Lebensader Wasser

Beiträge zur Geschichte des Bezirks Zurzach
Heft 10 / 2022

Historische Vereinigung des Bezirks Zurzach

© Herausgeber: Historische Vereinigung des Bezirks Zurzach (HVBZ), Bad Zurzach, August 2022

Projektleiter und Lektorat: Louis Tiefenauer

Layout und Druck: Druckerei Bürli AG, Döttingen

ISBN 978-3-033-09292-1

Alle elektronisch verfügbaren Beiträge sind zu nicht kommerziellen Zwecken frei verfügbar. Sie können von der Homepage der HVBZ heruntergeladen werden. Werden Ausschnitte davon veröffentlicht ist die Quelle (erste Zeile des Impressums) anzugeben.

Inhalt

3 | **Editorial – Lebensader Wasser**
Louis Tiefenauer

5 | **Das Zurzibiet unter Wasser: Die Erdgeschichte des Jurameeres**
Peter Bitterli-Dreher

27 | **Die Flussgeschichte der nördlichen Schweiz**
Peter Bitterli-Dreher

47 | **Kaiserstuhl: Stadt an der Brücke, Stadt der Brunnen**
Ruth Michel Richter & Konrad Richter

57 | **Eine wichtige Verbindung über den Rhein: die Fähre Waldshut–Full**
Andreas Weiss

75 | **Die Surbbrücke in Döttingen – Entstehung, Renovierungen im 19. Jahrhundert und jüngste Restaurierung**
Edith Hunziker & Cornel Doswald

91 | **Die Surbbrücken bis ins frühe 20. Jahrhundert**
Cornel Doswald

109 | **«Mühlen» im Bezirk Zurzach**
Rolf Lehmann

151 | **Sanierung Mühlebach Böttstein 2019**
Hans Kellenberger

163 | **Autoren dieses Heftes**

165 | **Schlusswort des Präsidenten der Historischen Vereinigung Bezirk Zurzach (HVBZ)**
Rolf Lehmann

Autoren dieses Heftes

Peter Bitterli-Dreher *Jg. 1943, Dr., Dipl. Geologe, Endingen AG*

Promotion mit einer Arbeit zur Sedimentologie des Oberen Doggers. Fachexperte für geologische Aspekte der Tiefenlagerung radioaktiver Abfälle (HSK/ENSI). Pensioniert 2005, danach zahlreiche Arbeiten zur Geologie und Paläontologie der nördlichen Schweiz.

Ruth Michel Richter & Konrad Richter *Jg. 1950 & Jg. 1953, Hohentengen D*

Das Ehepaar (sie: Historikerin, Journalistin; er: PR-Berater, Fotograf) hat die Schrift Kaiserstuhler Brunnengeschichten erarbeitet. Sie lebten zeitweise im Schloss Rötteln, was ihr historisches Interesse an Kaiserstuhl intensivierte. Sie sind aktive Mitglieder von Pro Kaiserstuhl.

Andreas Weiss *Jg. 1971, Historiker und Kulturwissenschaftler, Landkreis Tuttlingen DE*

Der Autor ist heute Leiter des Freilichtmuseums Neuhausen ob Eck. Aus seiner Zeit am Hochrhein entstand die Geschichte der Waldshuter Rheinfähre, welche einen historischen Tiefenblick zur Beziehung der Bewohner beider Flussseiten wagt.

Edith Hunziker *Jg. 1962, lic. phil., Kunsthistorikerin, Rothrist in Bern*

Die Kunsthistorikerin ist seit 2005 Leiterin des Projekts Kunstdenkmäler-Inventarisierung bei der Denkmalpflege des Kantons Aargau und verfasst z. Z. in Co-Autorschaft den Kunstdenkmälerband AG XI, Bezirk Zurzach I, der das Surbtal, das Aaretal und das Kirchspiel Leuggern behandelt.

Cornel Doswald *Jg. 1954, lic. phil-hist., Historiker und Archäologe, Bremgarten AG*

Der selbstständige Fachexperte für historische Verkehrswege und Kulturwege hat am Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz IVS im Kanton Aargau und weiteren Kantonen der Nordschweiz mitgewirkt und war langjähriger Leiter der Abteilung Beratung von ViaStoria.

Rolf Lehmann *Jg. 1952, Präsident der HVBZ (seit 2020), Kleindöttingen AG*

Der Bauingenieur und Betriebsökonom arbeitete 36 Jahre für eine Grossbank in diversen leitenden Funktionen. Sein historisches Interesse weckten zahllose, ihm unbekannte Ruinen in unseren Wäldern, insbesondere aber die Wasserwerke in Böttstein und im ganzen Bezirk.

Hans Kellenberger *Jg. 1946, Vorstandsmitglied HVBZ, Kleindöttingen AG*

Der ehemalige Oberstufenlehrer ist seit 2018 hauptsächlich als Exkursionsleiter für die Vereinigung verantwortlich. Die Auswahl von historisch interessanten Zielen ist dabei ein besonderes Anliegen, wobei auch dem gesellschaftlichen Aspekt grosse Bedeutung zukommt.

