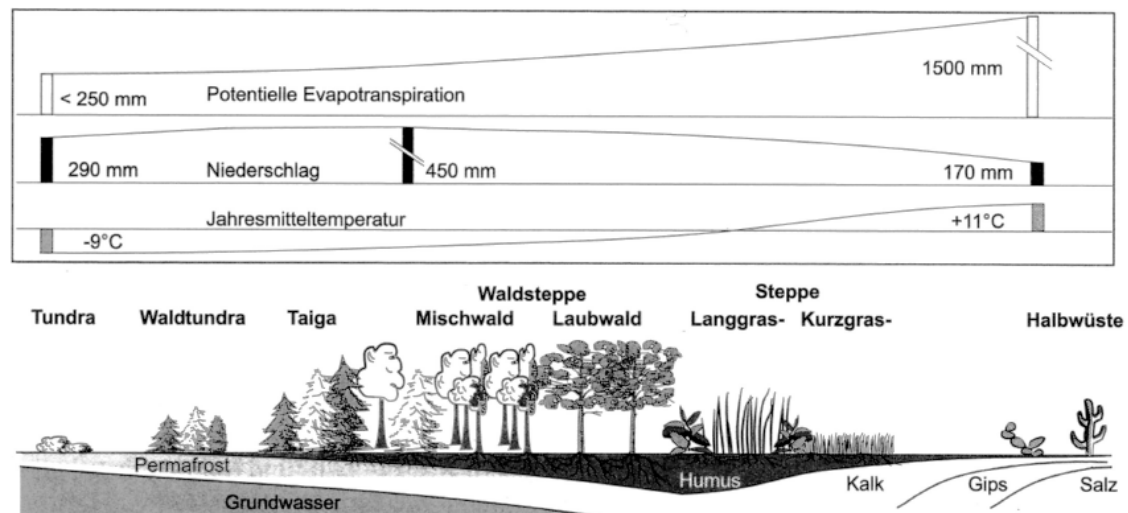


Abb. 74: Schematische Darstellung der möglichen Vegetationszonen während des Quartärs

Die Schemata der Abb. 38 (S. 53) zeigen charakteristische Merkmale von Tundra, Waldsteppe (Boreal) und Trockensteppe in Bezug auf Klimabedingungen, Vegetation, Böden, Landnutzung, Topographie und Hydrologie.

Für das Holozän – vor Eingreifen des Menschen – lässt sich die natürliche Vegetation für Naturräume ableiten. Relevante Unterscheidungsmerkmale bewirkten vor allem die Böden.

Mit Ausnahme von Felsen, Syrosemern und Mooren sind natürlich bevorzugt Wälder entstanden. Bei entsprechenden Klimabedingungen sind in der Referenzregion geschlossene Waldgebiete mit wenigen Karst- und Moorflächen entstanden. Gebiete mit Rendzinen und Pararendzinen waren Standorte für Buchenwälder, auf Terra fusca sind vor allem Laubwälder entstanden. Gebiete mit Parabraunerden und Braunerden waren mit Laubmischwäldern (insbesondere Eichen und Buchen) und mit Mischwäldern (vor allem Eichen, Buchen, Fichten und Tannen) bewaldet. Die Gleyböden waren mit Bruchwäldern (insbesondere Erlen) bewachsen. In den Flussauen wuchsen nahe dem Fluss Weichholzaunen mit Weide und Pappel, weiter entfernt Hartholzaunen mit Ulme, Esche und Ahorn und an Talrändern Bruchwälder mit Erle und Weide.

Auf Moorflächen bestimmten offene Pflanzengesellschaften mit Schilf- und Seggenried die Vegetation.

5 Schlussfolgerungen aus den Naturraumanalysen

5.1 Zusammenfassende Darstellung der Merkmale und Eigenschaften in den Referenzregionen

Ein qualitativer Vergleich der beiden norddeutschen Regionen führte zu der Zusammenfassung ähnlich gearteter terrestrischer und aquatischer Naturräume, für die ähnliche Ausprägungen der Biosphäreneigenschaften zu erwarten sind. Die Naturräume werden unter den Sammelbegriffen „Flussauen“, „Schotter/Sande“, „Moränen“ und „Alb“ sowie Fluss, See, Quelle und Moor geführt.

Unter dem Naturraum der Flussaue wird dabei der Bereich der Flüsse mitsamt ihrer Seiten- und Nebengewässer bezeichnet sowie ihrer umgebenden Flächen, die während der in der Regel periodisch anfallenden Hochwässer überschwemmt werden.

Der Naturraum „Schotter und Sande“ umfasst die sich an die Flussauen anschließenden Gebiete mit den vorwiegend sandigen oder auch kiesigen Sedimenten der Geschiebedecksande, Sanderflächen, Flugsanddecken, Dünen und Terrassen. Diese Flächen werden heute in der Regel nicht mehr durch die Flüsse überschwemmt. Direkt an die Aue anschließende Gebiete, können jedoch in Abhängigkeit des Flusswasserstandes Grundwasserschwankungen aufweisen, aus denen unterschiedliche Flurabstände resultieren.

Zu dem Naturraum „Moränen“ gehören Flächen, auf denen die Grundmoräne sedimentierte oder Endmoränenwälle. Beide enthalten vorwiegend schluffiges bzw. lehmiges Material.

Die Bodenentwicklung richtet sich nach dem Ausgangssubstrat und den externen Faktoren wie z.B. Relief, Grundwasserstand, Niederschlag, Temperatur und folgt der Auen-, Mergel- bzw. Kieselserie.

Variationen der Biosphärenparameter ergeben sich primär auf natürliche Weise aus der Klimaentwicklung und der daraus folgenden Ausprägung von Kalt- und Warmzeiten. Diese werden jedoch sekundär durch die Art und Intensität der Bewirtschaftung (Landwirtschaft, Forstwirtschaft, Wasserwirtschaft) überprägt.

5.1.1 Generalisierte Referenzregion Norddeutschland

Als Referenzregionen wurden nach eingehenden Untersuchungen, die in /FOE09/ dargestellt sind, zwei Gebiete ausgewählt. Zum einen die Referenzregion „Elbe“, die ein Teil des Wendlands am Unterlauf der Elbe umfasst. Zum anderen die Referenzregion „Weser“, die sich im zentralen Niedersachsen zwischen dem Mittellauf der Weser und der Aller befindet. Die Ausweisung der beiden Referenzregionen erfolgte auf Grundlage der Auswertung untersuchungswürdiger Steinsalz- (Staßfurt-Salz (Zechstein) und

Tonsteininformationen (Untere Kreide, Mittleres/Oberes Jura) sowie einer im Anschluss durchgeführten Beurteilung des Kenntnisstands und der Repräsentativität der einzelnen Gebiete im Hinblick auf ihre hydrogeologischen, hydrologischen, pedologischen und klimatischen Verhältnissen in /FOE09/.

Schon die Möglichkeit für beide Referenzregionen gleiche Naturräume auszuweisen, zeigte, dass diese in der Vergangenheit in ähnlicher Weise gestaltet wurden und heutzutage ähnliche Biosphäreigenschaften zu erwarten sind. Ein im Anschluss durchgeführter qualitativer Vergleich der naturräumlichen Merkmale der beiden Referenzregionen zeigte weiterhin, dass aufgrund vieler Ähnlichkeiten eine gemeinsame generalisierte Referenzregion für Norddeutschland mit ähnlich gearteten Naturräumen und damit Biosphäreigenschaften abgeleitet werden kann. Im Folgenden werden diese Merkmale zusammenfassend dargestellt.

Das Klima der Referenzregionen war aufgrund der geographischen Nähe und einer vergleichbaren topographischen Höhenlage in der quartären Vergangenheit vergleichbar und ist es auch heute noch. Sie gehören der Zone des sogenannten kühlgemäßigten Klimas der feuchten Mittelbreiten an, das nach Köppen und Geiger als Cfb-Klima bezeichnet wird. Es ist durch einen ganzjährig mehr oder weniger gleichmäßig hohen Niederschlag und jahreszeitlich bedingte Temperaturunterschiede gekennzeichnet. In der Vergangenheit durchlief das Klima mehrere Kalt- und Warmzeiten unterschiedlicher Intensität.

Für die Reliefentwicklung in den Referenzgebieten waren die im Quartär stattfindenden geomorphologischen Prozesse maßgeblich, die vor allem im Zusammenhang mit den Kaltzeiten die Landschaft sehr intensiv umgestalteten. So stellen die heutigen Oberflächenstrukturen im Wesentlichen glaziale Aufschüttungslandschaften mit besonders hohen Quartärmächtigkeiten dar, in denen vor allem während der Kaltzeiten intensive glaziale, glaziofluviale sowie äolische Erosions- und Sedimentationsprozesse stattfanden /SCH02/. Durch diese Sedimentumlagerung wurde das ehemals lebhafte Relief der Gebiete weitgehend eingeebnet. Vor allem die Grundmoränen sowie die fluviatilen Sedimente der Schmelzwässer schufen weiträumige Niederungen, in denen die damaligen und heutigen Flüsse lagen bzw. liegen. Heute finden sich daher als zusammenhängende, größere Höhenzüge vor allem die während der Weichselzeit gebildeten Endmoränen. In den Niederungen liegen dagegen nur kleinräumige Erhöhungen in Form von 2 m bis 10 m hohen Dünen sowie älteren und daher weitgehend erodierten Endmoränen von 38 m bis 85 m Höhe vor. Zudem finden sich in beiden Regionen Senken, die im Laufe der Zeit entweder gänzlich verfüllt wurden oder auch heute noch als See ausgeprägt sind. Die Entstehung dieser Senken sind zum einen auf Salzablaugungen im Untergrund zurückzuführen, können jedoch auch an die Stelle periglazialer Strukturen getreten sein (Pingos, Toteissenken). Insgesamt beläuft sich die Topographie in der Region „Elbe“ auf Höhen zwischen etwa 10 m.üNN in der Elbeniederung und 105 m.üNN in den ersten Ausläufern des Drawehn. Die Geestinseln kommen auf etwa 48 m.üNN (Langendorf), 54 m.üNN (Öring/Lemgow) bzw. 70 m.üNN (Höhbeck). In der Region „Weser“ beträgt die Reliefhöhe zwischen 16 m.üNN in der Allerniederung bei Rethem und 101 m.üNN im Grinderwald.

Die zurzeit in den Referenzregionen stattfindenden Hebungs- und Senkungserscheinungen sind mit Werten um 0,01 mm/a (Hebung im Bereich „Weser“ bzw. etwa -0,5 bis -1 mm/a (Senkung im Bereich „Elbe“) sehr gering. Ihre Ursache ist tektonischer Natur und nicht mehr den isostatischen Ausgleichsbewegungen der Erdkruste durch die ehemaligen Vereisungen zuzuschreiben. Diese erfolgte am Ende der Kaltzeiten schnell mit Raten bis zu Zehnermetern pro 1 000 Jahre.

Die Hydrogeologie der Regionen hängt von ihrer Entstehungsgeschichte ab. In weiten Teilen wurde eine mächtige Lockergesteinsschicht abgelagert. Die Durchlässigkeit der oberflächennahen Deckschichten unterscheidet sich je nach abgelagertem Sediment und damit zwischen den verschiedenen Naturräumen der „Flussauen“, „Schotter/Sande“ und „Moränen“. Während die „Schotter und Sande“ hohe Durchlässigkeiten mit Werten zwischen $1 \cdot 10^{-5}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s besitzen, werden im Naturraum „Moränen“ Werte zwischen $1 \cdot 10^{-7}$ bis $1 \cdot 10^{-5}$ m/s erreicht. Im Bereich der „Flussauen“ finden sich dagegen je nach abgelagertem Sediment, das von Tonen bis Kies reichen kann, stark inhomogene Durchlässigkeiten. Torf erreicht einen Durchlässigkeitsbeiwert von weniger als $1 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Im oberen Bereich des sich darunter anschließenden Aquifers finden sich im Gebiet „Elbe“ bis 40 m mächtige, im Gebiet „Weser“ bis 85 m mächtige weichsel- und saalezeitliche sandig-kiesige Fluss- und Schmelzwasserablagerungen. Im Gebiet „Elbe“ liegen darunter etwa 50 m mächtige, überwiegend schluffige, gering durchlässige, selten auch kiesige, glaukonitreiche Sande aus der Elster-Kaltzeit mit unterlagerndem Geschiebelehm. Im „Weser“ Gebiet fehlen diese Einschaltungen von Schluff und Geschiebemergel in weiten Bereichen, so dass die Grundwasserleiter kaum voneinander getrennt werden. Lokal verlaufen im Untergrund elsterzeitliche Schmelzwasserrinnen, deren Füllung vorwiegend aus gut durchlässigen Sanden besteht. Teilweise ist der gesamte quartäre Aquifer bis an die Basis der quartären Rinnen (bis zu 300 m Tiefe) durchgängig mit sandig-kiesigen Schichten gefüllt. In anderen Gebieten kann er durch den Lauenburger Ton in bis zu fünf Stockwerke untergliedert sein. Die Rinnen durchschneiden die miozänen Tone und stellen dadurch den hydraulischen Kontakt zwischen den verschiedenen Grundwasserstockwerken her. Der tiefere Untergrund besteht aus mächtigen Ablagerungen des Mesozoikums und des Tertiärs, deren Schichten von zahlreichen Salzstöcken gestört und emporgehoben wurden.

Als Bodenausgangsgesteine ergeben sich durch die glaziale Vergangenheit der Referenzgebiete vor allem Sande und Kiese, die im Folgenden unter den Sammelbegriff des Naturraums „Schotter/Sande“, Geschiebemergel bzw. -lehme, vereinzelt auch Sandlössen die als Naturraum „Moränen“ und Auensedimente, die als Naturraum „Flussauen“ zusammengefasst wurden.

Als Böden ergeben sich im Naturraum „Flussauen“ semiterrestrische Böden, die durch Grundwassereinfluss und unregelmäßige kurzzeitige Flussüberschwemmungen gekennzeichnet sind. Auf den mit Sanden und Kiesen bedeckten Bereichen des Naturraums „Schotter/Sande“ sowie den Geschiebemergeln und Sandlössen des Naturraums „Moränen“ bildeten sich vor allem terrestrische Böden. Lediglich im Bereich von

Senken bzw. Seen und Mooren entstanden semiterrestrische Böden. Aus den während der Warmzeit abgelagerten Auenlehmen des Naturraums „Flussauen“ bildeten sich in Gebieten kurzzeitiger Überflutung Aueböden, in denen bei gestörter biologischer Aktivität die Sedimentschichtung erhalten blieb. Bei steigendem Grundwassereinfluss entwickelten sich Gleye, im Bereich von Stauwasser Pseudogleye.

Auf den Flugsanden und Sanderflächen, in den oberen Metern der Geschiebedecksande und den älteren Dünen des Naturraums „Schotter/Sande“ bildeten sich vor allem Podsole und Podsol-Braunerden. Auf Geschiebedecksanden, die über Geschiebelehmen abgelagert wurden, entwickelten sich dagegen häufig Pseudogley-Podsole bzw. Pseudogley-Braunerden. Die jüngeren Dünen sind durch junge unentwickelte Rohböden und Syrosete geprägt. Die Terrassensedimente sind heute weitgehend hochwasserfrei und bestehen im Wesentlichen aus Sanden und Kiesen, die von Auenlehmen unterschiedlicher Mächtigkeit und verschiedenen Alters bedeckt sind. Aus den Sedimenten entwickelten sich gut durchlüftete Braunerden und Parabraunerden. In tieferen Bereichen ist ein Grundwassereinfluss möglich, der zu der Bildung von Gleyen und Gley-Podsolen führte. Der Naturraum „Moränen“ ist durch weiträumig abgelagerte Geschiebemergel und Sandlöss, aber auch engräumig wechselnde Ablagerungen von Sanden und Geschiebelehmen, in den Tälern auch Fließerden gekennzeichnet. In Abhängigkeit des Sediments und Reliefs entstanden in diesem Naturraum unterschiedliche Böden, die von Gleyen bis Braunerden und Parabraunerden reichen und z.T. durch Stauwasser beeinflusst werden. Das Vorhandensein von Mooren ist vor allem an hohe Grundwasserstände gebunden und nicht ausschließlich von den Bodeneigenschaften abhängig. Es ist zwischen Nieder- und Hochmoortorfen zu unterscheiden, die jedoch beide zu der Ausbildung eines Moorgleyes führen.

Der Eingriff des Menschen in den Naturhaushalt verursachte im Laufe der Zeit eine Veränderung der Bodeneigenschaften bis hin zu einer völligen Umgestaltung. Dabei konnten die Bodeneigenschaften verbessert (Plaggenwirtschaft) aber auch verschlechtert (Verdichtung) werden, anderorts wurde der Boden sogar teilweise abgetragen (Torfnutzung) oder die Vegetation umgestaltet bzw. deren Wachstumsperiode begrenzt und damit eine verstärkte Erosion des Oberbodens herbeigeführt.

Über die quartäre Vergangenheit und die Gegenwart stellte der Fluss Elbe den Hauptvorfluter der Referenzregion „Elbe“ dar, in der Region „Weser“ waren/sind es die Flüsse Weser, Aller und Leine. Ihre Einzugsgebietsgröße und damit auch Flussgröße liegt zwischen etwa 150 000 km² (Elbe) und etwa 6 500 km² (Leine). Die geographische Lage und das Abflussverhalten (mäandrierend, braided-river, eintiefend) der Hauptvorfluter wurden/werden im Wesentlichen langfristig durch das Klima (und dadurch auch die vorrückenden Gletscher) gesteuert. Sie besaßen/besitzen jedoch aufgrund ihrer Ursprungsgebiete bzw. der Nebenflüsse ebenfalls einen Jahresgang, der insbesondere im Frühjahr in Zeiten der Schneeschmelze besonders hohe Abflussraten hervorruft. In Zeiten des Permafrosts kann davon ausgegangen werden, dass zumindest die Elbe, vermutlich jedoch auch die Weser eisfrei waren und somit weiterhin einen Kontakt zwischen Oberflächen- und Grundwasser vorhanden war. Die Kolmationsschichten der

Flüsse werden in Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit aus tonigen bis kiesigen Sedimenten gebildet.

In den Referenzregionen entstanden im Laufe der sich abwechselnden Kalt- und Warmzeiten viele Seen. Einige entstanden auch durch Absenkung der Geländeoberfläche infolge von Subrosion unterliegender Salzstöcke. Aufgrund der verschiedenen Bildungsweise besitzen die Seen heute unterschiedliche Wassertiefen und Oberflächenformen. Es wird zwischen den sogenannten Flachseen (wie dem Steinhuder Meer und dem Dümmer See) und den Tiefseen (wie dem Arend- und Hämelsee) unterschieden. Einige verlandeten mit der Zeit, andere blieben bis heute erhalten.

Durch die bereits gegen Ende der kalten Perioden stattfindende Verlandung der Seen wurden sie vielerorts durch Niedermoore ersetzt. In Niedersachsen nehmen diese heute in etwa eine Fläche von 182 000 ha ein, was ca. 4% der Landesfläche entspricht. Die regionale Verbreitung der Moore nimmt mit Zunahme der Kontinentalität von West nach Ost ab. Küstenfern finden sich Moore bevorzugt in Niederungen und Senken. Anhand ihres Wasserhaushaltes und ihrer Entstehungsgeschichte können verschiedene Niedermoorarten unterschieden werden (z.B. Versumpfungsmoore, Überflutungsmoore, Verlandungsmoore).

Die Eigenschaften der oberflächennahen Grundwässer hängen im Wesentlichen von den naturräumlichen Einheiten ab, in denen sie sich befinden. Ihre Sedimente, Topographie und Lage zum nächsten Vorfluter geben die Randbedingungen für den Flurabstand, die chemische Zusammensetzung, aber auch die Neubildung des Grundwassers vor. Häusliche, landwirtschaftliche und kommerzielle Grundwasserentnahmen überprägen vor allem den Grundwasserflurabstand.

Abstrom und Oberfläche des Grundwassers im östlichen Niedersachsen wurde/wird großräumig durch die Flussniederungen der Weser, Aller und Elbe sowie durch die Geländetopographie, heute die Endmoränenzüge des Warthestadiums, geprägt, die eine deutliche Wasserscheide zwischen der Referenzregion der „Elbe“ und „Weser“ bilden. Der Grundwasserabfluss ist in der Regel auf die jeweiligen Vorfluter gerichtet, zum Teil auch auf die ihnen zufließenden Flüsse bzw. Kanäle. Die Sedimente bestimmen, inwieweit gespannte oder freie Grundwasserverhältnisse vorliegen. Die Grundwasseroberfläche des Naturraums „Schotter/Sande“ ist meist frei ausgebildet, da bindige Deckschichten nur lückenhaft verbreitet sind. Auf den bindigeren Sedimenten, wie z.B. Geschiebemergeln oder Lehmen des Naturraums „Moränen“, können lokal schwebende Grundwasserstockwerke auftreten. Die Fließrichtung des unteren Stockwerks weicht stellenweise von der des oberflächennahen Grundwassers ab.

Generell kann davon ausgegangen werden, dass topographisch höher gelegene Gebiete unabhängig von ihrer naturräumlichen Einheit auch höhere Grundwasserflurabstände aufweisen. So liegen die Flurabstände innerhalb der „Flussauen“ in der Regel zwischen 0 und 4 m /NLF05/, in den randlichen „Schotter/Sande“ bzw. „Moränen“-Gebieten zwischen 0 und 10 m, auf den Hochflächen, wie z.B. den Geestinseln oder den Endmoränen jedoch zwischen 10 und 55 m.

Die Grundwasserchemie wird vor allem durch die Eigenschaften der eindringenden Grundwässer sowie die Lösungsvorgänge im Untergrund bestimmt. So hängt die Chemie der oberen Grundwasserkörper in starkem Maße von der vorherrschenden Vegetation und den Böden sowie unter heutigen Bedingungen den landwirtschaftlichen Maßnahmen (z.B. Düngung) ab. Seine chemische Zusammensetzung wird zusätzlich durch Lösungs- und Sorptionsvorgänge in den durchströmten Sedimenten und nahegelegenen Salzstrukturen in Abhängigkeit von Fließgeschwindigkeit/Aufenthaltsdauer des Grundwassers verändert. Aufgrund einer Trennung der Grundwasserstockwerke durch weiträumig ausgeprägte Trennschichten und dadurch geringe Durchmischung der Grundwässer können sie eine andere chemische Zusammensetzung aufweisen. In früheren Zeiten dürfte zumindest in der Referenzregion „Elbe“ das in die Elbe eindringende Meerwasser zu vermehrt brackischen Grundwässern geführt haben. Für den Zeitraum während der Eisbedeckung und vor allem während und nach Abschmelzen der Gletscher in den späten Kaltzeiten ist anzunehmen, dass vermehrt sauerstoffreiches Wasser in den Untergrund eindrang und die Chemie des Grundwassers erheblich beeinflusste.

Die oberflächennahen Grundwässer in der Referenzregionen sind heute in der Regel weich bis mittelhart, mit geringen Eisen- und Mangangehalten. Im Bereich der „Flussauen“ weist die chemische Beschaffenheit der Grundwässer örtlich leicht erhöhte Gesamt- und Karbonathärte (mittelhart) sowie erhöhte Eisen und Manganwerte auf. Innerhalb der Naturräume „Schotter/Sande“ und „Moränen“ lassen sich vor allem in der Referenzregion „Elbe“ in geringer Tiefe vielerorts versalzene Grundwässer nachweisen. Diese treten zwar auch in der „Weser“-Region auf, sind jedoch wesentlich kleinräumiger ausgeprägt. Dafür finden sich in der „Weser“-Region häufig typische Moorwässer mit hohen Gehalten organischer Substanz und niedrigem pH-Wert.

Die Tiefengrundwässer im Gebiet „Elbe“ sind durch die im Untergrund vorhandenen Salzstöcke und die ausgeprägten hydraulischen Fenster häufig durch hohe Chlorid- und Sulfatgehalte geprägt.

Aufgrund der meist relativ groben Bodentextur und des stabilen Bodengefüges sowie der weitgehend geschlossenen Vegetationsbedeckung und des geringen Reliefs ist der Oberflächenabfluss in den Referenzregionen relativ gering und die Grundwasserneubildung hoch. Unterschiede ergeben sich aus der geographischen Lage der Referenzgebiete sowie kleinräumig durch die Standortgegebenheiten im Hinblick auf Topographie, Hangneigung, Vegetation, Boden sowie des Grundwasserflurabstands. Vor allem unter Permafrostbedingungen war sie stark herabgesetzt. Bei Gletscherüberdeckung konnte dagegen aufgrund des unter dem Gletscher vorhandenen ungefrorenen Bodens eine Neubildung durch Schmelzwässer erfolgen. Die berechneten Werte für die heutigen Klimaverhältnisse liegen für beide Regionen in der Regel zwischen 0 und 250 mm/a. Kleinräumig können auf sandigen Böden bei geringem Oberflächenabfluss auch Maximalwerte bis 450 mm/a erreicht werden. In der „Weser“-Region werden unter günstigen Bedingungen Grundwasserneubildungsraten bis zu 350 mm/a berechnet.

Je nach klimatischen Bedingungen bildeten sich aufgrund der geographischen Nähe der beiden Referenzregionen und des Auftretens gleicher Naturräume mit ähnlicher Topographie und Böden in beiden eine ähnliche Vegetation in Form von Tundren, Borealen Wäldern oder Steppen. Aufgrund der klimatischen Verhältnisse gehören die Regionen heute den natürlichen Waldstandorten an. Die Naturwälder bestehen meist aus sommergrünen Laubwäldern oder Mischwäldern aus sommergrünen Laubbäumen und immergrünen Nadelhölzern. Ihr Mineralstoffkreislauf ist kurz und umsatzstark, da die Nährstoffaufnahme im Frühjahr und Sommer hoch ist und schon im nachfolgenden Herbst ein großer Teil davon über den Blattfall dem Boden zurückgeführt und aus dem Streu innerhalb von vier Jahren wieder freigesetzt wird. Die Streuauflage ist daher gering und der Humusgehalt der Böden hoch. Die Ausprägung der Vegetation und ihre Wachstumsphase wird nicht nur durch den Niederschlag bestimmt, der das ganze Jahr über recht ausgeglichen fällt und ganzjährig über der Temperaturkurve liegt, sondern vor allem durch die Temperatur, die einen ausgeprägten Jahresgang aufweist.

Heute werden nahezu alle Flächen land- oder forstwirtschaftlich genutzt. Ein geringer Flächenanteil steht unter Naturschutz.

Die natürlichen Wälder wurden durch den menschlichen Einfluss in beiden Referenzregionen nahezu vollständig verdrängt und durch landwirtschaftliche Flächen und Wirtschaftswälder ersetzt. So sind aufgrund der relativ hohen Bodenfruchtbarkeit im Gebiet „Weser“ mit bis zu 20% Waldfläche erheblich weniger Flächenanteile unter forstwirtschaftlicher Nutzung als in der Region „Elbe“, dessen Waldanteil an der Gesamtfläche bis zu 40% beträgt. Im Gebiet „Elbe“ bestehen die Wälder zu mehr als die Hälfte aus Kiefern, ein weiteres Viertel entfällt auf schnellwachsende Laubbäume. Im Gebiet „Weser“ sind hauptsächlich schnellwachsende Laubbäume, Buchen, Eichen und Fichten vertreten.

Die Art der landwirtschaftlichen Nutzung der Naturräume hängt im Wesentlichen von den klimatischen und topographischen Verhältnissen sowie den Bodeneigenschaften ab, die sich aus den Ausgangssubstraten der Böden sowie dem Grundwasserstand ergeben. Die Hauptgrünlandnutzung findet daher in beiden Referenzregionen im Bereich der Flussauen statt sowie im Gebiet „Weser“ zusätzlich im Bereich ausgedehnter ehemaliger Mooregebiete. Wo möglich und rentabel wird wegen der hohen Bodenfruchtbarkeit der Flussauen die Nutzung durch Ackerbau derjenigen als Grünland mit Weidewirtschaft vorgezogen. Mit der landwirtschaftlichen Nutzung gehen intensive Eingriffe in die natürliche Landschaft und die Bodeneigenschaften einher, wie z.B. die Absenkung des Grundwasserstandes, die Einebnung des Oberflächenreliefs, Eintrag von Dünger.

Die Böden aus Sand- und Schotterseimenten liefern im Vergleich zu den schluffhaltigeren Böden aus Moränenmaterial weniger Nährstoffe und fallen aufgrund ihrer geringeren Wasserkapazität leichter trocken. Die Landwirtschaft ist daher auf diesen Gebieten zur Ertragssicherung und -steigerung auf die Beregnung und den Einsatz von Düngern angewiesen. Es zeigt sich, dass in beiden Referenzregionen vorwiegend Getreide (Roggen und Gerste) angebaut und eine Grünlandnutzung betrieben wird. Darüber hinaus werden in der Region „Elbe“ vorwiegend Kartoffeln angebaut, während es

im Gebiet „Weser“ vor allem Zuckerrüben und Raps sind. Maisanbau findet sich in beiden Gebieten.

Auch im Hinblick auf die Tierhaltung unterscheiden sich die Referenzregionen nicht wesentlich voneinander. Sowohl in der Referenzregion „Elbe“ als auch im Bereich „Weser“ werden vor allem Rinder und Schweine gehalten.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass sich die beiden Referenzregionen im Allgemeinen durch folgende Gemeinsamkeiten auszeichnen:

- gleiche terrestrische Naturräume (Moränen, Schotter/Sande, Flussauen), die sich voneinander in ihren oberflächennahen Sedimenten, Durchlässigkeiten, Grundwasserflurabständen, Böden, landwirtschaftlicher und forstwirtschaftlicher Nutzung (Ertrag, z.T. Anbau) unterscheiden
- gleiche aquatische Naturräume (See, Fluss, Moor)
- geringe Reliefunterschiede
- geringe hydraulische Gradienten
- geringe Erosion/Sedimentation
- nur geringfügige Hebungs-/Senkungserscheinungen
- ähnlicher Aufbau des Untergrundes:
 - hohe Quartärmächtigkeiten
 - Vorhandensein von Porengrundwasserleitern mit hydraulischen Fenster
 - Vorkommen quartärer Rinnen
- gleiches heutiges Klima sowie vergleichbare Klimaentwicklung (Quartär und Holozän)
- meist ungespannte Grundwasserverhältnisse
(gespannte und schwebende Grundwasserleiter kommen nur kleinräumig vor)
- ähnliche Grundwasserneubildungsraten
- ähnliche potentielle natürliche Vegetation (Quartär und Holozän)
(Steppe, Boreal, Tundra)
- ähnliche Nutzung der landwirtschaftlichen Flächen
- vorrangige Speisung von Seen durch Grundwasser
- vorrangige Speisung von Flüssen durch Oberflächenwasser
- vergleichbare Böden

Unterschiede bestehen in

- der Ausprägung der quartären Rinnen (Tiefe)
- Entfernung zum letzten Gletscher (Weichsel)
 - Ausprägung weichselzeitlicher Sedimentablagerung (Löss, Schotter/Sande)
 - Alter der Böden (Chronosequenz)
- Länge der Eisüberdeckung während der Elster- und Saale-Kaltzeit
 - Dauer der Sedimentation/Erosion
 - => Auswirkung auf die Mächtigkeit der Deckschichten
 - Bodenbildung (org. Material, Auswaschung)
 - Entwicklungsstadium Seen/Moore (Kolmationsschicht Mächtigkeit, Alter)
- Größe, Ausprägung und Herkunft der Flussläufe
 - Überflutungsfläche
 - Ausprägung der Kolmationsschicht (Mächtigkeit, Alter)
 - Fließgeschwindigkeit => Sedimentfracht (Menge, Art, org. Bestandteile)
- Grundwasser-Chemie und Nutzung des Grundwassers durch Wasserwerke (Entnahmetiefe/-menge)
- Nähe des Meeres während der Eem-Warmzeit
- Nähe zum Bergvorland (Vorhandensein und Mächtigkeit von Löss)
- Anthropogene Nutzung der Naturräume
 - Flächenanteil Naturschutzgebiet/Biosphärenreservat
 - Entwicklung von vernässten Flächen
- Auf landwirtschaftlichen Flächen
 - => unterschiedlicher Beregnungs- und Düngungsaufwand
- Anteil der forstwirtschaftlichen Flächen

5.1.2 Referenzregion Süddeutschland

Für die Referenzregion in Süddeutschland, die sich vom Südhang der Schwäbischen Alb bis in den nördlichen Randbereich des Alpenvorlandes im Umkreis der Stadt Ulm erstreckt, wurde eine Naturraumanalyse durchgeführt. Diese umfasst eine Analyse der Geomorphologie, Hydrogeologie, Hydrologie, Vegetation und des Klimas in der Region. Es handelt sich um eine Kulturlandschaft, so dass die Einflussnahme durch den Mensch über die Bewirtschaftung – wie Land-, Forst- und Wasserwirtschaft – und die daraus resultierende anthropogene Überprägung der natürlichen Entwicklung der Region einzubeziehen war.

In der Referenzregion treffen mehrere Landschaften aufeinander, die durch die geologische Situation vorgeprägt sind. Im nördlichen Teil der Referenzregion befindet sich die Karstlandschaft der Schwäbischen Alb, die durch langzeitige Erosion der Kalksteine und Mergel des Malms geprägt ist. Im südlichen Teil der Referenzregion breiten sich die Hügellandschaften der pleistozänen Schotterfluren (Iller-Lech-Platte) und der tertiären Molasse aus. An der Nahtstelle dieser Landschaften liegt die Flusslandschaft der Oberen Donau, mit weiten pleistozänen Schotterterrassen an den Talrändern und alluvialen Ablagerungen in der subrezentem Aue.

Das Relief ist durch langes Einwirken von Erosions- und Sedimentationsprozessen geprägt, zerschnitten durch Flusstäler. Die höheren Ebenen sind von Löss und/oder Verwitterungsdecken überdeckt und abgeflacht, die Flusstäler mit Alluvionen und Auesedimenten aufgefüllt. Dennoch sind die Reliefunterschiede in der Karst- und Hügellandschaft hoch und das Erosionsrelief relevant für das Einwirken von Wetter (Niederschläge, Wind) und Flüssen.

Die unterschiedliche Geologie in den Landschaften paust sich auf die Substrate der Bodenbildung und somit auf die Bodengesellschaften in der Region durch. Auf der Schwäbischen Alb dominieren die terrestrischen Bodenentwicklungen der Kalk- und Mergelserie, infolge dessen vor allem Bodengesellschaften mit Rendzina, Terra fusca und Parabraunerde entstanden sind, Auf den Schotterfluren und Molassen bildeten sich überwiegend Bodengesellschaften mit Tschernosem, Parabraunerde, Braunerde und Pseudogley als Folge der terrestrischen Bodenentwicklungen der Mergelserie. In den Flussniederungen der Donau und der Nebenflüsse sind sowohl terrestrische Bodengesellschaften der Auen, mit Vega und Auengley als auch semiterrestrische Bodengesellschaften mit Gley und Niedermoor entstanden.

Infolge der geomorphologischen und pedologischen Merkmale in der Referenzregion können drei terrestrische Naturräume unterschieden werden: die Schwäbische Alb (Kürzel: Alb) im Norden, die Schotterfluren und –terrassen (Kürzel: Schotter) und die Flussauen (Kürzel: Aue) in den Tälern der Donau und ihrer Nebenflüsse.