Die Flussgeschichte der nördlichen Schweiz

Peter Bitterli-Dreher

Flüsse und Eisströme gestalten durch Ablagerungen und Erosion die Erdoberfläche seit Anbeginn. Im Bezirk haben sich die Flusssysteme ständig verändert und die Landschaft wurde schliesslich durch die Gletschervorstösse massgeblich gestaltet.

Uns Menschen erscheinen Landschaften mit ihren Flussläufen festgefügt, ewig. Doch dieser Eindruck täuscht, denn unablässig arbeiten die Kräfte des geologischen Untergrundes gegen die Kräfte der Erosion an der Erdoberfläche. Berge entstehen und werden vom Wasser, abgetragen. Ein Kreislauf, der erst enden wird, wenn die Erde erkaltet und die Oberfläche des Planeten eingeebnet ist. Die Vorgänge erscheinen oft zufällig, Launen der Natur, völlig regellos. Doch der Geologe schaut genauer hin und entdeckt Zusammenhänge, denn das Neue entsteht oft auf der Grundlage älterer Strukturen, das Erbe der Vergangenheit ist die Grundlage der zukünftigen Entwicklung. Die Flussgeschichte unserer Region ist ein eindrückliches Beispiel für dieses Prinzip.

Im Verlaufe der Erdgeschichte war die Nordschweiz öfters Festland und Flüsse formten schon damals die Landschaft. Die ältesten Flussablagerungen die wir kennen liegen heute tief unter der Erdoberfläche. Wir kennen sie aus den Nagra-Bohrungen in Weiach und Riniken. Es waren träge Flüsse, die mäandrierend durch ausgedehnte Regenwaldgebiete strömten. Aus den Wäldern wurden später die Kohlenflöze tief unter unseren Füssen. Oder die Sandsteine von Gansingen (Schilfsandstein), die in einem Flusssystem entstanden, das von den skandinavischen Mittelgebirgen bis zum Tethys-Meer reichte, ähnlich einem riesigen Flussdelta.

Doch diese alten Flüsse sind nicht das Thema dieses Artikels, es ist vielmehr die Frage, wie das heutige Flusssystem entstanden ist. Dazu ist es nötig, auf Spurensuche zu gehen, denn die alten Flüsse haben uns Ablagerungen hinterlassen, die es zu deuten gilt. Wie der Historiker in den alten Bü-

1 Anschnitt der Unteren Süsswassermolasse in der aufgelassenen Mergelgrube Fisibach. Graue und rötliche Mergellagen der Überschwemmungsebenen wechseln mit hellgrauen Sandsteinbänken der Flussrinnen.

chern, blättert der Geologe in den Gesteinsschichten und versucht ihre Botschaft zu lesen.