Diese Unterteilung zwischen südlichem und nördlichem Teil ist auch bezüglich der hydrogeologischen und hydrologischen Merkmale in der Referenzregion wieder zu erkennen. Der bestimmende Grundwasserleiter der Geosphäre (Geosphärenaquifer) ist der Karstaquifer im Oberjura. Dieser steuert die Grundwasserbewegungen und bestimmt

die Grundwasserflurabstände fast in der gesamten Referenzregion. Der Karstaquifer streicht in der Schwäbischen Alb und fällt nach Süden hin steil ein, um südlich des Donautals tief unter die Schotter und Molasse des Alpenvorlandes abzutauchen. Auf der Alb steht der Karstaquifer an der Oberfläche an, in der Flussniederung der Donau ist er vollständig überdeckt und südlich der Donau durch die mächtigen geringleitenden Schichten der Molasse und Schotter abgedeckt. Dies hat Konsequenzen: in den Karsttälern der Alb gelangt das Wasser des Karstaquifers über Quellen an die Oberfläche, in der Flussniederung der Donau steigt dieses Wasser aufgrund artesischer Verhältnisse über hydraulische Fenster bis in die alluvialen Ablagerungen auf und südlich des Donautals gelangt es nicht mehr auf natürlichen Wegen an die Oberfläche. Das heißt, in der Alb speist der Karstaquifer direkt in die Alluvionen der Flusstäler, die Flüsse entspringen diesen Karstquellen; im Donautal speist er indirekt – als aufsteigendes Karstgrundwasser – über hydraulische Fenster mit in die alluvialen Talschotter ein und in den Tälern der Schotterfluren gar nicht.

Für den oberflächennahen Biosphärenaquifer folgt daraus, dass dieser in den Tälern der Alb quasi vollständig durch den Karstaquifer gebildet wird, im Flusstal der Donau durch den alluvialen Talaquifer der Donau, welcher stark vom Karstwasser beeinflusst wird, und in den Tälern der Iller-Lech-Platte durch vom Karstwasser unbeeinflusste alluviale Talaquifere.

Die Donau und sein alluvialer Talschotter sind die Hauptvorflut in der Referenzregion, die lokale Vorflut bilden die Nebenflüsse der Donau und ihre alluvialen Talschotter in den nördlichen und südlichen Seitentälern. Über diese Flüsse und Talaquifere wird quasi das gesamte Wasser der Referenzregion zwischen Geo-, Hydro- und Atmosphäre ausgetauscht bzw. der Wasserkreislauf der Referenzregion wird über die Flusstäler gesteuert. Das Vorflutniveau der Donau bestimmt den Karstwasserspiegel des Tiefen Karsts (Karstaquifer) und auch den Grundwasserstand der alluvialen Talaquifere. Dieser variiert in Abhängigkeit der Neigung der Talwasserscheiden und kann die Flur erreichen.

Infolge der hydrologischen Situation in der Referenzregion können drei aquatische Naturräume unterschieden werden: der Fluss, die Quelle und das Moor. Natürliche Seen gibt es in der Referenzregion seit dem Holozän nicht. Die Quellen im Gebiet der Schotterfluren und Molasse (südlich des Donautals) sind nicht relevant, da hier keine hydraulische Verbindung mit dem Geosphärenaquifer besteht.

Die quartäre Entwicklung in der Referenzregion war – bis zum Eingreifen des modernen Menschen – durch natürliche Prozesse geprägt, insbesondere durch Erosion und Sedimentation, Wettererscheinungen und Vegetation. Der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten prägte die natürliche Entwicklung in der Region. In Kaltzeiten bestimmten periglaziale Prozesse die Morphogenese, insbesondere die Solifluktion, die glazifluviale Erosion und Sedimentation sowie die äolische Sedimentverfrachtung die Morphogenese. Die Flusstäler unterlagen einer starken Tiefen- und Seitenerosion und die Unterläufe wurden aufgeschottert. Die Verkarstung kam weitgehend zum Erliegen. In Warmzeiten – wie gegenwärtig im Holozän – setzte die Verkarstung wieder ein. Auf

den Ebenen dominiert die chemische Verwitterung und Bodenbildung, in den Flusstälern die Abtragung der Aufschotterungen der Kaltzeit und danach die Auen-sedimentation.

Relief und Auswirkungen der vergangenen Kalt- und Warmzeiten sind jedoch durch die letzte Kaltzeit (Würm) und die gegenwärtige Warmzeit des Holozän weitgehend überprägt. Die Hochflächen der Alb und der Schotterfluren sind eingeebnet und weitgehend mit Löß und Verwitterungsmaterial bedeckt, und die Flusstäler mit holozänen Alluvionen aufgefüllt und Auensedimenten abgedeckt.

Seit dem Holozän – vor dem Eingreifen des Menschen – war die Referenzregion ein zusammenhängendes Waldgebiet mit einigen wenigen offenen Moorflächen in den Flussniederungen, insbesondere der Donau. Durch die Eingriffe des Menschen wurde der Naturraum merklich verändert. Der Naturwald ist fast vollständig verschwunden. Die gegenwärtige Kulturlandschaft ist dicht besiedelt und weitflächig bebaut. Ein Großteil der Flächen werden intensiv land- und forstwirtschaftlich genutzt. Infolge dessen sind bestimmende Merkmale und Eigenschaften der Naturräume verloren gegangen. Beispielsweise ist die natürliche Vegetation fast völlig verschwunden, die Grundwasserspiegel in den Flusstälern abgesenkt, landwirtschaftlich genutzte Böden stark erodiert sowie weitflächige Niedermoore und Auenwälder inzwischen selten geworden.

Die Naturgüter Wasser und Boden werden intensiv genutzt. Das rezente Flussbett der Donau ist begradigt und eingefasst sowie das Vorflutniveau abgesenkt. Der Karst-aquifer des Malms besitzt wasserwirtschaftlich überregionale Bedeutung, es gibt eine Vielzahl von Wasserfassungen und Brunnen in den Tälern der Alb und im Donauried. Die intensive Nutzung der Böden als Ackerflächen und Grünland ist weit verbreitet, insbesondere in den Flussniederungen.

Die Referenzregion ist durch folgende Merkmale und Eigenschaften gekennzeichnet:

- unterschiedliche terrestrische Naturräume nördlich und südlich der Donau
- relativ hohe Reliefunterschiede,
- relativ hohe hydraulische Gradienten,
- variierende Erosions- und Sedimentationsraten,
- geringfügige Senkung,
- unterschiedliche Bodenbildungen und -entwicklungen
- wechselnde, sowohl gespannte als auch ungespannte Grundwässer
- unterschiedliche Grundwasserneubildung
- ähnliche karbonatreiche Grundwasser-Chemie
- Speisung von Flüssen durch Grundwasser nördlich der Donau und durch Oberflächenwasser südlich der Donau
- unterschiedliche aquatische Naturräume nördlich und südlich der Donau

- ähnliche (gemäßigte) Klimabedingungen,
- ähnliche natürliche Vegetation
- unterschiedliche quartäre Auswirkungen
- starke anthropogene Überprägung der Naturräume.

Daraus sind für die Radionuklidausbreitung zum und im Biosphärensystem folgende Effekte zu erwarten: (1) kurze Transportwege vom Geosphärenaquifer zu den Biosphärenaquiferen in der Schwäbischen Alb und im Donautal, (2) hohe Verdünnung durch große Grundwasserspeicher und hohe Grundwasserneubildung sowie durch relativ hohe hydraulische Gradienten und Fließgeschwindigkeiten und (3) verstärkte Akkumulation in Sedimenten und Böden im Holozän infolge geringer Erosion und langsamer Bodenentwicklungen.

5.2 Schematische Beschreibung der physikalischen Biosphäre für Klimazustände des Quartär

In diesem Kapitel wird zuerst eine schematische Darstellung der Kompartimente des Biosphärensystems entwickelt. Das Kompartimentmodell berücksichtigt die Prozesse, die den Austausch von Feststoffen, Wasser und Radionukliden zwischen einzelnen Kompartimenten des Biosphärensystems im relevanten Ausmaß beeinflussen können. In der Folge werden die Austauschprozesse in den Biosphärensystemen der Referenzregionen Nord- und Süddeutschlands dargestellt, die die Radionuklidausbreitung und damit die Radionuklidkonzentration in den Kompartimenten beeinflussen können. Dies erfolgt für das Klima der Gegenwart (Holozän), für ein kälteres Klima mit Permafrostbedingungen und für ein wärmeres Klima mit höheren Niederschlägen. Dabei wird vorerst nur der diskrete Klimazustand des Biosphärensystems betrachtet. Eine *Warmzeit mit Meerwasserüberflutung* und eine *Kaltzeit mit Eisüberdeckung* werden nicht betrachtet, da davon ausgegangen wird, dass diese zwar für die Entwicklung der Biosphärensysteme, aber nicht für die Exposition während einer solchen Periode relevant sind. Gründe dafür sind z.B., dass eine Region mit Eisüberdeckung keinen Lebensraum für Menschen bietet und ein Meeresvorstoß mit Überschwemmung von einigen Zehner Metern eine potentielle Kontamination extrem verdünnen würde. Ebenso werden Klimaübergänge zwischen den Klimazuständen nicht berücksichtigt. Sie sind ein Schwerpunkt der nachfolgenden Arbeiten in diesem Projekt.

Nach der Erstellung der schematischen Abbilder der diskreten Klimazustände wird mittels einer internationalen FEP-Liste geprüft, ob die relevanten Prozesse für die Beschreibung und Entwicklung eines Biosphärensystems umfassend bei der Erstellung der Kompartimentmodelle berücksichtigt worden sind.

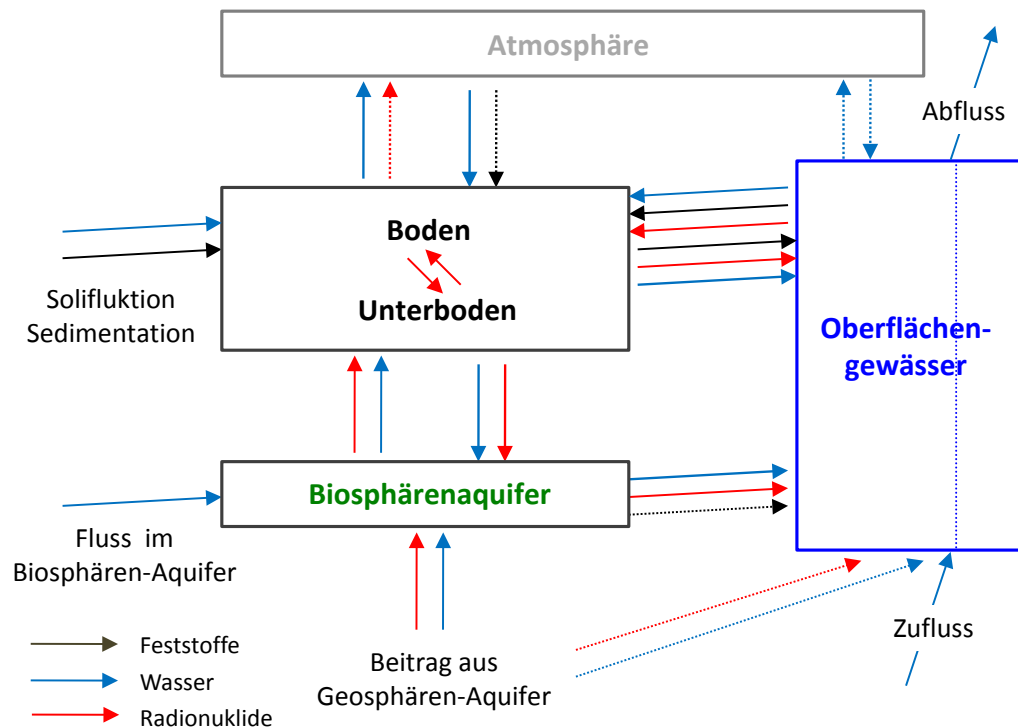


Abb. 75: Kompartimentmodell für die modellhafte Darstellung der Biosphärensysteme, einschließlich wichtiger Prozesse für den Radionuklidaustausch

Das Kompartimentmodell für die vereinfachte Abbildung eines Biosphärensystems setzt sich aus vier Kompartimenten zusammen, siehe Abb. 75:

- Biosphärenaquifer,
- Boden,
- Oberflächengewässer und
- Atmosphäre.

Die in das Biosphärensystem bzw. das Modell ein- und austretenden Flüsse an Radionukliden, Wasser und Feststoffen werden durch Pfeile zu/von einem Kompartiment dargestellt. Die Austauschprozesse innerhalb des Biosphärensystems werden durch Pfeile zwischen den Kompartimenten dargestellt. Dabei zeigen blaue Pfeile den Transport von Wasser, schwarze Pfeile den Transport von Feststoff und rote Pfeile den möglichen Transport von Radionukliden an. Die Pfeilspitze gibt die Transportrichtung an. Prozesse, die eine geringere Relevanz haben, sind durch gestrichelte Pfeile dargestellt. Die Austauschprozesse in der Gasphase, die für volatile Radionuklide, wie z.B. C-14, eine Rolle spielen können, werden hier nicht betrachtet.

Das Kompartiment Oberflächengewässer stellt die aquatischen Naturräume in der Hydrosphäre dar. Es wird sowohl das Wasser als auch das Sediment berücksichtigt, angedeutet durch die gestrichelte Linie in dem Kompartiment. Die Randbedingungen dieses Kompartiments werden insbesondere durch den Zu- und Abfluss im Gewässer geprägt.

Für manche Systeme kann auch ein Eintrag von Wasser und Radionukliden aus einem Geosphärenaquifer eine Rolle spielen. Für die Wasserbilanz, insbesondere von Seen, sind Evaporation und Niederschlag von Bedeutung.

Das Kompartiment Boden stellt die terrestrischen Naturräume dar. Es berücksichtigt den Oberboden und den Unterboden. Obwohl zwischen einem phasenweise ungesättigten Oberboden und einem gesättigten Unterboden zu unterscheiden ist, wird angenommen, dass der Austausch von Feststoff und Wasser weitgehend ungehindert erfolgt und der Radionuklidtransport in beiden Richtungen erfolgen kann. Bei dem Austausch von Feststoffen spielen natürliche Prozesse wie Bioturbation, und auch anthropogene Prozesse wie das Pflügen des Bodens eine wichtige Rolle. Das Kompartiment ist durch , die Einträge von Feststoffen und Wasser aus der Umgebung gekennzeichnet.

Das Kompartiment Atmosphäre stellt ausschließlich den Austausch von Wasser zwischen Atmosphäre und Geosphäre über den Boden dar. Der Wasseraustausch spielt für die Bilanz von Oberflächengewässern eine wichtige Rolle, ist allerdings für den Radionuklidaustausch im System von untergeordneter Bedeutung und wird nicht berücksichtigt. Die gepunkteten Pfeile zeigen an, dass der Eintrag von Feststoffen, beispielsweise Staub und der Austrag von Radionukliden wie z. B. C-14 in der Gasphase über die Bodenluft vorerst nicht berücksichtigt werden.

Die für den Radionuklidtransport im Biosphärensystem wichtigen Austauschprozesse sind im Kompartimentmodell mit roten Pfeilen dargestellt, die parallelen Pfeile in blauer und/oder schwarzer Farbe deuten darauf hin, ob der Radionuklidtransport in der wässrigen Phase (Wasser oder Lösung) und/oder mit Feststoffen (Sediment) erfolgt. Einige wichtige Austausch- bzw. Transportprozesse innerhalb des Biosphärensystems sind beispielsweise

- die Niederschläge und die Evapotranspiration (zwischen Atmosphäre und Boden),
- das Versickern von Wasser im Boden sowie der variierende Grundwasserflurstand bzw. der kapillare Grundwasseraufstieg im Boden (zwischen Biosphärenaquifer und Boden),
- der Austausch zwischen Oberflächengewässer und Boden durch Infiltration und Exfiltration von Wasser,
- die Exfiltration von Grundwasser in Oberflächengewässer (zwischen Biosphärenaquifer und Boden).
- der Radionuklideintrag in die Böden durch Beregnung eine Rolle. Die Beregnung kann sowohl mit Wasser aus dem Biosphärenaquifer als auch aus Oberflächengewässern (Flüsse, Quellen, Seen) erfolgen.
- der Abtransport von Feststoffen (Sediment) und Wasser aus dem Biosphärensystem der Referenzregion über Fließgewässer und den Wasserfluss im Biosphärenaquifer.

5.2.1 Generalisierte Referenzregion Norddeutschland

Im Folgenden wird auf die spezifischen Bedingungen der Referenzregion in Norddeutschland eingegangen. Dabei werden die Eigenschaften und Prozessen der physikalischen Biosphäre auch im Hinblick auf potentielle Expositionspfade diskutiert. Es werden die Zustände *heutiges Klima*, *Kaltzeit mit Permafrost* und *fortgeschrittene Warmzeit* betrachtet.

Heutiges Klima

Ein Blockschema, das die wesentlichen Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquifer und den in Norddeutschland relevanten Naturräumen unter den heutigen Bedingungen in der Referenzregion zeigt, ist in Abb. 76 dargestellt. Für den Biosphärenaquifer wird angenommen, dass er sich aus sandigen Sedimenten von einigen Zehnern Metern Mächtigkeit zusammen setzt. Austauschprozesse sind durch Pfeile dargestellt, wobei wiederum schwarze Pfeile den Feststofftransport und blaue Pfeile den Wassertransport darstellen. Der Radionuklidtransport kann über beide Wege erfolgen. Gestrichelte Pfeile bedeuten, dass Wasser- und damit Radionuklideintrag über die Beregnung erfolgt. Für Norddeutschland werden drei terrestrische Naturräume und drei aquatische Naturräume betrachtet.

Bei den terrestrischen Naturräumen wird zwischen einem phasenweise ungesättigten Oberboden und einem Wasser gesättigten Unterboden unterschieden, angedeutet durch die gestrichelte Trennlinie (siehe oben). Zur Homogenisierung der Radionuklidverteilung in Ober- und Unterboden können generell Wasseraustausch (Perkolations, Kapillaraufstieg) und Feststoffaustausch (Bioturbation, Pflügen) beitragen. Wie in Kap. 4 und 6.1.1 beschrieben sind in Norddeutschland drei verschiedene terrestrische Naturräume zu betrachten: *Moränengebiete*, *Schotter und Sande*, sowie *Flussauen*.