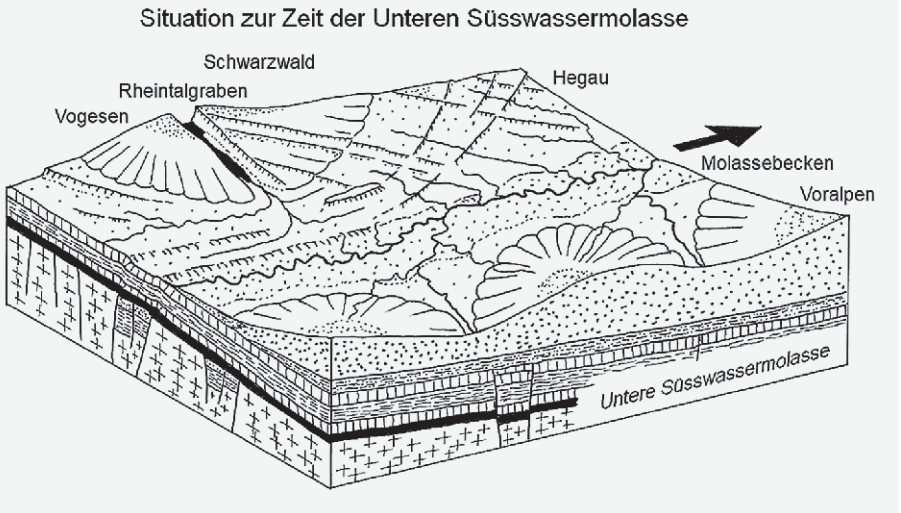
Der Anfang: Das Molassebecken entsteht

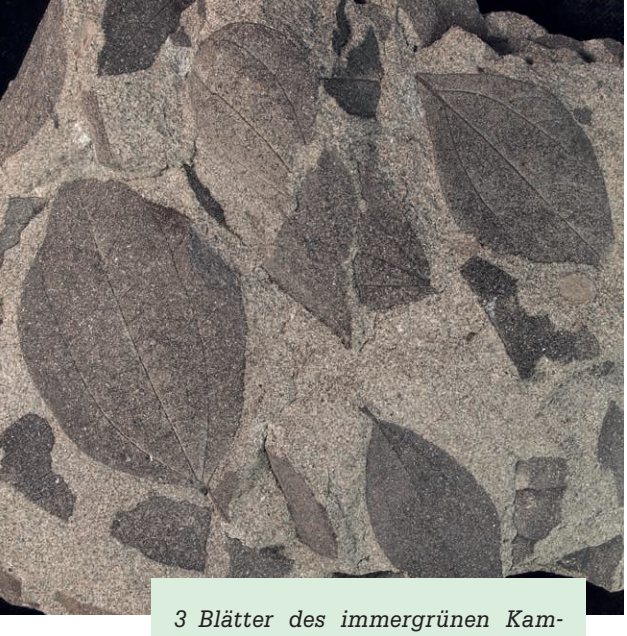
Vor rund 30 Millionen Jahren erhob sich der Alpenbogen allmählich aus dem Meer und wurde rasch ein Hochgebirge. Die Erdkruste der eurasischen Kontinentalscholle tauchte dabei unter die Kruste der afrikanischen. Das Abtauchen führte zur Bildung einer langgestreckten Senke nördlich vor dem jungen Alpengebirge, dem **Molassebecken**. Tektonisch spricht man von der Vorlandtiefe, wobei durch das Kippen der unterliegenden Erdkruste weiter nördlich eine Vorlandschwelle entstand.

Anfänglich lag im entstehenden Molassebecken ein Restmeer, das als **Untere Meeresmolasse** bezeichnet wird. Es handelte sich um einen schmalen Meeresarm, der sich nie bis in unsere Gegend erstreckte, deshalb fehlen hier entsprechende Ablagerungen. Da diese gegen Süden unter mächtigen, jüngeren Ablagerungen begraben sind, ist aber wenig über den Verlauf der Küsten bekannt. Die Gewässer des jungen Alpengebirges mündeten in dieses Meer. Dort wo die Flüsse in das Molassebecken hinaus traten, entstanden grosse Schuttfächer. Durch den andauernden Zusammenschub der Alpen wurde allmählich das Vorland gehoben und das Meer der Unteren Meeresmolasse verlandete zunehmend.

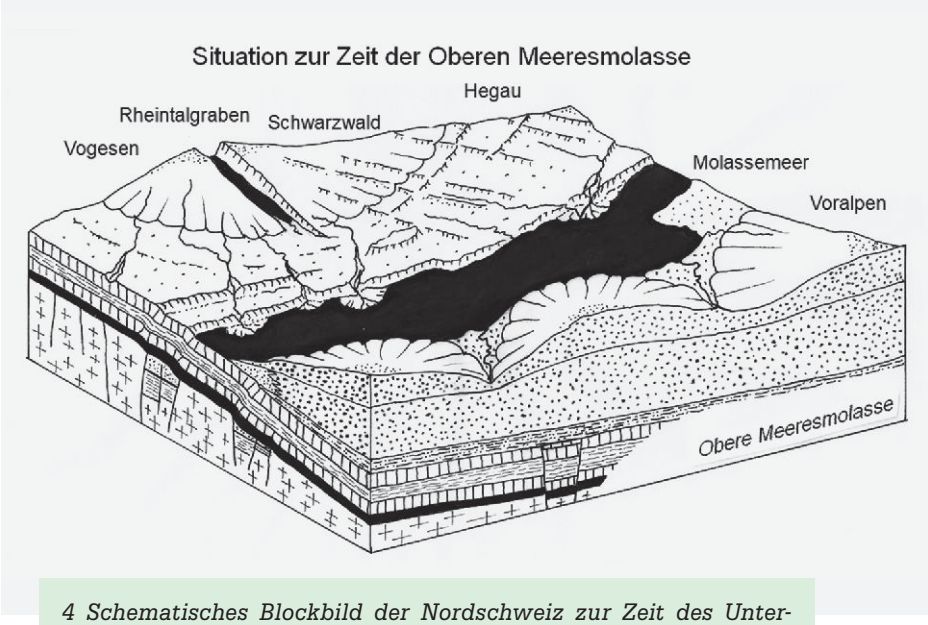
Vor etwa 28 Millionen Jahren, in der Zeit des späten Oligozäns (Tabelle 1) entstand bei feuchtwarmem, subtropischem Klima eine weite Flussebene, in der sich die Flüsse des Alpengebirges in einem grossen Strom sammelten, der nach Osten floss und in einen Meeresarm im bayrischen Molassebecken mündete. Die Ablagerungen dieses Stromsystems werden als **Untere Süsswassermolasse** bezeichnet. Es handelt sich um bunte Mergel, in die mächtige Sandsteinbänke eingelagert sind. Abb. 1 zeigt diese Ablagerungen in der ehemaligen Ziegeleigrube Fisibach. Die festen Sandsteinbänke entstanden aus den Sanden, die in den Schlingen der Flussmäander abgelagert worden sind. Die weichen, feinkörnigen bunten Mergel sind Bodenbildungen der Flussauen, die bei den jahres-

2 Schematisches Blockbild der Nordschweiz (Schwarzwald-Alpen) zur Zeit der Unteren Süsswassermolasse (Oberoligozän). Eine Ur-Donau sammelte das Wasser der Beckenumgebung und führte es gegen Osten (Pfeil) in ein Meer im bayerischen Molassebecken. Aus den aufsteigenden Alpen wurden grosse Schuttfächer ins Flusstal geschüttet. Schwarzwald und Vogesen heben sich gegenüber der Umgebung. Im Oberrheingraben liegen Restseen eines unteroligozänen Meeresarms. Flexuren über dem Nordrand des Nordschweizer-Permokarbon-Trogs verhinderten, dass das Wasser nach Norden in den Oberrheingraben fliessen konnte.





3 Blätter des immergrünen Kampherbaumes (Cinnamomum polymorphum), aus Seeablagerungen der Unteren Süsswassermolasse bei Wolfwil, SO. Verwandte dieser Baumart sind heute im subtropischen Asien zwischen 10 und 30 Grad nördlicher Breite zuhause. Bildbreite 11 cm.



4 Schematisches Blockbild der Nordschweiz zur Zeit des Untermiozäns (Obere Meeresmolasse). Die unter das entstehende alpine Gebirge abtauchende europäische Erdkruste führte nördlich des Gebirges zu weiteren Absenkungen, das Meer konnte dadurch das Molassebecken überfluten. Der Schwarzwald wurde weiterhin herausgehoben. Das kräftige Relief zeigte sich in Gebirgsflüssen, die viel Verwitterungsschutt vom Schwarzwald-Südhang ins Molassemeer schütteten (Ältere Juranagelfluh), dabei wurden ausgedehnte Deltas an der Nordküste gebildet. Der Sedimenttransport im Becken erfolgte nach Nordosten. Kiesbänke mit vielen hellen Quarzkieseln dominierten längs der Küste, schräg geschichtete Sande im offenen Meer. Der Rheintalgraben wurde ebenfalls vom Meer überflutet.

zeitlichen Überschwemmungen gebildet wurden. Es herrschte saisonales Wetter mit Regenzeiten, in denen es zu ausgedehnten Überschwemmungen kam. In den nördlichen Gebieten des Beckens finden sich auch Seeablagerungen. Von Süden, aus dem jungen Alpengebirge, wurden weiterhin riesige Schuttfächer ins Tiefland geschüttet. Auf **Abb. 2** ist diese Situation in einem Blockdiagramm dargestellt.

Im warmen Klima entwickelte sich eine subtropische Flora mit Palmen, Magnoliengewächsen, Walnussarten, Lorbeergewächsen, Ahorne und Pappeln. **Abb. 3** zeigt ein Beispiel von Pflanzenfossilien dieser Zeit, Blätter eines Kampferbaums (Cinnamomum). In der Tierwelt finden sich exotische Tiere, wie Nashörner und Tapire, aber auch Kleinsäuger und kleinwüchsige Huftiere. Die durchschnittliche Jahrestemperatur betrug rekonstruiert aufgrund der Flora etwa 20 Grad, also rund 5 Grad mehr als heutzutage.

Das Meer dringt ins Molassebecken

Vor etwa 22–20 Millionen Jahren (frühes Miozän) führten grossräumige Absenkungen, im Zusammenhang mit der alpinen Gebirgsbildung dazu, dass von Südwesten

Tabelle 1: Die Stufen des Känozoikum

Era	Periode	Epoche	Beginn vor Millionen Jahren	Dauer Millionen Jahre
Känozoikum	Quartär	Holozän	0,0117	0,0117
		Pleistozän	2,580	2,56
	Neogen	Pliozän	5,333	2,75
		Miozän	23,030	17,70
	Paläogen	Oligozän	33,900	10,87
		Eozän	56,000	22,10
		Paläozän	66,000	10,00

Altersangaben nach: International Commission on Stratigraphy, v 2021/10

5 Angebohrtes Strandgeröll aus Jurakalk mit birnenförmigen Löchern von Bohrmuscheln (Pholaden). Die Knolle stammt aus der Felswand eines seinerzeitigen Felsenkliffs. Es wurde im Wellenbereich eines Strandes gerundet und später in tieferem Wasser von Bohrmuscheln besiedelt. Baugrube im oberen Sandacker, Endingen. Breite 11 cm.

6 Austernkolonie in den Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse. Die Lage besteht zu einem grossen Teil aus gut erhaltenen Schalen von Austern (Ostrea sp.). Solche Austernbänke entstehen in den heutigen Meeren in der Spritzzone von Küsten. Böschung im Gebiet Gäntert E Unterendingen. Bildbreite ca. 100 cm.

her allmählich ein Meeresarm in die Senke des Molassebeckens eindrang. Im Verlaufe der Zeit dehnte sich das Randmeer weiter nach Osten aus und erreichte zeitweise das bayerische Molassebecken. Die Ablagerungen dieses Meeresarms werden als **Obere Meeresmolasse** bezeichnet und sind am Nordrand des Molassebeckens häufig aufgeschlossen, gegen Süden liegen sie unter jüngeren Ablagerungen verborgen **(Abb. 4)**. Im Zurzibiet gibt es zahlreiche Aufschlüsse, wo man diese Ablagerungen beobachten kann.