In den aquatischen Naturräumen wird, wie oben beschrieben, zwischen flüssiger und fester Phase unterschieden. Es wird angenommen, dass sich die Radionuklidverteilung zwischen Wasser und Sediment im Gleichgewicht befindet. Das Moor spielt eine gewisse Sonderrolle, wird aber aufgrund seiner Ähnlichkeit zum See – es stellt eine potentielle Entwicklungsstufe eines Sees dar, wenn in diesem ein hoher Anteil organischen Materials sedimentiert – den aquatischen Naturräumen zugeordnet. Der Austausch zwischen Biosphärenaquifer und terrestrischen Naturräumen erfolgt im Wesentlichen über den Wassertransport, wobei sich die drei Naturräume in Art und Ausprägung der Austauschprozesse unterscheiden. Die Flussauen und viele Gebiete der Schotter und Sande zeichnen sich durch relativ hohe Grundwasserstände und dadurch geringe Flurabstände aus. Entsprechend kann ein Eintrag aus dem Biosphärenaquifer in den Unterboden durch direkten Grundwasserkontakt oder durch Kapillaraufstieg erfolgen. Bei Moränen-Gebieten beträgt der Flurabstand häufig einige Meter, z. T. Zehnermeter, weshalb dieser Prozess hier von geringerer Bedeutung ist. Bei den Moränengebieten spielt daher der indirekte Radionuklideintrag durch Beregnungswasser, das aus Brunnen im Biosphärenaquifer gewonnen wird, eine viel größere Rolle, weil sich die Radionuklide durch die hohe Sorptionseigenschaft des Bodens stark anrei-

chern. Der Beregnungspfad ist auch bei den Schottern und Sanden zu betrachten. Für Auen ist eine Beregnung aufgrund des dauerhaft hohen Grundwasserspiegels nicht notwendig bzw. sinnvoll. Ein Austrag der Wässer und Radionuklide aus dem Boden der drei Naturräume in den Biosphärenaquifer erfolgt durch Perkolation. Ein interner Austausch zwischen den terrestrischen Naturräumen wird nicht betrachtet.

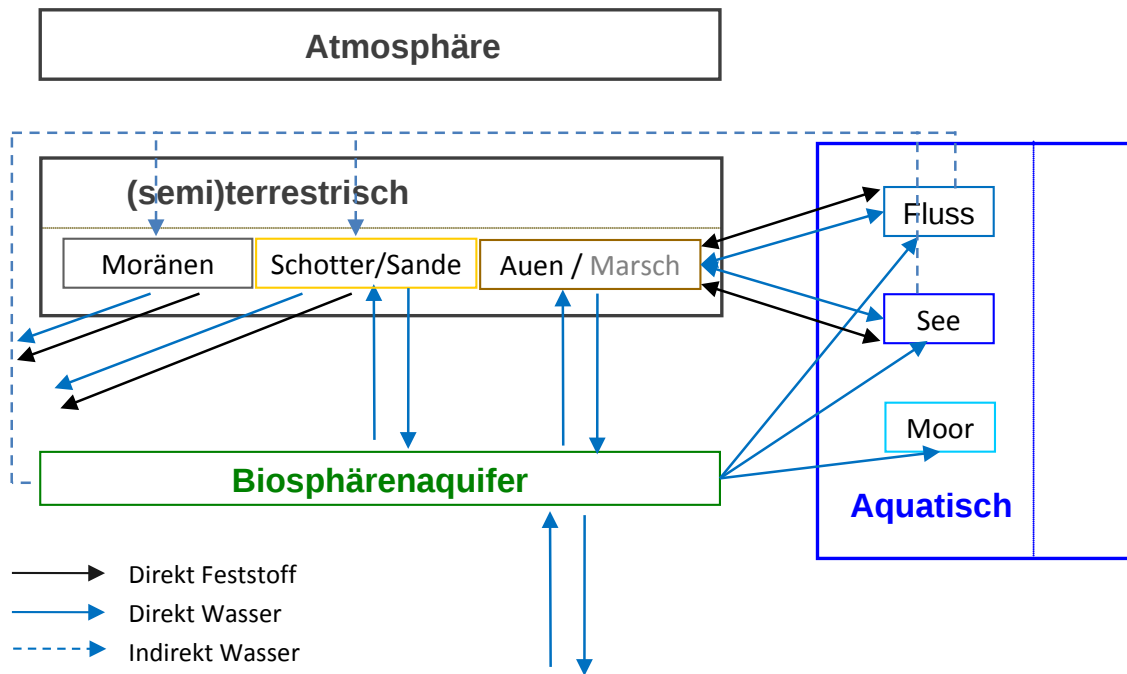


Abb. 76: Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquifer, aquatischen und terrestrischen Naturräumen und Atmosphäre in Norddeutschland – heutiges Klima

Ein Übergang von dem Biosphärenaquifer zu den aquatischen Kompartimenten erfolgt über die wässrige Phase, d.h. über Grundwasserspeisung. Wie in Kap. 4 beschrieben, gibt es in Norddeutschland Flüsse, Seen und Moore, die von Grundwasser gespeist werden. Nur diese werden für die Modellbildung betrachtet, da hier der potentielle Radionuklideintrag am größten ist. Ein interner Wasser- oder Feststoffaustausch zwischen den drei aquatischen Naturräumen wird nicht betrachtet.

Es wird angenommen, dass kein direkter Austausch zwischen dem Moor und den terrestrischen Naturräumen stattfindet. Der Übergang von einem Moor oder See zu nutzbaren Land wird in einem folgenden Arbeitsbericht diskutiert. Ein möglicher Eintrag aus aquatischen in terrestrische Naturräume (Moränen, Schotter/Sande) kann über Beregnung erfolgen, da sowohl See- als auch Flusswasser zur Beregnung von Feldern genutzt werden kann. Des Weiteren spielen in Norddeutschland Austauschprozesse zwischen Flüssen und ihren Auen eine Rolle, da Flussauen periodisch überflutet werden. Der Radionuklideintrag erfolgt dann direkt durch in Wasser gelöste Radionuklide oder

durch Sedimente, die mit dem Wasser transportiert werden und an welche die Kontaminanten gebunden sind.

Abb. 77 zeigt, über welche Kompartimente es zu einer Strahlenexposition des Menschen kommen kann. Die unterschiedlichen Farben zeigen die Pfade von den Kontaminationsquellen über einzelne Zwischenschritte bis zur Aufnahme kontaminierter Substanzen durch den Menschen über externe Strahlung, Inhalation oder Ingestion.

Die externe Strahlung führt dabei allein durch den Aufenthalt in kontaminierten Naturräumen oder Gebäuden mit kontaminierten Baustoffen zu einer Exposition des Menschen.

Eine Inhalation kontaminierter gasförmiger Substanzen geschieht durch die Aufnahme gasförmiger bzw. an Staubteilchen angelagerter Radionuklide über die Atemluft. Denkbar ist dabei z.B., dass aus kontaminierten Baumaterialien wie Lehm oder Ton Radon austritt und sich vor allem innerhalb von Gebäuden durch mangelnden Frischluftaustausch hohe Konzentrationen ansammeln. Zum anderen können Radionuklide durch die Verbrennung von Torf freigesetzt und inhaliert werden.

Von einer Ingestion von Radionukliden wird gesprochen, wenn diese über feste oder flüssige Bestandteile aufgenommen werden. Die Aufnahme erfolgt dann direkt über das Trinkwasser, den Verzehr von Gemüse, Früchten, Getreide, Nutz-/Wildtieren (Fleisch, Fische) und Tierprodukten (z.B. Milch) sowie über eine direkte Ingestion von kontaminiertem Boden, z.B. durch Anhaften von Resterde an den Nahrungsmitteln. Ausgangskompartimente dafür sind die terrestrischen und aquatischen Naturräume sowie der Biosphärenaquifer.

Nahrungsmittel erhalten ihren kontaminierten Anteil dabei durch Aufnahme von Nährstoffen aus dem Boden und dem Grundwasser bzw. Beregnungswasser. Für das heutige Klima sind alle drei terrestrischen Naturräume für die Verwendung als Grünland und für den Ackerbau geeignet. Früchte, Getreide und Gemüse finden sich jedoch in der Regel nicht in Flussauen.

Das Trinkwasser für Mensch und Vieh wird aus dem Biosphärenaquifer oder aus Flusswasser durch Uferfiltration gewonnen.

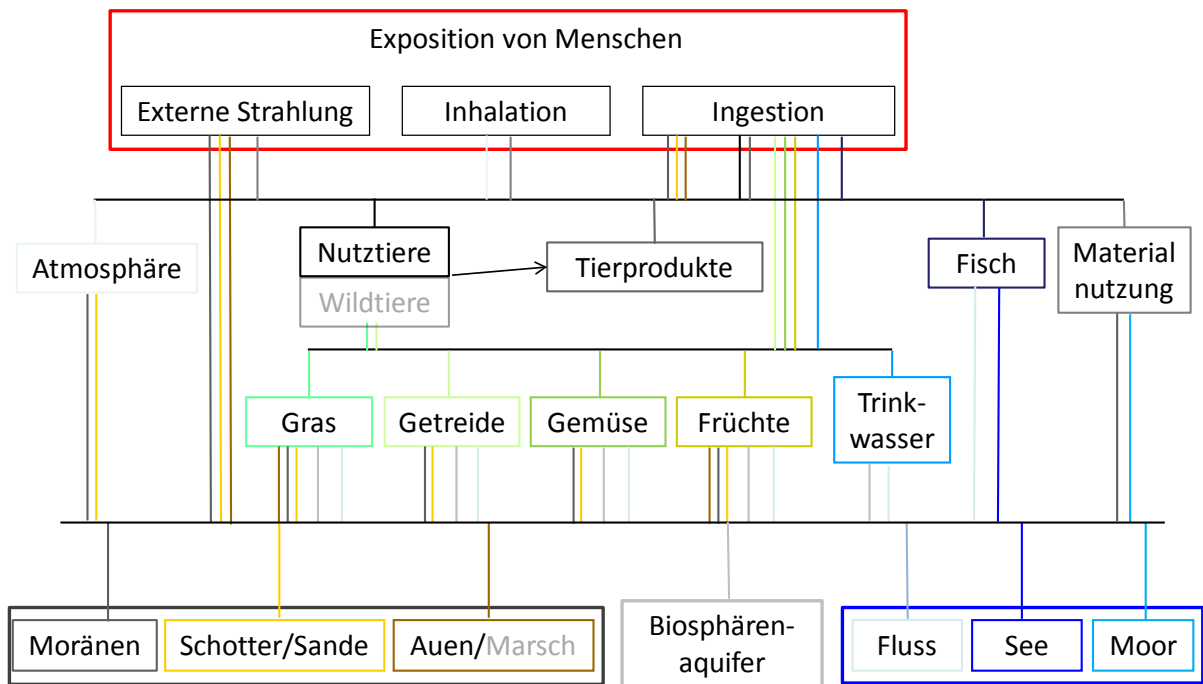


Abb. 77: Potentielle Expositionspfade aus Biosphärenaquifer, Naturräumen und Atmosphäre – heutiges Klima

Permafrost

Permafrost hat in der Vergangenheit in Norddeutschland Tiefen bis zu 150 m erreicht. Unter solchen Bedingungen ist der Biosphärenaquifer gefroren und es findet darin kein advektiver Wassertransport statt. Allerdings können große Flüsse mit einer gewissen Wassertiefe und Fließgeschwindigkeit und zunächst auch tiefe Seen und Bereiche mit salinaren Wässern zur Ausbildung von Taliki führen. In fortgeschrittenen Permafrostperioden wird davon ausgegangen, dass die Taliki im Bereich von Seen und salinaren Wässern nicht erhalten bleiben. Im Bereich von Flüssen stellen sie dann die einzigen Wasserwegsamkeiten bis in Oberflächennähe dar. Ein Austausch des Biosphärenaquifers mit aquatischen Naturräumen erfolgt deshalb nur noch über den Fluss. Entsprechend dieser Bedingungen reduziert sich das Schema mit den Austauschprozessen zwischen den einzelnen Naturräumen deutlich, siehe Abb. 78.

Ein Talik, der sich im Bereich eines Flusses bildet, ermöglicht in einem gewissen Umfang auch einen Austausch mit dem angrenzenden terrestrischen Naturraum Aue. Für gletscherferne Gebiete wird dieser Austausch während des Periglazials aufgrund eher trockener Bedingungen reduziert sein. Für gletschnahe Gebiete kann das Schmelzwasser das an der Oberfläche abfließt allerdings zu einem erheblichen Wassertransport in den Flüssen führen und damit einen erheblichen Austausch zur Folge haben. In diesem Fall findet aber in den Flüssen auch eine hohe Verdünnung potentieller Kontaminationen statt. Von einer Beregnung während Permafrostzeiten ist nicht auszugehen. Demnach finden in Zeiten ausgeprägten Permafrosts keine nennenswerten Radionuklideinträge in die Naturräume *Moränen* und *Schotter und Sande* statt.

Schmelzwässer von Gletschern können die tieferen Aquifere durch große Süßwassereinträge beeinflussen, Äolische / fluviatile Erosions- und Sedimentationsprozesse können in den terrestrischen Gebieten zu einer Verdünnung der Konzentrationen im Boden beitragen.

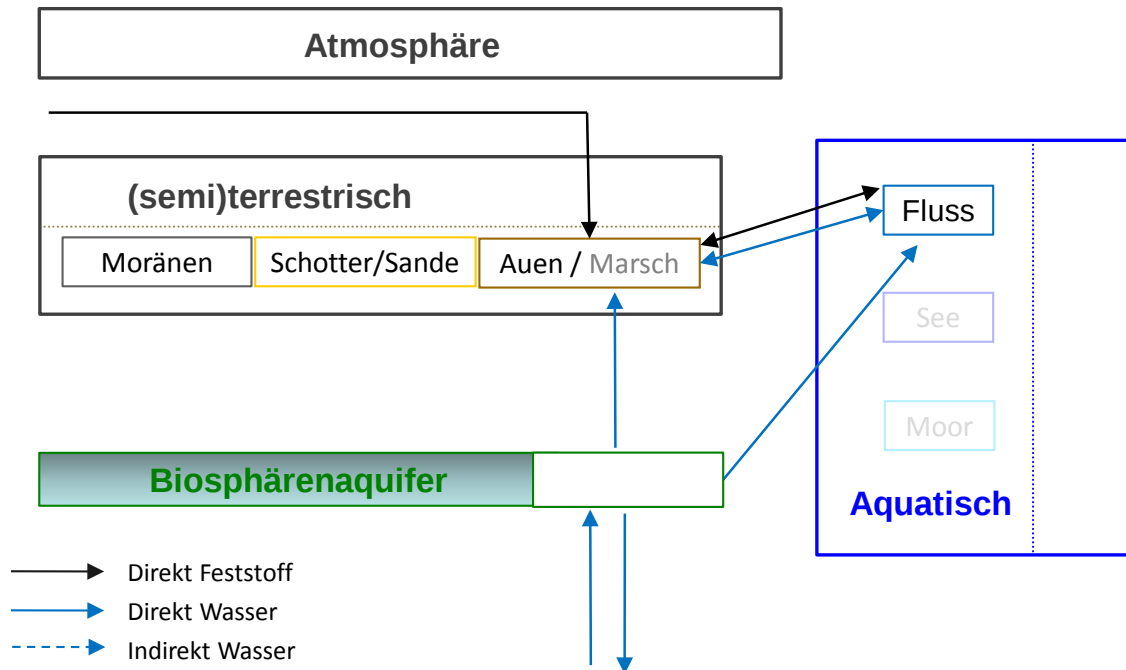


Abb. 78: Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquifer, aquatischen und terrestrischen Naturräumen in Norddeutschland – Permafrost

Abb. 79 zeigt, über welche Kompartimente es dann zu einer Strahlenexposition des Menschen kommen kann. Auch unter Permafrostbedingungen kann die Strahlenexposition des Menschen über externe Strahlung oder die Inhalation oder Ingestion kontaminierter Substanzen erfolgen. Die Pfade der externen Strahlung und Inhalation haben sich prinzipiell nicht geändert, unterscheiden sich aber in ihrer Ausprägung.

Unterschiede zum heutigen Klima bestehen hauptsächlich im Hinblick auf den Pfad der Ingestion: Der Biosphärenaquifer steht nicht oder nur sehr eingeschränkt zur Verfügung. Trinkwassergewinnung erfolgt hauptsächlich über Brunnen aus einem tieferen Aquifer. Flusswasser spielt hauptsächlich durch die Kontamination von Fischen eine Rolle und evtl. als Kontaminationsquelle für Flussauen durch Überschwemmung (s.o.). Es wird angenommen, dass Getreide nicht und Gemüse und angebaute Früchte nur eingeschränkt angebaut werden. Wildfrüchte und Wildtiere spielen gegenüber Nutzpflanzen und Nutztieren aufgrund der widrigen Anbau- und Lebensbedingungen eine wichtigere Rolle. Dass überhaupt Wachstum möglich ist, liegt darin begründet, dass es auch in Permafrostgebieten zu einem Auftauen des Bodens in den Sommermonaten kommen kann.

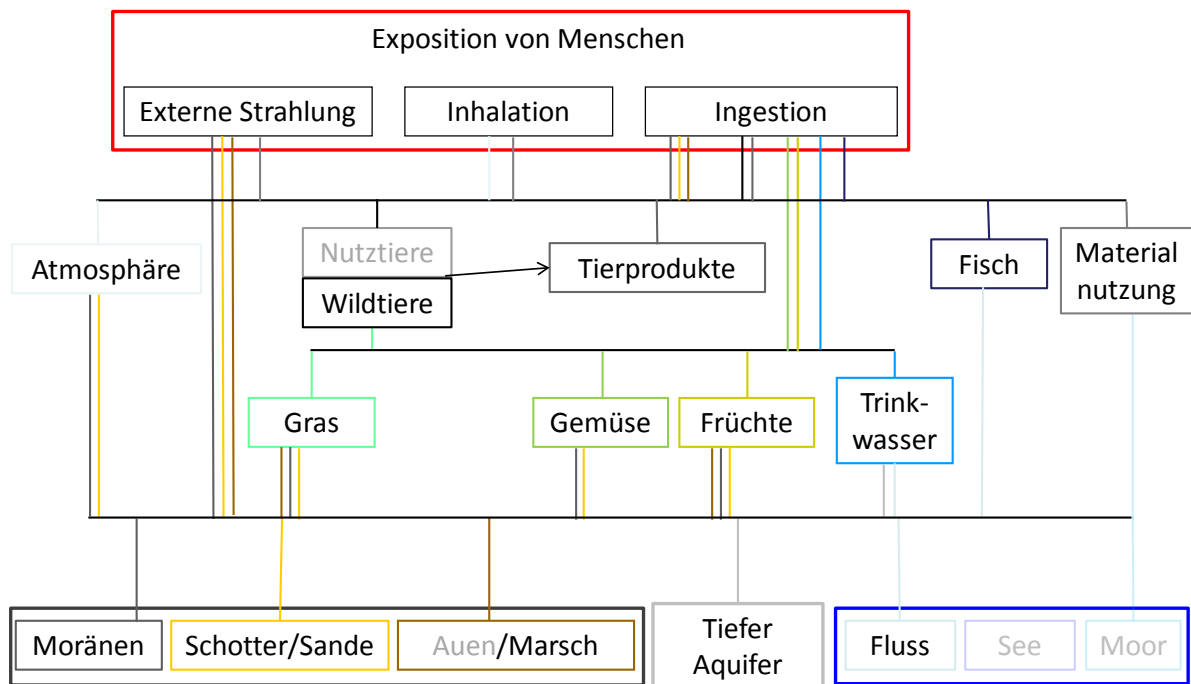


Abb. 79: Potentielle Expositionspfade aus Biosphärenaquifer, Naturräumen und Atmosphäre - Permafrost

Fortgeschrittene Warmzeit

Für die Warmzeit wird angenommen, dass die mittlere Jahrestemperatur noch um wenige Grad ansteigt, was zu einem weiteren Meeresspiegelanstieg führt. Für den Extrem-Fall, dass alle Gletscher abschmelzen, würde dies zu einem verstärkten Eindringen von Meerwasser in die Elbe und Weser führen. Das von den Flüssen abzuführende Wasser würde aufgestaut, so dass ihr Wasserspiegel ansteigt und zu einer Überschwemmung großer Teile der Elbe- und Weser-Region führen würde. Hinsichtlich der Biosphärenmodellierung wird jedoch nur der Zeitraum vor und nach der Überflutung der Gebiete eine Rolle spielen, da während der Überflutung eine große Verdünnung der kontaminierten Substanzen stattfindet und zudem die Expositionspfade stark eingeschränkt sind (siehe Kap. 3). Deshalb wird nur der Zustand ohne Überflutung, bei dem sich die Region in Küstennähe befindet, betrachtet.

Eine Folge davon ist, dass im Wesentlichen dort, wo sich vorher Auen befunden haben, Marschen gebildet werden. Marschen zeichnen sich dadurch aus, dass sie durch den Einfluss der Gezeiten regelmäßig von Meer- bzw. Brackwasser überflutet werden. Das Vorhandensein von brackischen Wässern beeinflusst die Bodenchemie und die Vegetation. Die Möglichkeiten der ackerbaulichen Nutzung sind dadurch stärker eingeschränkt als bei Auen.

Wie sich eine Phase einer weiteren Erwärmung auf die anderen Prozesse auswirkt, hängt davon ab, ob das Klima eher trocken oder eher feucht ist. Bei einem feuchteren Klima ist zu erwarten, dass aufgrund höherer Wasserumsätze die Übergänge zwischen

den Kompartimenten ausgeprägter werden. Gleichzeitig führen höhere Niederschläge auch zu höheren Verdünnungen. Beide Aspekte wirken gegenläufig auf die Radionuklidkonzentration in den Kompartimenten. Zu prüfen ist allerdings, welchen Einfluss die Topographie hat. Häufig erfolgt ein Anstieg des Niederschlags in Gebieten mit topographischen Erhebungen. Bei einer flachen Topographie, wie in weiten Teilen der Referenzregion in Norddeutschland, sind die Auswirkungen dann voraussichtlich geringer.

Bei einem eher trockenen, warmen Klima können Grundwasserstände absinken, und dadurch der Pfad Grundwasseraufstieg an Bedeutung verlieren. Gleichzeitig wird aber auch der Beregnungsbedarf ansteigen und sich der potentielle Radionuklideintrag über diesen Pfad erhöhen.

Für die Landschaftsentwicklung ist von großer Bedeutung, ob Vegetation vorhanden ist oder nicht. Ansteigende Erosionsraten sind dort zu erwarten, wo keine oder nur eine lückenhafte Vegetation vorhanden ist. Natürlich wirkt sich auch die Einwirkung durch die landwirtschaftliche Nutzung aus. So wird die Struktur des Bodens durch Verwendung organischer Dünger verfestigt und der Boden besitzt eine erhöhte Stabilität gegenüber Erosionsprozessen.

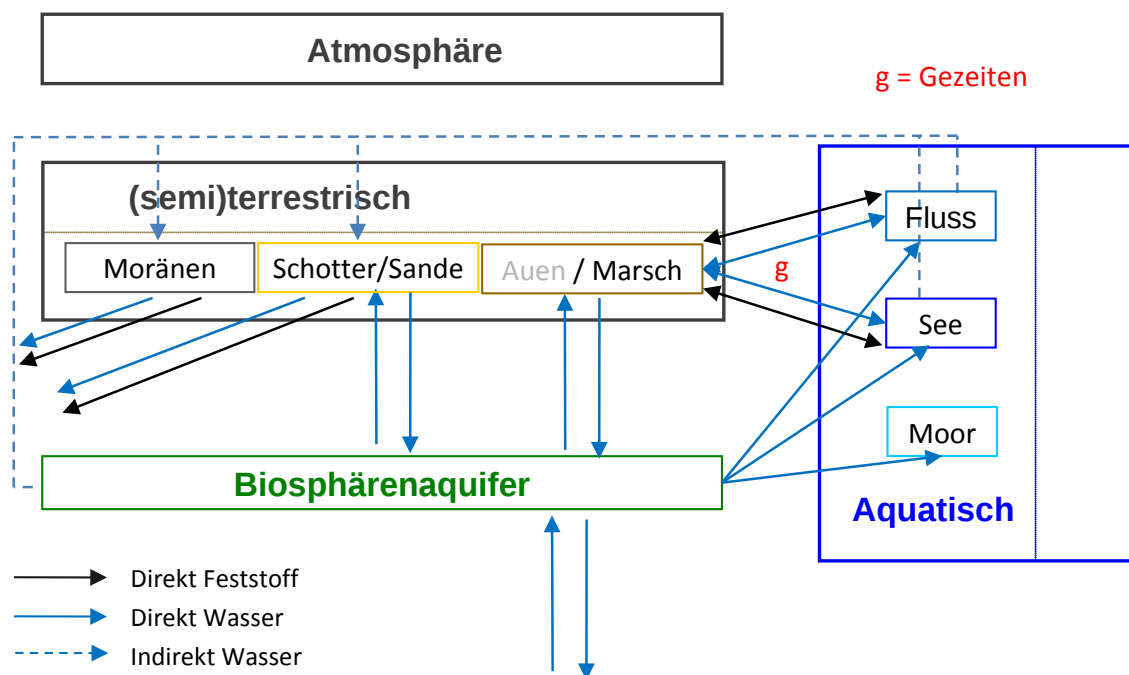


Abb. 80: Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquifer, aquatischen und terrestrischen Naturräumen in Norddeutschland – fortgeschrittene Warmzeit

Hinsichtlich der Expositionspfade existieren große Ähnlichkeiten zum heutigen Klima. Daher ist das Schaubild in Abb. 78 auch hier gültig. Die Ausprägung einzelner Prozesse unterscheidet sich in gewissem Maße, z.B. durch veränderte landwirtschaftliche Bedingungen und Ernährungsgewohnheiten. Hier sind Informationen beispielsweise aus ähnlichen Klimaten abzuleiten, vgl. z.B. /NOS09/.

5.2.2 Referenzregion Süddeutschland

Heutiges gemäßigtes Klima

Gegenwärtig stellt der Karstgrundwasserleiter des Tiefen Karst (Malm) den tieferen Geosphärenaquifer dar. In der Referenzregion gibt es aber zwei oberflächennahe Grundwasserleiter, die mit diesem Geosphärenaquifer in hydraulischer Verbindung stehen. In den Karsttälern der Schwäbischen Alb tritt das Karstgrundwasser aus dem Tiefen Karst über die Karstquellen zu Tage. Bedingt durch diese Situation bildet der in den Tälern austretende Karstgrundwasserleiter den Biosphärenaquifer. Südlich der Schwäbischen Alb (nördlich der Donau) tritt das Karstgrundwasser aus dem Tiefen Karst über hydraulische Fenster in die Schotterablagerungen der Donau über. Im Donautal und südlich bilden die oberflächennahen alluvialen Talaquifere (Quartär) den Biosphärenaquifer.

Die Austauschprozesse im Biosphärensystem sind unter Berücksichtigung der verschiedenen Naturräume in der Referenzregion für die heutigen Klimabedingungen in Abb. 81 schematisch dargestellt. Die zwei verschiedenen Biosphärenaquifere erfordern die Darstellung des Biosphärensystems in einem Karsttal – mit dem Karstaquifer als Biosphärenaquifer – und des Biosphärensystems im Donautal – mit dem Talaquifer als Biosphärenaquifer.

Im Kompartiment Boden werden die unterschiedlichen Eigenschaften und Merkmale der drei terrestrischen Naturräume Alb, Schotter und Aue berücksichtigt, vgl. Kapitel 5.1.2. Der Naturraum Alb umfasst die Karstlandschaft der mittleren und östlichen Flächenalb, nördlich des Donautals. Südlich des Donautals befindet sich der Naturraum Schotter, welcher die Hügellandschaft der Schotter und Molasse im nördlichen Alpenvorland beinhaltet. Der Naturraum Aue umfasst die Niederungen der Donau und ihrer Nebenflüsse in der Referenzregion⁴². Bei den terrestrischen Naturräumen wird zwischen phasenweise ungesättigtem Oberboden und gesättigtem Unterboden unterschieden, angedeutet durch eine gestrichelte Trennlinie.

Im Kompartiment Oberflächengewässer werden die unterschiedlichen Eigenschaften und Merkmale der drei aquatischen Naturräume Fluss, Quelle und Moor berücksichtigt, siehe auch Abb. 81. Das Moor nimmt eine Sonderstellung ein und wird aufgrund seiner Ähnlichkeit zu einem See – vgl. Referenzregion Norddeutschland – den aquatischen Naturräumen zugeordnet. Der Naturraum Fluss umfasst die Donau und die Flüsse in ihrem Einzugsgebiet. Der Naturraum Quelle berücksichtigt nur die Karstquellen in den Tälern der mittleren und östlichen Flächenalb, da über diese der Geosphärenaquifer des Malms schüttet. Über die Quellen südlich der Donau kann kein zusätzlicher Radionuklideintrag aus dem Geosphärenaquifer erfolgen. Der Naturraum Moor umfasst die

⁴² Im Gegensatz zur generalisierten Referenzregion in Norddeutschland kommt in Süddeutschland der Naturraum Moräne nicht vor, dafür aber der Naturraum Alb (Karstlandschaft).

Moore im Donauried und in den anderen Flussniederungen der Referenzregion⁴³. In den aquatischen Naturräumen wird zwischen Wasser und Sedimenten unterschieden, angedeutet durch die gestrichelte Trennlinie.

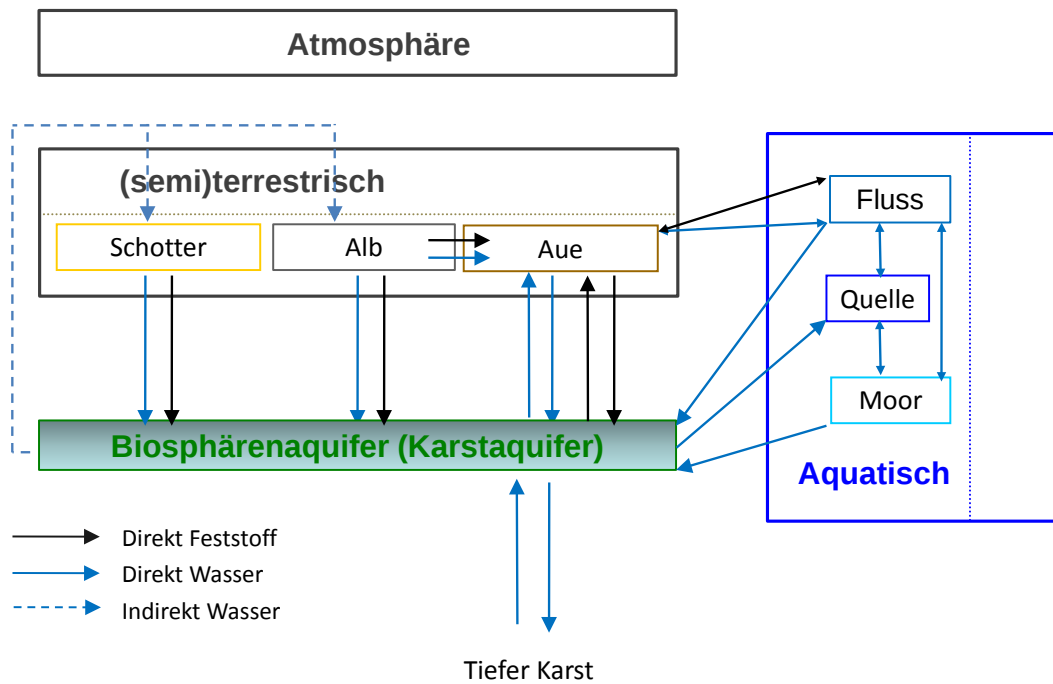
In der Referenzregion ist davon auszugehen, dass direkter und indirekter Transport von Wasser zwischen den Biosphärenaquifern und aquatischen und terrestrischen Naturräumen auftritt, manchmal sogar ein Austausch. Der Transport von Feststoffen erfolgt seltener. Die Biosphärensysteme unterscheiden sich im nördlichen, zentralen und südlichen Teil der Referenzregion, siehe Abb. 81.

In den Karsttälern der Flächenalb erfolgt der Wasseraustausch zwischen Tiefen Karst (Geosphärenaquifer), Biosphärenaquifer, aquatischen Naturraum und der Aue. Der ungehinderte Austausch des Wassers zwischen diesen Kompartimenten begründet sich u. a. durch Karstphänomene. Ponore ermöglichen die Rückflüsse in den Karstaquifer. Aus den terrestrischen Naturräumen Alb und Schotter⁴⁴ gibt es Wasserflüsse in den Karstaquifer über versickernde Niederschläge und versinkende Fließgewässer. Die Wässer führen Kalke, Sedimente und erodierte Böden aus Trockentälern und Dolinen mit. Ein „Wasserfluss“ zurück auf die terrestrischen Naturräume Alb und Schotter ist nur indirekt über Beregnung bzw. Bewässerung möglich; am Südabhang der Ostalb gibt es eine Vielzahl von Wassergewinnungsanlagen, die Wasser des Karstaquifers heben, das als Trink-, Tränk- und Beregnungswasser auf der Flächenalb genutzt wird. Die Aue ist ein zentraler Naturraum für den Stoffaustausch des Biosphärensystems. Zum einen gelangen Wasser und Feststoffe, z. B. Schwemmsediment und Sinterkalk, aus dem Karstaquifer in die Aue. Zum anderen werden Wasser und Feststoffe aber auch direkt (und nicht über den Karstaquifer) von der Alb zur Aue transportiert. Und zwischen Aue und Fluss gibt es einen wiederkehrenden Austausch von Feststoffen und Wasser.

⁴³ Im Gegensatz zur generalisierten Referenzregion in Norddeutschland kommt in Süddeutschland der Naturraum See nicht vor, dafür aber der Naturraum Quelle.

⁴⁴ Im Karsttal der Blau gibt es weitflächige Schotterterrassen der Ur-Donau auf Malm-Karst anstehend.

Austauschpfade Gegenwart Süddeutschland - Karsttal



Austauschpfade Gegenwart Süddeutschland - Donautal

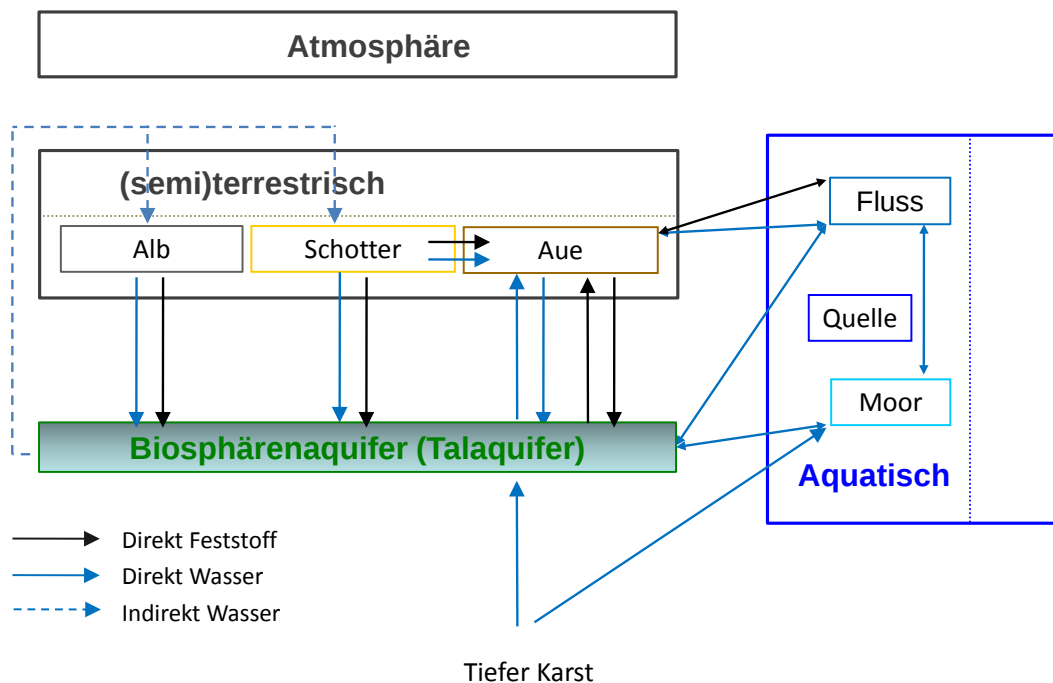


Abb. 81: Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquiferen und Naturräumen in der Referenzregion Süd – gemäßigtes Klima

Im Donautal erfolgt der Wasserfluss zwischen Tiefem Karst und Biosphärenaquifer (Talaquifer) nur in eine Richtung. Das gleiche gilt für den Fluss zwischen dem Tiefen Karst und dem aquatischen Naturraum. Da gespannte bzw. artesische Verhältnisse vorliegen, kann das Wasser nicht in den Tiefen Karst zurückfließen. Zwischen Talaquifer, Fluss und Aue gibt es auch hier den Austausch von Wasser und Feststoffen. Aus den terrestrischen Naturräumen Alb und Schotter bestehen Zuflüsse von Wasser sowie Zufuhren von Kalk, Sediment und Böden in den Talaquifer, aber nicht über die unterirdischen Karstsysteme. „Rückflüsse“ in die terrestrischen Naturräume sind indirekt über Beregnung bzw. Bewässerung möglich. Es liegen zwei weitere Unterschiede zum Karsttal vor: es gibt keine Quellen, die aus dem Biosphärenaquifer entspringen, und das Biosphärensystem erhält eine deutlich höhere Zufuhr von Wasser bzw. Feststoffen über die Flüsse aus der südlichen Referenzregion (Naturraum Schotter).