Die Kräfte der Gebirgsbildung erfassten nun zunehmend nördlichere Gebiete. In unserer Gegend kam es durch diese kompressiven Kräfte zu Bewegungen im Mosaik der Grundgebirgsschollen, die sich an der Erdoberfläche in Form von Flexuren im Deckgebirge durchpausten. Flexuren sind Verbiegungen der Sedimentschichten über bewegten Bruchlinien des tieferen Untergrundes. Beispiele sind die Endinger-Flexur, die Siggenthaler-Flexur und die Rekinger-Flexur. Diese Flexuren bildeten stellenweise Steilküsten am Nordufer des Molassemeeres. Ein besonders schönes Beispiel ist ein Felskliff bei der Endinger Flexur. Am Fuss des Kliffs wurden Felsblöcke und Steine, die von der Kliffwand auf den Strand stürzten, im Wasser von Bohrmuscheln besiedelt **(Abb. 5)**. Lagen mit Resten grosser Austernschalen zeigen, dass in der Strandzone auch Austernkolonien auftraten **(Abb. 6)**, aufgrund von Vergleichen mit heutigen Biotopen wohl in der Spritzzone der Felsküste. Im offenen Meer dominierten Sandablagerungen, die oft durch die Wirkung der Meereswellen umgeschichtet wurden.

Die Vorlandschwelle befand sich zu diesem Zeitpunkt bereits nördlich unseres Gebietes und es kam zu einer langanhaltenden Hebung der Region des Schwarzwaldes. Das Gebirge wurde im Verlauf der Tertiärzeit um mehr als 2000 m herausgehoben, dabei entstand ein kräftiges Relief. Das führte dazu, dass Wildbäche und Flüsse aus dem jungen Schwarzwald ihre grobe Sedimentfracht ins Molassemeer schütteten. Vermutlich handelte es sich meist um

7 Handstück der älteren Juranagelfluh aus dem aufgelassenen Steinbruch Musital. Es handelt sich um eine Schichtflut-Ablagerung, die wohl bei einem Unwetterereignis vom Schwarzwald in die Senke des Molassebeckens geschüttet wurde. Die Komponenten sind deshalb auch grösstenteils wenig gerundet bis eckig. Das Gestein zeigt uns, welche Formationen zur Zeit der Entstehung im aufsteigenden Schwarzwald die Erdoberfläche bildeten. Die ältesten Komponenten stammen aus der Doggerzeit, so tief hatte die Erosion das gehobene Gebirge bereits abgetragen. Als Musital noch in Betrieb war, konnte man beobachten, dass diese wohl katastrophalen Juranagelfluh-Schüttungen sich teilweise rinnenartig in die Mergel der Molasse eingruben. Einzelne Komponenten waren bis zu 20 cm gross. Leider wurde die Rinne bei der Rekultivierung des Steinbruchs zugedeckt. Bildbreite 8 cm.

8 Ältere Juranagelfluh-Schüttungen im Steinbruch Jungholz N Tegerfelden. Die Schüttungen erfolgten hier direkt auf die Erosionsoberfläche der Kalksteine des Erdmittelalters. In die Schotter eingeschaltet sind intensiv grün gefärbte Sandsteine, die das normale Meeressediment im Molassemeer darstellen.

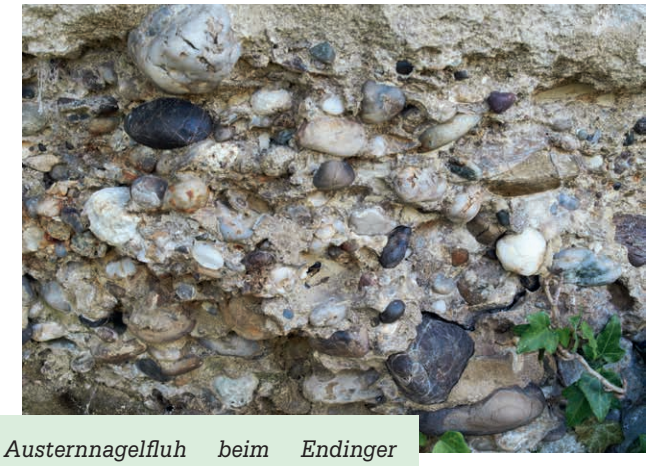
unwetterartige Ereignisse. Man findet nämlich hauptsächlich grobe Konglomerate, die vor allem schlecht gerundete Gesteinskomponenten aus den Juraformationen des Malm und Dogger enthalten **(Abb. 7)**. Der Abtrag des in Hebung begriffenen, jungen Schwarzwaldes war demnach bereits bis auf das Niveau des Braunen Juras oder Dogger voran gekommen. In der alten Grube im Jungholz nördlich von Tegerfelden kann man die Auflagerung der Juranagelfluh auf Gesteine des Meeresbeckens noch heute beobachten **(Abb. 8)**.

Die Ablagerungen im Meeresarm der Oberen Meeresmolasse bestehen in unserer Gegend aus Sandsteinen **(Abb. 9)** in die Kiesschnüre und Kieslagen eingeschaltet sind. Bei verfestigten Kieslagen spricht man von Nagelfluhen. beispielweise die Austernnagelfluh **(Abb. 10)**, Diese enthält viele weisse Quarzkiesel, bei denen man nachweisen konnte, dass sie aus dem Gebiet des Napf-Schuttfächers nördlich der Berner Alpen stammen. Der Sedimenttransport erfolgte demnach noch immer vorwiegend von West nach Ost. Im schmalen Meeresarm traten kräftige Gezeitenströmungen auf, was zu intensivem Küstenlängsversatz von Kiesbänken führte. Die Sandsteine sind oft grün gefärbt, was auf Körner des Minerals Glaukonit zurückzuführen ist, ein typisches Merkmal mariner Sedimente. Lagenweise enthalten die Sandsteine auch Fossilien, vor allem Haifischzähne **(Abb. 11)** und Fischreste, seltener auch Knochen von Wirbeltieren. Weiter südlich treten auch Ablagerungen mit vielen Muschelschalen auf.

Im Mittelmiozän (vor ca. 16 Millionen Jahren) kam es zu einem ersten Rückzug des Molassemeeres. Es entstand im Becken eine Erhebung («Schwelle») vom Ge-

biet der späteren Lägern, bis zum Gebiet des späteren Bodensees. Bei warmem, trockenem (aridem) Klima bildeten sich auf der Schwelle Süsswasser- und Krustenkalke. Nördlich der Erhebung («Schwelle») entstand ein Flusstal, in dem sehr grobkörnige Sande («Graupensand») abgelagert wurden, die vor allem aus Quarz- und Feldspat-Körnern bestehen. Dieser Graupensand-Fluss entsprang im Böhmischen Massiv (Landmasse im Osten) und strömte durch ein Ur-Donautal gegen Südwesten ins Gebiet des Klettgaus. Seine Herkunft aus dem böhmischen Massiv kann aufgrund kleiner schwarzer Lydit Körner belegt werden, das sind silurische Kieselschiefer, die nur in Böhmen vorkommen. Da der Graupensand als Giesserei-Formsand verwendet wurde, entstanden grosse Gruben, in denen der Sand abgebaut wurde (Riedern a. Sand, Wildensbuch-Benken). Der Fluss mündete im Gebiet des Klettgaus in das geschrumpfte Molassemeer, weiter östlich erodierte er ein Flusstal in die älteren Formationen hinein («Graupensandrinne»).

9 Sandsteine der Oberen Meeresmolasse im Tälchen des Ölbachs NW Lengnau. Im Aufschluss erkennt man trogförmige Schrägschichtungen, die bei der Umschichtung des Sandes durch Meeresströmungen entstanden sind (Gezeitenströmungen). Bildbreite ca. 10 m.



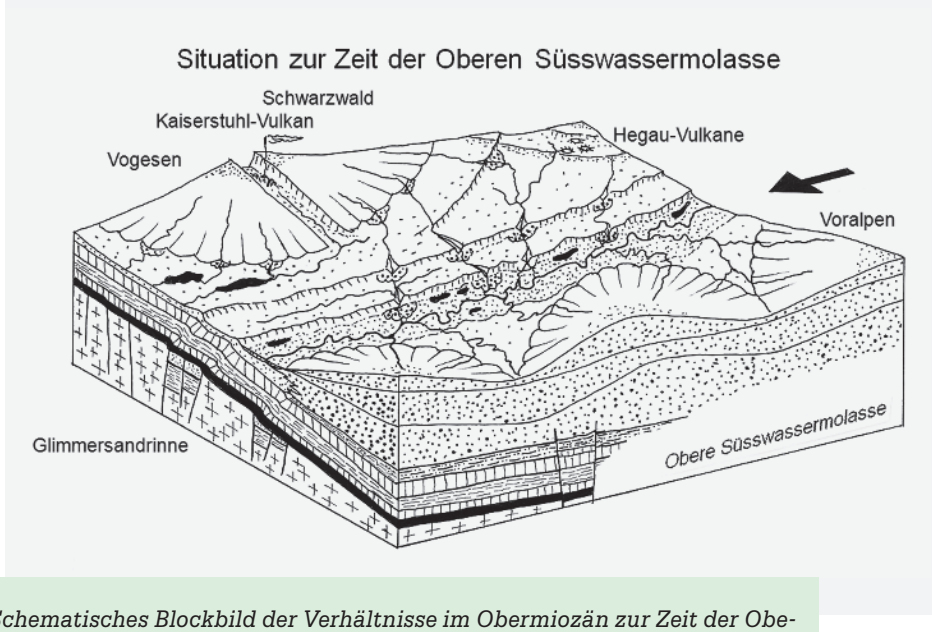
10 Austernnagelfluh beim Endinger Hörnli. Das Gestein enthält viele weisse Quarzkiesel die aus den Berner Alpen stammen. Sie zeigen, dass der Sedimenttransport im Molassemeer von West nach Ost erfolgte. Bildbreite ca. 100 cm.