In der südlichen Referenzregion (südlich des Donautals) könnten Zuflüsse zu den Naturräumen aus dem Tiefen Karst nur indirekt erfolgen. Ein Transportpfad bestände, wenn das Wasser aus den Tiefbohrungen zur Beregnung oder als Tränk- und Trinkwasser genutzt werden würde. Eine Nutzung dieser Tiefgrundwässer erfolgt jedoch ausschließlich als Mineral- und Thermalwasser.

Ein Austausch zwischen terrestrischen Naturräumen findet gegenwärtig auch statt, beispielsweise bei der Verlagerung von Erosionsschutt und Böden von den Ebenen in die Täler (alluviale Schwemmfächer und äolische Sedimentverfrachtung). Erosion und Deposition können zu Änderungen der Radionuklidkonzentration im Oberboden führen. Intensität und Ausprägung der Prozesse und der Veränderungen ist jedoch unterschiedlich. Sofern solche Prozesse signifikante Auswirkungen haben werden sie im Biosphärenmodell berücksichtigt

Eine Besonderheit ist, dass der Naturraum Moor einer Umwandlung der Flächen in land- und forstwirtschaftliche Nutzflächen unterliegen kann, auch in der Gegenwart. Umgekehrt kann ebenso eine Vermoorung solcher Nutzflächen eintreten, da das Grundwasser sowohl sinken als auch ansteigen kann. Solche Effekte können ohne merkliche Klimaveränderung – natürlich und anthropogen verursacht – im Donauried eintreten. Solche Übergänge werden aber vor allem bei deutlicher Klimaveränderung auftreten und in diesem Zusammenhang vertieft diskutiert.

Die Strahlenexposition des Menschen kann über externe Strahlung, Inhalation und/oder Ingestion kontaminierter Substanzen erfolgen. Die Expositionspfade ändern sich – gegenüber der heutigen Situation in Norddeutschland, vgl. Abb. 77 – nur in den folgenden Punkten:

- Der Expositionspfad für Fische aus dem Naturraum See besteht nicht.
- Expositionspfade aus dem Naturraum Moränen werden in der Referenzregion Süddeutschland durch die Expositionspfade aus dem Naturraum ersetzt.

Kaltzeit mit Permafrost

Bei einer entsprechenden Kaltzeit kann der Permafrost in den Lockergesteinen bis in Tiefen von über 100 m vordringen, in den Festgesteinen jedoch nicht. Es bilden sich zwar Dauerfrostböden, deren Oberboden in den Sommermonaten jedoch auftaut. Im nördlichen Alpenvorland wird der Auftaubereich nur wenige Meter betragen; während des letzten Hochglazials taute der Boden auf der Schwäbischen Alb bis zu 2,5 m auf. Infolge des geringen Auftaubereiches wird Oberflächenabfluss dominieren, so dass sehr wenig Wasser im Karst versinkt bzw. versickert. Trotz der geringeren Infiltration und des Absinkens des Karstwasserspiegels werden einige Stauquellen des Tiefen Karsts weiterhin schütten, wenn auch viel weniger und inkonstanter. Der Karstaquifer wird über Quellen mit dem Fluss und der Aue Wasser austauschen. Aue und Fluss auch Feststoffe, siehe Abb. 82. Überlaufquellen werden versiegen.

Allein das nahe Umfeld der Donau, einschließlich der Talaquifere, wird nicht gefrieren, trotz der geringen Entfernung zu den Alpengletschern. Es ist davon auszugehen, dass sich in der Umgebung großer Flüsse mit einer gewissen Wassertiefe und Wasserlast Taliki (ungefrorene Bereiche) bilden. Da im Donautal solche Taliki zu erwarten sind, wird während des Permafrosts der Wasserfluss zwischen dem Tiefem Karst, dem Talaquifer und der Donau weiter stattfinden, siehe Abb. 82. Wenn trotz des niedrigeren Karstwasserspiegels gespannte Verhältnisse im Karstwasser vorliegen, kann das Wasser nicht in den Tiefen Karst zurückfließen.

Talaquifer, Fluss und Aue werden Wasser und Feststoffe austauschen und zwar in großen Mengen. Südlich des Donautals wird der Permafrost große Tiefen erreichen und das kontinuierlich. Böden und Lockergesteine werden tiefgründig gefrieren, die Flüsse und Auen nur zeitweise in den Wintermonaten. Aufgrund dessen werden der Oberflächenabfluss und die Erosion in den Flusstälern ansteigen. In den gletschnahen Gebieten (Schotterfluren und Hügelland) entstehen durch das Abschmelzen der Alpengletscher große Wassermengen, welche einen erheblichen Wasserabfluss zur Folge haben. Dadurch steigt die erosive Wirkung der Flüsse, da über beträchtliche Zeiträume hinweg hohe morphologische und hydraulische Gradienten vorliegen. Das Verhältnis von Erosion und Ablagerung verschiebt sich zu verstärkter Erosionswirkung mit großer Tiefen- und Seitenerosion in den Flusstälern. Die Wassermengen fließen überwiegend an der Oberfläche ab. Aus den terrestrischen Naturräumen Alb und Schotter erfolgen deshalb starke oberirdische Abflüsse von Wasser sowie ein hoher Abtransport von Sedimenten und Böden, die über die Flüsse bis in das Tal der Donau gelangen (vgl. Abb. 82. Donautal, blauer Pfeil zum Fluss und schwarzer Pfeil zur Aue).

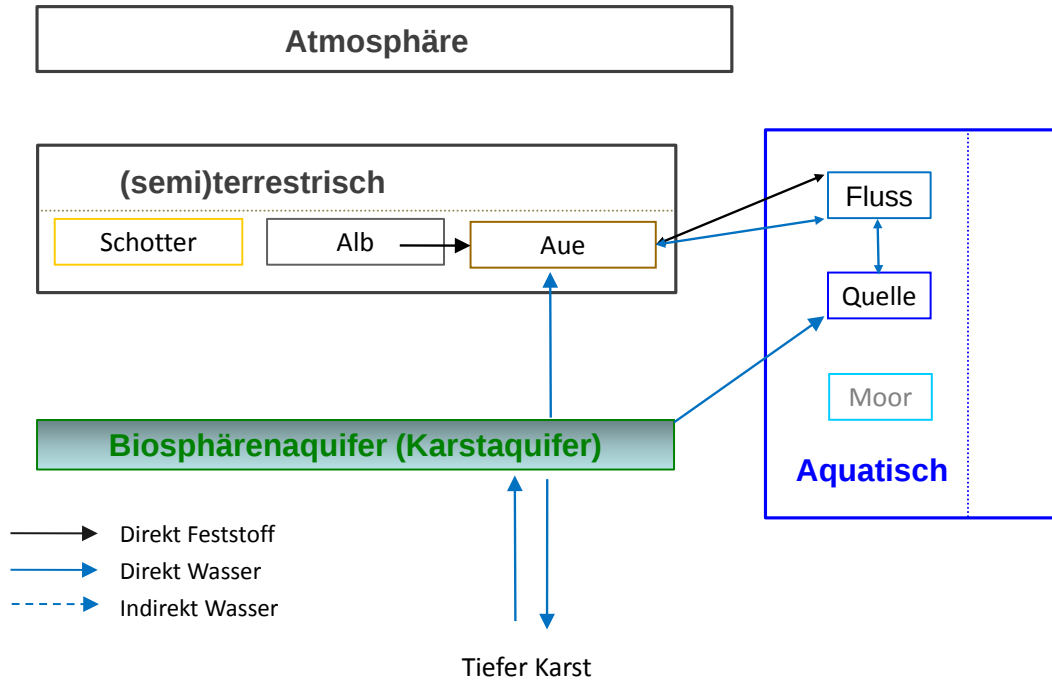
Während einer Kaltzeit ist die Beregnung von landwirtschaftlichen Nutzflächen auszuschließen.

Die Strahlenexposition des Menschen kann auch bei einer Kaltzeit mit Permafrost über externe Strahlung, Inhalation und/oder Ingestion kontaminierter Substanzen erfolgen. Die Expositionspfade ändern sich bei Permafrostbedingungen gegenüber denen bei gemäßigttem Klima; relevante Unterschiede bestehen in den folgenden Punkten:

- Der Karstaquifer ist als Biosphärenaquifer und für die Trinkwassergewinnung nur eingeschränkt verfügbar.
- Die Flüsse und Talaquifere spielen für die Trinkwassergewinnung und Fischproduktion eine gewichtige Rolle.
- Getreide wird nicht angebaut, Gemüse und Obst nur eingeschränkt.
- Nutztiere verlieren an Bedeutung.
- Wildfrüchte und Wildtiere gewinnen an Bedeutung.

Die Unterschiede zu den Expositionspfaden bei Permafrost in Norddeutschland sind prinzipiell gering, vgl. Abb. 79.

Austauschpfade Kaltzeit mit Permafrost Süddeutschland - Karsttal



Austauschpfade Kaltzeit mit Permafrost Süddeutschland - Donautal

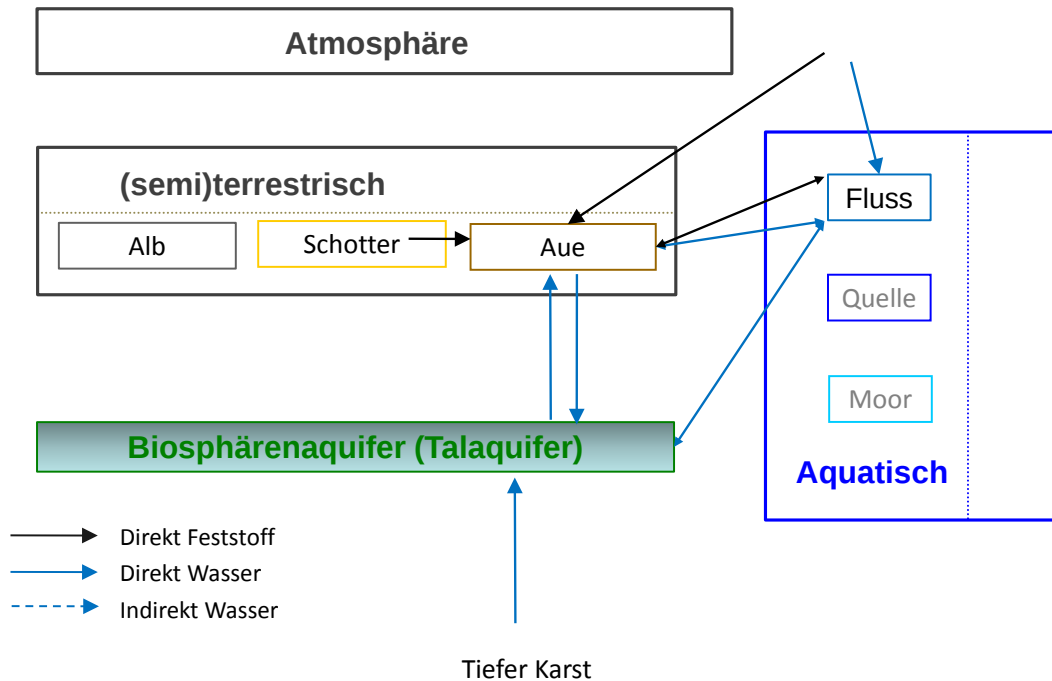


Abb. 82: Austauschprozesse zwischen Biosphärenaquiferen und Naturräumen in der Referenzregion Süd – Klimaabkühlung mit Permafrost

Warmzeit

Bei einer Warmzeit kann angenommen werden, dass die mittlere Jahrestemperatur und eventuell – bei feucht-warmem Klima – die Niederschlagsmengen ansteigen und die extremen Niederschlagsereignisse in den Alpen und auf der Schwäbischen Alb häufiger vorkommen. Dadurch steigen die Niederschlagsmengen. Wesentliche Unterschiede gegenüber der heutigen Situation bei gemäßigttem Klima bestehen in den folgenden Punkten:

- Die Intensität der Verkarstung erhöht sich.
- Der Karstwasserspiegel steigt an, so dass sich die hydraulischen Gradienten im Tiefen Karst sowie zwischen Tiefen Karst und Donautal verändern.
- Hydraulische und morphologische Gradienten nehmen in den Oberläufen der Flüsse zu, in den Unterläufen eher ab.

Das Verhältnis von Erosion und Ablagerung verschiebt sich im Einzugsgebiet eines Flusses insgesamt nur wenig. Die verstärkte Tiefenerosion in den Oberläufen wird vermutlich durch erhöhte Ablagerung in den Unterläufen kompensiert. Das Wasser fließt in das Donautal ab. Bei einer Warmzeit kann aber auch trocken-warmes Klima eintreten, wodurch sich die Niederschlagsmengen verringern. Die Auswirkungen würden sich umkehren.

Der direkte Transport bzw. Austausch von Wasser und Feststoffen zwischen den Biosphärenaquiferen und den Naturräumen stimmt qualitativ weitgehend mit dem für das heutige gemäßigte Klima überein, vgl. Abb. 81; nur Intensität und Ausprägungen der Austauschprozesse unterscheiden sich. Der indirekte Wasseraustausch (Beregnung) wird weiterhin stattfinden, sich aber verringern oder ansteigen in Abhängigkeit von der Änderung der Evapotranspiration. Bei einem feucht-warmen Klima erhöhen sich zwar die Verdunstungsraten, aber auch die Grundwasserflurabstände, wodurch sich die Beregnung verringern kann. Bei einem trocken-warmen Klima werden sich die Grundwasserflurabstände senken und die Verdunstungsraten erhöhen, was zu einer Erhöhung der Beregnung bzw. Bewässerung führen wird.

Im Gegensatz zu Norddeutschland sind während einer künftigen Warmzeit in Süddeutschland Meeresnähe und -überflutungen auszuschließen.

Hinsichtlich der Expositionspfade existieren sehr große Ähnlichkeiten zum heutigen gemäßigten Klima. Daher ist die Abb. 77 auch hier gültig. Die Ausprägung der Pfade und Prozesse unterscheidet sich jedoch.

5.2.3 FEP-Liste

Im Folgenden wird auf Basis der in Kap. 5.1.2 dargestellten Blockschemata dargelegt, welche FEP berücksichtigt werden sollen. Zu diesem Zweck wird in Tab. 14 zu jedem FEP der BioMass FEP-Liste /IAE03/ aufgeführt, ob und, wenn ja, in welcher Art die einzelnen FEPs berücksichtigt werden sollen. Diese Liste stellt den derzeitigen Stand der Überlegungen dar; eine endgültige FEP-Liste wird erst in Arbeitsschritt 6 vorgelegt. Sofern für einen FEP mehrere „Unter-FEPs“ existieren, werden die Angaben zur Berücksichtigung des FEPs nur für die „Unter-FEPs“ gemacht. Die Bezeichnung der FEPs sowie die Kurzbeschreibungen wurden aus dem Originalbericht übernommen und nicht übersetzt.

Tab. 14: Liste mit Biosphären FEPs nach /IAE03/ und geplante Berücksichtigung der FEPs

FEP	Kurzbeschreibung	Berücksichtigung
1. Assessment context	The circumstances in which a biosphere model is to be developed and used.	
1.1. Assessment purpose	The underlying reason for developing a biosphere model and/or carrying out a biosphere assessment.	Ziel ist die Erstellung von Referenzbiosphären für den Sicherheitsnachweis von Endlagern für HAW in Salz- oder Tongesteinen mit der Einschränkung, dass nur die physikalische Biosphäre beschrieben wird
1.2. Assessment endpoints	The required format of the assessment results, expressed as a calculated radiological impact or in other terms.	Endpunkte der physikalischen Biosphäre sind Konzentrationen in den verschiedenen Biosphärenkompartimenten
1.3. Assessment philosophy	The underlying approach adopted towards the management of uncertainties within the assessment.	Vorgehensweise so realistisch wie möglich Wahl einer pessimistischen Referenzperson, die sich im Gebiet mit den höchsten Konzentrationen aufhält und dort Nahrung und Trinkwasser bezieht (die Referenzperson und die Dosisberechnungen sind nicht Teil dieser Analyse)
1.4. Repository system	The type of disposal facility to be addressed in the assessment calculation.	HAW-Endlager in Salz- oder Tonsteinformationen
1.5. Site context	A 'broad-brush' description of the physical features of the present-day biosphere in the general location where future releases may occur.	Referenzregionen in Nord- und Süddeutschland. Es werden keine marinen Regionen betrachtet (Details s. Kap. 6.2)
1.6 Source term	The release of contamination into the biosphere from the repository system.	