Gegen Ende des Mittelmiozäns (vor ca. 12 Millionen Jahren) zog sich das Meer endgültig nach Westen zurück. Helle, glimmerreiche Sandsteine mit gerundeten Knauern sind ein erstes Zeichen des Meeresrückzugs. Es handelt sich um Ablagerungen eines Wattenmeeres **(Abb. 12)**. Beim Zerschlagen der Knauer zeigen sich oft Wellenrippeln. Es handelt sich bei diesen Sandsteinen um Füllungen der Priele, durch die bei Ebbe das Wattenmeer entwässert wurde. Die Verlandung des Meeres ist auf eine Hebung des Molassebeckens und wohl auch auf eine kräftige Absenkung des weltweiten Meeresspiegels zurückzuführen. Die Hebungen betrafen das östliche Becken stärker, so dass sich ein Gefälle gegen Westen einstellte. Die Zufuhr von Jurana-

11 Haifischzahn (Oxyrhina hastalis) aus dem Steinbruch bei Würenlos im Limmattal. Die Zähne finden sich in groben Sandsteinen des offenen Meeres. Der Zahn ist 2,5 cm lang.

gelfluh aus dem Schwarzwald hielt an, die Nagelfluhen dieser Periode enthalten nun häufig ältere Gesteine der Triaszeit und als Rarität auch einzelne Komponenten des kristallinen Untergrundes **(Abb. 13)**.

Nach dem Rückzug des Meeres entstand eine Auenlandschaft mit trägen Flüssen, die sich in einem grossen Strom sammelten, der nun das Becken gegen Westen ins Mittelmeer entwässerte. Die Ablagerungen dieses Flusssystems werden als **Obere Süsswassermolasse** bezeichnet **(Abb. 14)**. Sie werden dominiert von Sanden, die reich an hellem Glimmer sind. Der Glimmersand stammt aus den Ostalpen, wo damals glimmerreiche Kristallingesteine die Erdoberfläche bildeten und abgetragen wurden. Man bezeichnet dieses Stromsystem auch als «Glimmersandrinne». Das eigentliche Stromtal verlief südlich unseres Gebietes, gute Aufschlüsse gibt es vor allem am



14 Schematisches Blockbild der Verhältnisse im Obermiozän zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse. Grossräumige Absenkungen im westlichen Molassebecken führten nach dem Meeresrückzug zu einer Umkehr der Entwässerungsrichtung (Pfeil). In einem breiten Stromtal wurden helle, glimmerreiche Sande gegen Westen verfrachtet. Man spricht auch von der Glimmersandrinne. Die Hebung des Schwarzwaldes dauerte an und weiterhin wurde Juranagelfluh ins Becken geschüttet. Vor allem am Beckennordrand entstanden einige Seen, in denen Süsswasserkalke abgelagert wurden. Im Oberrheingraben war der Kaiserstuhl-Vulkan aktiv, er bildete eine Wasserscheide.

12 Sandsteinzug über feinkörnigen (siltigen), glimmerreichen Mergeln. Es handelt sich um Priele im Wattenmeer. Die Schrägschichtungen zeigen, dass der Sand längs der Priele bewegt wurde. Das Sediment belegt, dass das Molassemeer nun allmählich austrocknete. Wegböschung im Gebiet Gäntert E Unterendingen. Bildbreite ca. 1,5 m.

13 Jüngste Juranagelfluh, die in die Wattenmeer Ablagerungen und in die untersten Schichten der Oberen Süsswassermolasse geschüttet wurde. Das Gestein zeigt hauptsächlich Komponenten aus der Jura- und aus der Triaszeit (z. B. Hauptrogenstein, Muschelkalk). Als Seltenheit erkennt man Gerölle aus Schwarzwaldgranit (rötlich). Die Erosion war damit in den Schwarzwald Tälern im Grundgebirge angekommen. Gebiet N Lienheim («Schüracker»), Baden-Württemberg. Bildbreite 9 cm.

15 Glimmersande der Oberen Süsswassermolasse mit einzelnen härteren Knauern. Diese lockeren Sande wurden vermutlich etwas ausserhalb der zentralen Glimmersandrinne abgelagert. Der Aufschluss liegt nur wenig vor der Front der Lägern-Überschiebung, deshalb wurden die Schichten schräg gestellt. Niederwenigen, SE der Badeanstalt. Bildbreite ca. 15 m.

Nordfuss der Lägern **(Abb. 15)**. An den Beckenrändern gab es Seen, in denen Süsswasserkalke entstanden. In Mooren bildeten sich Braunkohlen, die im vergangenen Jahrhundert im Gebiet des Zürichsees in einigen Bergwerken abgebaut wurden (Käpfnach, Horgen etc.). Die Flora zeigt immergrüne und sommergrüne Pflanzen wie Weiden, Platanen, Kampferbäume, Kadsurabäume, Pappeln, Palmen und Kaki **(Abb. 16)**. Das ist vergleichbar mit den Laubwäldern des heutigen Südostasiens. Es herrschte subtropisches Klima mit Jahresmitteltemperaturen von etwa 17 Grad. Mit 1300–1500 mm Jahresniederschlag war es zudem ziemlich feucht (Zurzibiet heute: 800 mm). Die Tierwelt zeigt exotische Tiere wie Elefanten und Nashörner, dazu Krallentiere, Urpferde und zahlreiche Kleinsäugetiere. In den Ablagerungen finden sich auch zahlreiche Landschnecken-Arten.