1.6.1. Geosphere/ biosphere interface	The interface between biosphere and geosphere domains in a decoupled system model.	Die Interfaces unterscheiden sich für die Standorte und z.T. auch für die verschiedenen Klimazustände. Die Beschreibung der Geosphere / Biosphere Interfaces für die Regionen in Nord und Süddeutschland wird in Kap. 6.2 gegeben
1.6.2. Release mechanism	The mechanism for transferring radionuclides (and other contaminants) from the geosphere to the biosphere.	Es wird nur die Freisetzung in Grundwasser betrachtet
1.6.3. Source term characteristics	Basic attributes of the source term from the geosphere to the biosphere, including Radionuclide and other hazardous materials content. Physical and chemical properties of the release.	Der Quellterm ist eine zeitlich veränderliche Konzentration der langzeitsicherheitsrelevanten Radionuklide im Wasser des Biosphärenaquifers (Aktivitätskonzentration (Bq/a) und Volumenstrom (m ³ /a) sind zeitabhängig)
1.7. Time frames	Identification of the time period for which biosphere modelling is required.	Gemäß den Sicherheitsanforderungen des BMU 1 Million Jahre /BMU09/
1.8. Societal assumptions	Broad hypotheses regarding the way in which representative future biospheres are presumed to be exploited by man.	Ungefähr wie heute aber extreme Eingriffe, wie große Erdbewegungen (z.B. Tunnelbau oder Wasserstau) werden nicht betrachtet.
2. Biosphere system features	A description of the biosphere system(s) assumed to be representative of future environmental conditions at the site(s) of interest.	
2.1. Climate	A description of the way in which climate is represented in the biosphere assessment.	
2.1.1. Description of climate change	The approach taken to considering the potential impact of changing climate.	Ja Klimaveränderungen werden berücksichtigt und beschrieben. Übergänge zwischen einzelnen Klimazuständen werden in den folgenden Arbeitsschritten AP.4/5 im Detail beschrieben.

2.1.2. Identification and characterisation of climate categories	The identification and general description of characteristic climate states relevant to the assessment. Relevant characteristics include temperature, precipitation, wind speed and direction and solar radiation.	Ja Relevante Klimazustände werden identifiziert und charakterisiert. Im einzelnen sind dies: - Heutiges Klima - Weitere Erwärmung - Kaltzeit mit Permafrost - Kaltzeit mit Eisbedeckung (Vgl. Kap. 3)
2.2. Human society	A description of the role of human actions in defining the local biosphere.	Ja, etwa wie heute, eher vereinfacht
2.3. System of exchange	The identification of environmental systems and their arrangement in the landscape.	
2.3.1 Environmental types	Identification and description of features of the landscape to be addressed in the biosphere assessment.	
2.3.1.1. Natural and seminatural environments	Environments that are not significantly, or are only partially, influenced by human activities.	Ja, im Detail beschrieben in diesem Bericht (Kap. 4 und 5)
2.3.1.2. Agricultural environments	Terrestrial regions intensively exploited for food as pasture and arable land.	Ja, im Detail beschrieben in diesem Bericht (Kap. 4 und 5)
2.3.1.3. Urban and industrial environments	Environments exploited by humans in which habits, diet and exposure are significantly different from the agricultural environment.	Nein (Nahrungsmittel würden für „urban and industrial environments“ aus einem viel größeren Gebiet bezogen)
2.3.2. Ecosystems	Communities of living organisms and their habitats.	
2.3.2.1. Living components of ecosystems	Specification of the living components of the assumed biosphere system.	Ist in der Beschreibung der Naturräume enthalten
2.3.2.2. Non- living components of ecosystems	Specification of the non-living components of the assumed biosphere system.	Ist in der Beschreibung der Naturräume enthalten
3. Biosphere events and processes	Phenomena, whether natural or artificial, that influence – or may influence – the dynamics of the biosphere system or the behaviour of trace materials in the biosphere.	

3.1. Natural events and processes	Natural phenomena that could be involved in the dynamics of the environmental system or in the fate of trace materials.	
3.1.1. Environmental change	Natural phenomena causing lasting change to the basic properties of the biosphere system, modifying the situation represented in the assessment.	
3.1.1.1. Physical changes	Long-term physical changes in environmental media; e.g. changes in their dimensions or physical properties.	Ja
3.1.1.2. Chemical changes	Long-term chemical changes in environmental media.	Ja
3.1.1.3. Ecological changes	Ecological successions caused by natural perturbations to the foodweb etc.	Ja
3.1.2. Environmental dynamics	Natural phenomena causing temporal variability in systems of exchange within an otherwise constant biosphere system.	
3.1.2.1. Diurnal variability	Cycling in properties of the biosphere system on a period of 24 hours.	Nein (aber implizit in konzeptuellen Modellen bzw. Parameterwerten enthalten)
3.1.2.2. Seasonal variability	Changes in properties of the biosphere system due to natural variability of solar radiation, temperature, precipitation, wind speed and direction through the year.	Nicht direkt berücksichtigt, die Wahl der Parameter soll diese aber berücksichtigen, in dem effektive jährliche Parameterwerte verwendet werden
3.1.2.3. Interannual and longer time-scale variability	Variability in properties of the biosphere system with periodicity greater than a year.	Ja, das heißt Endziel der Betrachtungen ist, die Exposition über die Lebenszeit der Referenzperson zu berechnen, so dass, die unter 3.1.2.2 erwähnten effektiven Parameterwerte auch Änderungen innerhalb von 50 bis 100 Jahren berücksichtigen sollen
3.1.3. Cycling and distribution of materials in living components	Natural phenomena causing temporal variability in systems of exchange within an otherwise constant biosphere system.	
3.1.3.1. Transport mediated by flora and fauna	The movement of materials within the environment caused by plants and animals	

3.1.3.1.1. Root uptake	Uptake of water and nutrients from soil solution and soil particles by absorption and biological processes within plant roots.	Nein. Es wird angenommen, dass der biologische Transportprozess nicht zu einer Abnahme der Radionuklidkonzentration im Boden und anderen Biosphärenkompartimenten führt (siehe aber 3.1.3.1.4)
3.1.3.1.2. Respiration	Uptake (release) of gases from (to) the atmosphere by plants.	Nein. Es wird angenommen, dass der biologische Transportprozess nicht zu einer Abnahme der Radionuklidkonzentration im Boden und anderen Biosphärenkompartimenten führt
3.1.3.1.3. Transpiration	Transfer of water from the soil to the atmosphere by transpiration in plants.	Ja. Bei den Wasserfüßen in der Biosphäre berücksichtigt
3.1.3.1.4. Intake by fauna	Consumption and inhalation of materials by animals, birds, fish etc.	Nein. Es wird angenommen, dass der biologische Transportprozess nicht zu einer Abnahme der Radionuklidkonzentration im Boden und anderen Biosphärenkompartimenten führt
3.1.3.1.5. Interception	Interception of incident rainfall, aerosol, suspended sediment etc. by plants and animal surfaces.	Nein, nicht bei der Beschreibung der physikalischen Biosphäre. wird wahrscheinlich bei der Beschreibung der landwirtschaftlichen Prozesse berücksichtigt. Es wird angenommen, dass der Transportprozess nicht zu einer Abnahme der Radionuklidkonzentration im Boden und anderen Biosphärenkompartimenten führt
3.1.3.1.6. Weathering	Materials captured by interception may subsequently be lost from plant and animal surfaces because of wind, rain, volatilisation etc.	Nein nicht bei der Beschreibung der physikalischen Biosphäre, wird wahrscheinlich bei der Beschreibung der landwirtschaftlichen Prozesse berücksichtigt. Es wird angenommen, dass der biologische Transportprozess nicht zu einer Abnahme der Radionuklidkonzentration im Boden und anderen Biosphärenkompartimenten führt

3.1.3.1.7. Bioturbation	The redistribution and mixing of soil or sediments by the activities of plants and burrowing animals.	Ja. Dieser Prozess führt zu einer Homogenisierung der Konzentration zwischen Ober- und Unterboden
3.1.3.2. Metabolism by flora and fauna	The processes occurring within an organism by which materials are transported and accumulated through the organism or transported and liberated from the organism.	
3.1.3.2.1. Translocation	The internal movement of material from one part of a plant to another.	Nein, nicht bei der Beschreibung der physikalischen Biosphäre, wird wahrscheinlich bei der Beschreibung der landwirtschaftlichen Prozesse berücksichtigt)
3.1.3.2.2. Animal metabolism	The derivation and use of energy and biochemical processing of other materials from ingested substances, involving the transfer of trace materials present in animal fodder (or other ingested and inhaled material) to body tissues.	Nein, nicht Teil der physikalischen Biosphäre
3.1.3.2.3. Cycling and distribution of materials in non-living components	Natural processes giving rise to the movement of materials within the environment.	Nein, nicht Teil der physikalischen Biosphäre
3.1.3.3. Atmospheric transport	Natural transport processes within the atmosphere.	
3.1.3.3.1. Evaporation	Emission of water vapour and other volatile materials from a free surface at a temperature below their boiling point.	Nein
3.1.3.3.1. Gas transport	Convection and diffusion of gases and vapours in the atmosphere.	Nein
3.1.3.3.2. Aerosol formation and transport	Suspension and transport of solid materials in the atmosphere, typically as a result of wind action. A special example of aerosol formation is that arising from the burning of materials in fire.	Nein, Winderosion wird aber innerhalb der allgemeinen Erosions- und Sedimentationsprozesse diskutiert
3.1.3.3.3. Precipitation	Rain, snow, hail etc. as part of the natural hydrological cycle.	Ja, beim Bilanzieren der Wasserflüsse

3.1.3.3.4. Washout and wet deposition	The removal of gaseous or particulate material from the atmosphere by precipitation., causing deposition of material onto surfaces.	Nein, siehe aber 3.1.3.3.2
3.1.3.3.5. Dry deposition	The removal of gaseous or particulate material from the atmosphere as a result of interception and gravitational settling.	Nein, siehe aber 3.1.3.3.2
3.1.3.4. Water-borne transport	Natural transport processes within water courses.	
3.1.3.4.1. Infiltration	The downward movement of water from the surface into the soil.	Ja
3.1.3.4.2. Percolation	Downward (or sub-horizontal) movement of water, with dissolved and suspended materials through soil and sediment materials towards the water table.	Ja
3.1.3.4.3. Capillary rise	Upward movement of water through soil layers above the water table as a result of capillary forces related to evaporation and transpiration.	Ja
3.1.3.4.4. Ground-water transport	Transport of water, with dissolved and suspended materials in saturated porous media.	Ja
3.1.3.4.5. Multiphase flow	Combined flow of different fluids and/or gases in porous media.	Nein, es. wird keine Mehrphasenströmung betrachtet. Allerdings wird der Radionuklidtransport in der flüssigen und festen Phase berücksichtigt.
3.1.3.4.6. Surface run-off	A fraction of incident precipitation may be transferred directly from land to surface waters by overland flow, without entering the soil column.	Oberflächenabfluss geht in die Gesamtbetrachtung ein Es ist noch zu klären, ob zu berücksichtigen oder nicht. Ist bei der Wasserbilanz für die hydrogeologische Modellierung zu betrachten
3.1.3.4.7. Discharge	The release of groundwater into the surface environment.	Geht in die Gesamtbetrachtung ein, wahrscheinlich nicht direkt in das Biosphärenmodell. Ist bei der Wasserbilanz für die hydrogeologische Modellierung zu betrachten

3.1.3.4.8. Recharge	The percolation of incident precipitation and other surface waters to groundwater systems.	Geht in die Gesamtbetrachtung ein, wahrscheinlich nicht direkt in das Biosphärenmodell Ist bei der Wasserbilanz für die hydrogeologische Modellierung zu betrachten
3.1.3.4.9. Transport in surface water bodies	Movement of water, dissolved and suspended materials by advection and diffusion in water bodies.	Ja
3.1.3.4.10. Erosion	Erosion caused by rainfall, surface run-off, river water and occasional floods which can lead to the transport of surficial materials and plants in water courses.	Ja
3.1.3.5. Solid-phase transport	Natural transport processes causing movements of solid materials between environmental media.	
3.1.3.5.1. Landslides and rock falls	Overland transport of solid material by landslides and rock falls.	Ja Solifluktion wird berücksichtigt
3.1.3.5.2. Sedimentation	Gravitational settling and deposition of suspended particles within water bodies to form sediments.	Wird diskutiert und wahrscheinlich berücksichtigt
3.1.3.5.3. Sediment suspension	Erosion of bed sediments from surface water courses by the action of flowing water.	Wird diskutiert und wahrscheinlich berücksichtigt
3.1.3.5.4. Rain splash	Localised transport of soil material to other media (e.g. onto plant) caused by the energy of incident rainfall.	Nein, nicht relevant für die physikalische Biosphäre. Wird aber vielleicht bei Transfer von Radionukliden zu den Pflanzen berücksichtigt
3.1.3.6. Physico chemical changes	Chemical and physical processes causing changes to the nature of materials present within the environment.	
3.1.3.6.1. Dissolution / precipitation	Processes by which material in the solid phases is incorporated into the liquid phase, and vice versa. Affected by local Eh, pH, solubility limits and the presence of other chemical species.	Prozess ist nicht direkt für die physikalische Biosphäre von Relevanz. Die geochemischen Bedingungen, die diesen Prozess beeinflussen (wie Ph-Wert, Redox), werden aber diskutiert.

3.1.3.6.2. Adsorption / desorption	Sorption and/or adhesion of a layer of ions from an aqueous solution onto a solid surface and subsequent migration into the solid matrix (and the reverse process).	Prozess ist nicht direkt für die physikalische Biosphäre von Relevanz. Die geochemischen Bedingungen, die diesen Prozess beeinflussen (wie Ph-Wert, Redox), werden aber diskutiert. Relevant für Radionuklidtransport und für die Festlegung von Kd-Werten
3.1.3.6.3. Colloid formation	Complexation of materials to form colloids.	Prozess ist nicht direkt für die physikalische Biosphäre von Relevanz. Die geochemischen Bedingungen, die diesen Prozess beeinflussen, werden aber diskutiert. Relevant für Radionuklidtransport
3.2. Events and processes related to human activity	Human activities that result in an alteration of the biosphere system and/or contribute to the cycling of materials within the system.	
3.2.1. Chemical changes	Chemical phenomena related to human activity that can cause significant change to the biosphere system, modifying the situation represented in the assessment.	
3.2.1.1. Artificial soil fertilisation	The import of artificial fertiliser to enhance crop productivity.	Wird diskutiert
3.2.1.2. Chemical pollution	Human activities with a significant impact on the chemistry of ecosystems.	Wird diskutiert, z.B. Nitrateintrag (Umwandlung von Ammoniak) oder Versauerung
3.2.1.3. Acid rain	Acid precipitation or deposition capable of causing acidification in soil and water bodies.	Wird diskutiert Bedeutung nimmt in den letzten Jahren ab
3.2.2. Physical changes	Physical phenomena related to human activity that can cause lasting change to the biosphere system, modifying the situation represented in the assessment.	
3.2.2.1. Construction	The excavation of foundations and other structures, and building of surface features, causing gross movements of solid materials and/or changes to natural water flow patterns.	Nein

3.2.2.2. Water extraction by pumping	Extraction of water from surface water courses of wells, causing alteration to natural water potentials.	Wird überprüft ob von Bedeutung. Relevant für hydrogeologisches Modell und als Quelle für Trinkwasser für Menschen und Tiere, sowie Bewässerung
3.2.2.3 Water recharge by pumping	The recharge of groundwater systems by pumping.	Nein
3.2.2.4. Dam building	The construction of engineered structures in order to retain surface waters.	Nein
3.2.2.5. Land reclamation	The draining of areas that were formerly marshland or covered by rivers, lakes or the sea.	Wird diskutiert. z.B. Auswirkungen der Entwässerung von Mooren
3.2.3. Recycling and mixing of bulk materials	Activities that artificially enhance natural transport processes within the biosphere.	
3.2.3.1. Ploughing	Agricultural practices enhancing the mixing of upper soil horizons.	Begründung für die Annahme einer homogenen Bodenschicht (größere Poren, die zu einer heterogenen Verteilung führen können, werden entfernt)
3.2.3.2. Well supply	Extraction and use of water from an aquifer.	Ja
3.2.3.3. Other water supply	Abstraction of water from surface water bodies in the local biosphere.	Ja
3.2.3.4. Irrigation	Use of abstracted water to supplement natural supplies to gardens and/or agricultural crops.	Ja
3.2.3.5. Recycling of bulk solid materials	The re-use of crop residues, manure, ashes or sewage sludge on land in order to recycle nutrients or to act as mulch.	Nein, implizit angenommen um Abtransport von Material zu minimieren und Konzentrationen zu maximieren
3.2.3.6. Artificial mixing of water bodies	Enhanced mixing of lake and other surface waters as a direct, or indirect, effect of human actions.	Nein
3.2.3.7. Dredging	The removal of sediments from lakes, rivers, estuaries or harbours – either to provide materials for soil improvement or simply to maintain transport channels in the water body.	Nein, eventuell später für Landgewinnung zu diskutieren

3.2.3.8. Controlled ventilation	Actions taken to enhance (or reduce) the mixing of air in enclosed spaces.	Nein
3.2.4. Redistribution of trace materials	Activities that change the natural physical and chemical composition of biosphere products.	
3.2.4.1. Water treatment	Processing of water supplies (filtering, chemical treatment, storage, etc.) to make them suitable for drinking water or other uses.	Nein, Teil der Dosisberechnung
3.2.4.2. Air filtration	The enhanced removal of aerosols and gases from air supplies.	Nein, Teil der Dosisberechnung
3.2.4.3. Food processing	Actions taken in the preparation of foods that may modify the constituents of what is finally consumed.	Nein, meistens beim Radionuklidtransport in der Nahrungsmittelkette berücksichtigt, nicht für die physikalische Biosphäre
4. Human Exposure FEPs	Human habits and activities involving possible radiological exposure (internal or external) from as a result of living in a contaminated environment.	Die unter 4. zusammengefassten FEPs werden für die physikalische Biosphäre nicht direkt berücksichtigt. Eine mögliche Rückkopplung auf die FEPs der Kategorien 2. und 3. ist aber zu prüfen. Eintragungen unter Punkt 4 werden während der folgenden Arbeitsschritte vorgenommen
4.1 Human habits	A general description of the influences of human behaviour on exposure to contaminated materials.	
4.1.1. Resource usage	The exploitation of potentially contaminated resources (natural and other) by population groups present within the biosphere system.	
4.1.2. Storage of products	Storage of biosphere products before use and/or consumption.	
4.1.3. Location	The time spent by an individual at different locations within the biosphere system.	
4.1.4. Diet	Consumption rates of different food products.	
4.2. External irradiation	Exposures to contaminated sources resulting doses incurred via external irradiation.	

4.2.1. from atmosphere	Exposures to radioactive gases, vapours and aerosols present in the atmosphere.	
4.2.2. from soils	Exposures to radioactive materials present in soils.	
4.2.3. from water	Exposures to radioactive materials present in water – e.g. during fishing, bathing.	
4.2.4. from sediments	Exposures to radioactive materials present in the sediments – e.g. during fishing or handling of fishing nets.	
4.2.5. from non-food products	Exposures to radioactive materials present in building materials, furniture, clothing, cosmetics, medical applications etc.	
4.2.6. from the flora and fauna	Exposures to radioactive materials present on plant surfaces or animal hides.	
4.3. Internal exposure	Intake of contaminated materials resulting in doses incurred via internal irradiation.	
4.3.1. Inhalation	Incorporation of radioactivity into the body in the form of aerosols, vapours or gases as a result of breathing.	
4.3.2. Ingestion	Incorporation of radioactivity into the body in water or other contaminated substances by ingestion.	
4.3.2.1. Drinking	Ingestion of drinking water, milk, water-based drinks, plant-derived drinks, water used in cooking.	
4.3.2.2. Food	Ingestion of foods derived from: plants, fungi, meat and offal dairy products, fish, and eggs	
4.3.2.3. Soil and sediments	Ingestion of soil either inadvertently (e.g. with food products) or deliberately (pica).	
4.3.3. Dermal absorption	Incorporation of radioactivity into the body as a result of the absorption of contaminated substances through the skin.	

6 Literaturverzeichnis

- /AAL98/ Aalbergsberg, G.; Litt, T.: Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian, *Journal of quaternary science*, Vol. 13(5), S. 367-390, 1998.
- /BAL01/ Baldschuhn, R.; Binot, F.; Fleig, S.; Kockel, F.: Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor, Strukturen-Strukturentwicklung-Paläogeographie, *Geologisches Jahrbuch Reihe A Heft 153*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, ISSN 0341-6399, ISBN 3-510-95881-0, Hannover 2001,.
- /BAR04/ Bartsch, L.; Köpsel, R.; Fenner, S.: Der Wald in Niedersachsen, Ergebnisse der Bundeswaldinventur II, Heft 55, Niedersächsisches Ministerium für den ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz), Wolfenbüttel 2004
- /BAY99/ Bayerisches Landesamt für Statistik und Datenverarbeitung, Landwirtschaftszählung 1999
- /BAY09/ Statistische Berichte - Ernte der Feldfrüchte und des Grünlandes in Bayern 2009 vom Bayerischen Landesamt für Statistik und Datenverarbeitung Kennziffer C II 1j 2009, Bestellnummer C21023 200900/BEN95/Benda, L.: Das Quartär Deutschlands, Gebrüder Bornträger NLFb 1995
- /BER04/ Berner, U.; Streif, H.J. (eds.): Klimafakten, Der Rückblick – Ein Schlüssel für die Zukunft. BGR, GGA, NLFb, 4. Auflage, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 2004.
- /BGR07/ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: Endlagerung radioaktiver Abfälle in Deutschland – Untersuchung und Bewertung von Regionen mit potentiell geeigneten Wirtsgesteinsformationen. BGR-Bericht, 17 S., Hannover/Berlin 2007.
- /BMU02/ Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit: Niedermoore in Niedersachsen, Berlin 2002.
- /BMU10/ Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit: Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. 22 S., September 2010.
- /BÖG78/ Bögli, A.: Karsthydrographie und physische Speläologie, Springer-Verlag Berlin, 1978.
- /BOS01/ Bos, J.A.A.; Bohncke, S.J.P.; Kasse, C.; Vanderberghe, J.: Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany-macrofossil and pollen evidence, *Journal of quaternary science*, Vol. 16(3), S. 269-289, 2001.

- /CAS01/ Caspers, G.; Freund, H.: Vegetation and climate in the Early- and Pleniglacial in northern central Europe, Journal of quaternary science, Vol. 16(1), S. 31-48, 2001.
- /CHO83/ Chorlton, W.: Eiszeiten - Der Planet Erde, ISBN 9-06-182-488-5, Time Life Bücher, Amsterdam, 1983.
- /DEL91/ Delisle, G.: Causes and consequences of the advance of a continental ice sheet from Scandinavia to Northern Germany, Geol. Jb., A127, S. 507-517, Hannover 1991.
- /DGJ95/ Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch: Elbegebiet Teil 3, ISSN 0340-5230, 1995.
- /DGJ07/ Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch: Weser- und Emsgebiet, ISSN 0417-3430, 2007.
- /DIE09/ Dierke Drei Universalatlas, ISBN 978-3-14-100770-1, 2009
- /DOH89/ Dohr, G., Bachmann, G.H., Grosse, S.: Das Norddeutsche Becken-Geophysikalische Untersuchungen des tieferen Untergrundes, Heft 2, Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften, Hannover 1989, ISSN 0936-7063, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- /DOR05/ Dorn, M., Heinisch, M., Meyer, R., Reutter, E.: Bericht 2005 Grundwasser Stand 15.07.2004. Anhang 2: Beschreibung der hydrogeologischen Teilräume im Koordinierungsraum Weser-Fluss. EG-WRRL Bericht 2005 Flussgebiet: Weser. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLFb), Hannover, 2005.
- /EIS07/ Eißmann, L.: Alter und Genese der quartären Tiefrinnen im Norddeutschen Tiefland- am Beispiel der Region Mitteldeutschland/Niederlausitz und Hamburg, 2007.
- /ELB07/ Elbracht, J., Meyer, R., Reutter, E.: Hydrogeologische Räume und Teilräume in Niedersachsen, Geoberichte 3, LBEG, Hannover 2007.
- /FAH01/ Fahrion, M., Kösel, M.: Musterprofile – Verbreitung, Vergesellschaftung, Profilaufbau und Analysedaten repräsentativer Böden Baden-Württemberg, Blatt 7926 Rot an der Rot. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, 2001.
- /FEL02/ Feldmann, L.: Das Quartär zwischen Harz und Allertal, Band I, Clausthal-Zellerfeld, ISSN 1611-0609, ISBN 3-00-010730-4, 2002
- /FGG05/ Flussgebietsgemeinschaft Elbe: Zusammenfassender Bericht der Flussgebietsgemeinschaft Elbe über die Analysen nach Artikel 5 der Richtlinie 2000/60/EG, FGG (A-Bericht). Magdeburg, 2005.

- /FOE09/ Förster, B.; Noseck, U.; Mönig J.: Fachliche Unterstützung des Bundesamtes für Strahlenschutz bei der Erstellung von Referenzbiosphärenmodellen für den radiologischen Langzeitsicherheitsnachweis von Endlagern – Biosphären-Szenarioanalyse für potentielle Endlagerstandorte. AP 1. Auswahl geeigneter Referenzregionen. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH. GRS-A-3504: Braunschweig 2009.
- /LEM08/ Lemke, D., Elbracht, J.: Grundwasserneubildung in Niedersachsen – Ein Vergleich der Methoden von Dorhöfer & Josopait und GROWA06V2, LBEG, Geoberichte 10, Hannover 2008.
- /ECK09/ Eckl, H.; Raissi, F.: Leitfaden für hydrogeologische und bodenkundliche Fachgutachten bei Wasserrechtsverfahren in Niedersachsen, LBEG, Geoberichte15, Hannover 2009.
- /FOE09/ Förster, B.; Noseck, U.; Mönig J.: Fachliche Unterstützung des Bundesamtes für Strahlenschutz bei der Erstellung von Referenzbiosphärenmodellen für den radiologischen Langzeitsicherheitsnachweis von Endlagern – Biosphären-Szenarioanalyse für potentielle Endlagerstandorte: AP 1: Auswahl geeigneter Referenzregionen. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH. GRS-A-3504: Braunschweig 2009.
- /GEH08/ Gehrt, E.; Raissi, F.: Grundwasseramplituden in Bodenlandschaften Niedersachsens, Geofakten 20, LBEG Juli 2008.
- /GRU79a/ Gröger, E.: Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. Geologica Bavaria, 89, S.5-64, München 1979
- /GRU79b/ Gröger, E.: Die Seeablagerungen am Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. Eiszeitalter und Gegenwart, 29, S.29-34, Hannover 1979
- /HEN98/ Hennigsen, D.; Katzung, G.: Einführung in die Geologie Deutschlands. 3. neu bearbeitete Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1998.
- /HOT07/ Hoth, P.; Wirth, H.; Krull, P.; Olea, R.; Feldrappe, H.; Reinhold, K.: Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands – Untersuchung und Bewertung von Tongesteinsformationen, BGR-Bericht, 118 S., Berlin/Hannover 2007.
- /HUI98/ Huijzer, B.; Vandenberghe, J.: Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central europe, Journal of quaternary science, Vol. 13(5), 1998.
- /HUS94/ Van Husen, D.: Die Ostalpen in den Eiszeiten. 1994, ISBN 3-900312-58-3.

- /IAE03/ IAEA: „Reference Biospheres“ for solid radioactive waste disposal, Report of BIOMASS Theme 1 of the BIOSphere Modeling and ASSEssment (BIOMASS) programme. IAEA-BIOMASS-6. July 2003.
- /JER90/ Jerz, H. et. al. : Paläoböden in Bayrisch Schwaben, Programm und Exkursionsführer, 9. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Bayrisches Geologisches Landesamt, München 1990.
- /JOB07/ Jobmann, M.; Amelung, P.; Billaux, D.; Polster, M.; Schmidt, H.; Uhlig, L.: Untersuchungen zur sicherheitstechnischen Auslegung eines generischen Endlagers im Tonstein in Deutschland. GENESIS Abschlussbericht, DBE Technology, 2007.
- /KEL 98/ Keller, S.: Permafrost in der Weichsel-Kaltzeit - Vegetationsentwicklung. Zeitschrift für Angewandte Geologie 1998.
- /KEL04/ Keller, S.: F+E Endlagerung, Ermittlung und Analyse von Szenarien für Endlagerstandorte mit unterschiedlichen Wirtsgesteinen (Deutschland)- Zeitliche Aspekte bei der Analyse von Szenarien (Beispiel Morphologie), 4. Zwischenbericht, Hannover 2004.
- /KEL06/ Keller, S.: ERA Morsleben. Klima gesteuerte Auswirkungen auf das ERAM, Abschlussbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, November 2006.
- /KEL09/ Keller, S.: Eiszeitliche Rinnensysteme und ihre Bedeutung für die Langzeitsicherheit möglicher Endlagerstandorte mit hochradioaktiven Abfällen in Norddeutschland, ISBN 978-3-9813373-3-4, Hannover 2009.
- /KIR09/ Kirchner, G.: Use of reference biospheres for proving the long-term safety of radioactive waste repositories, Journal of Environmental Radioactivity, 100, S. 435-437, 2009
- /KLE01/ Klett: TERRA Lexikon, 2001.
- /KLI02/ Klinge, H.; Köthe, A.; Ludwig, R.-R.; Zwirner, R.: Geologie und Hydrogeologie des Deckgebirges über dem Salzstock Gorleben. Z. Angew. Geol. 48, 7-15, 2002.
- /KLI07/ Klinge, H. et al.: Standortbeschreibung Gorleben Teil 1: Die Hydrogeologie des Deckgebirges des Salzstocks Gorleben, Geologisches Jahrbuch Reihe C, Heft 71, Hannover 2007.
- /KNO 95/ Knoth, W.; Merkt, J.: Quaternary field trips in Central Europe Volume 2 Field trips on special topics. S. 615/616, XIV International Congress des International Union for Quaternary Research 3-10 August in Berlin. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München 1995.

- /KÖS06/ Kösel, M.: Bodenkarte von Baden-Württemberg, 1:25 000, Blatt 7525 Ulm-Nordost. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, 2006.
- /KRA00/ Krause, W.: Bodenkarte von Baden-Württemberg, 1:25 000, Blatt 7525 Ulm-Nordwest. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, 2000.
- /LAN95/ Lang, U.: Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karst-Aquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuumansatzes. Mitteilungen des Institutes für Wasserbau, Heft 85, Universität Stuttgart, 1995.
- /LAR10/ Larue, J. et al.: Endlager im Tonstein. Entwicklung eines synthetischen Tonsteinstzandorts. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Zwischenbericht, SR2538, Köln 2010.
- /LUD95/ Ludwig, A.O.; Schwab, G.: Neogeodynamica Baltica – ein internationales Kartenprojekt (IGCP-Projekt Nr. 346): Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegung seit Beginn des Rupelian (Unteroligozän) bzw. seit Ende der Holstein-Zeit, Brandenburgische Geowiss. Beitr., 2 (1995), 2, S. 47-57
- /MER 95/ Merkt, J S. 638/639 in Quaternary field trips in Central Europe Volume 2 Field trips on special topics, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München 1995, im Rahmen des XIV International Congress des International Union for Quaternary Research 3-10 August in Berlin
- /MEY00/ Meyer, K.D.: Geschiebekundlich-stratigrafische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen), Brandenburgische Geowiss. Beitr. 7 (2000), S. 115-125
- /MEY07/ Meyer, K.D.: Persönliche Mitteilung vom 21. August 2007.
- /NAG02/ NAGRA: Project Opalinus Clay: The long-term safety of a repository for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste sited in the Opalinus Clay of the Zürcher Weinland. Nagra, NTB 02-05, Wettingen, 2002.
- /NAG04/ Nagler, J. et. al.: Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg – Mittlere Alb 2, Grundwasserdynamik. Gewässerdirektion Donau/Bodensee, Bereich Ulm, 2004.
- /NLF01/ Niedersächsisches Landesamt für Bodenkunde (NLfB): Digitaler Atlas Hintergrundwerte: Natürliche chemische Gehalte von Bachsedimenten. Böden, Gesteine und Grundwasser in Niedersachsen und Bremen, ISBN 978-3-510-95885-6, 2001.

- /NOS09/ Noseck, U. Fahrenholz, Chr.; Fein, E.; Flügge, J.; Pröhl, G.; Schneider, A.: Impact of climate change on far-field and biosphere processes for a HLW-repository in rock salt. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, GRS-241, Braunschweig, 2009.
- /PAT 80/ Patzelt, G.: Neue Ergebnisse der Spät- und Periglazialforschung in Tirol. Jahresbericht österr. geogr. Gesellschaft, 1976/77, S.11-18, Innsbruck 1980.
- /PLU02/ Plum, H. et. al.: Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg – Ostalb, Erläuterungen. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, 2002.
- /PLU08/ Plum, H. et. al.: Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg. LGRB-Informationen, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, März 2008.
- /SCH92/ Schmidt, F. et. al. : Die Böden Bayerns. Datenbuch für die Böden des Tertiärhügellandes, der Iller-Lech-Platte und des Donautals, Sonderband, Bayerisches Geologisches Landesamt, München 1992.
- /SCH02/ Schultz, J.: Die Ökozonen der Erde, 3. Auflage, ISBN 3-8252-1514-8, UTB-Verlag, 2002.
- /SCH06/ Schloz, W. et. al.: Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg. LGRB-Fachbericht, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB), Regierungspräsidium Freiburg, 2006.
- /SCH10/ Schwalb, A.: Persönliche Mitteilung vom 19. März 2010.
- /SME98/ Die Entstehung der dänischen und deutschen Rinnentäler, Per Smed, 1998
- /STA95/ Staesche, U.; Böse M.: Problems of dead ice in the central part of the north european plain, Quaternary International Vol.28 pp123-125, 1995.
- /STA08/ Stahr, K.; Kandeler, E.; Herrmann, L.; Streck, T.: Bodenkunde und Standortlehre, UTB, ISBN 3-8252-2967-2, 2008.
- /VIL03/ Villinger, E.: Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 154/2-3, S.193-253, Stuttgart, 2003.
- /www10a/ http://www.bgr.de/N2/TEXT/BODNDS/NLFBOOK/HTML/nds_main.htm
- /www10b/ http://www.lbeg.niedersachsen.de/live/live.php?navigation_id=721&article_id=808&_psmand=4
- /www10c/ <http://www.arge-elbe.de/wge/Galerie/Hydrologie.html>, Febr10

- /www10d/ http://www.nls.niedersachsen.de/Tabellen/Landwirtschaft/nutzungen/artikel_1_2001.htm, Artikel von 2001
- /www10e/ <http://www.elwis.de/Binnenwasserstrassen/index.html>, Februar 2010
- /www10f/ <http://www.arbe-elbe.de/wge/Einzug/EinStart.html>, Februar 2010
- /www10g/ http://www.wsa-verden.wsv.de/gew_kunde/pegel/pethg/index.html, Februar 2010
- /www10h/ http://www.klett.de/sixcms/list.php?page=geo_infothek&node=Ostsee&miniinfothek=&article=Infoblatt+Entstehung+der+Ostsee
- /www10i/ http://www.landwirtschaft-mlr.baden-wuerttemberg.de/servlet/PB/menu/1257066_1/index1221750829191.html
- /ZEP08/ Zepp, H.: Grundriß Allgemeiner Geographie: Geomorphologie, 4. Auflage UTB, Schöningh, ISBN 978-3-8252-2164-5

| Verantwortung für Mensch und Umwelt |

Kontakt:

Bundesamt für Strahlenschutz

Postfach 10 01 49

38201 Salzgitter

Telefon: + 49 30 18333 - 0

Telefax: + 49 30 18333 - 1885

Internet: www.bfs.de

E-Mail: ePost@bfs.de

Gedruckt auf Recyclingpapier aus 100 % Altpapier.



Bundesamt für Strahlenschutz