Naturkatastrophen stören die Entwicklung

Während der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse ereigneten sich in Mitteleuropa zwei einschneidende Katastrophen. Einerseits kam es im Hegau zu ersten, heftigen Vulkaneruptionen. Im gleichen Zeitraum, vor etwa 14 bis 15 Millionen Jahren, traf ein Meteoritenschwarm auf die Erde. Ein 800–1000 Meter durchmessender Meteorit schlug im Gebiete der schwäbischen Alb ein. Beim Aufprall entstand ein Krater von gut 23 km Durchmesser, das Nördlinger Ries. Ein zweiter Meteorit schuf gleichzeitig den Steinheimer Krater (3,5 km). Die Druck- und Hitzewelle nach dem Impakt hat einen grossen Teil Mitteleuropas verwüstet. Im Umreis von mehr als 200 km wurden die Bäume umgeworfen, wohl auch in unserer Gegend. Auswürflinge des Aufpralls sind in den Gesteinen der Ostschweizer Molasse gefunden worden, sie wurden demnach 160 km weit durch die Luft geschleudert! Als Folge des Aufpralls wurden Flüsse aufgestaut, so dass im Gebiet des Altmühltals kurze Zeit ein See von der doppelten Grösse des Bodensees entstand. Beim späteren

16 Blatt eines Pappelbaumes (Populus latior) aus den Glimmersanden des Stromtales. Grube Schüracher bei der Lokalität Iberg, W Ober Zeihen. Blattbreite 63 mm.

Durchbruch des Wassers durch die Schuttmassen entstanden Schichtfluten, die durchs Donautal bis in den Klettgau Verwüstungen anrichteten.

Die Altersbestimmungen des Ries-Ereignisses und der ersten Vulkaneruptionen im Hegau sind nicht genügend präzis um zu sagen, was zuerst geschah. Es wäre aber durchaus möglich, dass der gewaltige Aufprall des Ries-Meteors, die ersten Eruptionen im Hegau angestossen hat. Diese ersten Hegau-Vulkane waren keine Schichtvulkane, die Lava förderten, sondern eigentliche Tuff-Explosionen, bei denen in kurzer Zeit grosse Aschemengen in die Atmosphäre geschleudert wurden. Aus den Vulkanaschen wurden schlussendlich vulkanische Tuffe, wie etwa der Deckentuff im Hegau. Nach den Ausbrüchen müssen dicke Aschenlagen auch die Landschaften in der Nordschweiz überzogen haben. Wo die Aschen in Gewässer fielen, bildeten sich am Seeboden sogenannte Bentonit-Ablagerungen. Sie bestehen zu einem grossen Teil aus quellfähigen Tonmineralien, weshalb Bentonite breite Anwendung in der Technik finden. In der Oberen Süsswassermolasse der nördlichen Schweiz sind mehrere Bentonit-Horizonte vorhanden, allerdings ist keiner abbauwürdig. Nach den Ausbrüchen entstanden kreisrunde Maarseen, in denen sich rasch Leben ansiedelte. Beim Höwenegg Schlot im Hegau wurden darin bedeutende Wirbeltierfunde gemacht.

Die alpine Gebirgsbildung erreicht die Nordschweiz

Die jüngsten erhaltenen Molasseablagerungen sind etwa 9,4 Millionen Jahre alt. In der Zeit danach fehlen viele Seiten im Buch der Erdgeschichte. Im gesamten Gebiet setzte eine grossräumige Hebung ein, statt Sedimentation (Ablagerung) herrschte nun Erosion (Abtrag) vor. Eine wichtige Beobachtung im Jura deutet aber an, was dann geschah. Im Delsberger Becken finden sich in den Bois du Robe-Schottern Gerölle, die eindeutig aus den Vogesen stammen. Darunter auch ein Kluftgestein, das nur bei der Lokalität Schlüsselstein westlich von Séléstat auftritt **(Abb. 17)**. Die Vogesenflüsse strömten nämlich zum Zeitpunkt der Ablagerung dieser Schotter noch durch das Gebiet des späteren Juras zum südlich gelegenen Molassebecken, wo sie in den Glimmersand-Strom mündeten. Der Bois du Robe Schotter ist die jüngste Ablagerung, die noch Vogesengerölle enthält, danach begann die Auffaltung des Juragebirges und die Vogesenflüsse wurden abgelenkt und strömten fortan zum Bressegraben (Rhonetal).

17 Schlüsselstein-Achat aus den Bois du Robe Schottern der Ajoie («Vogesenschotter»). Das Geröll wurde aus den mittleren Vogesen in die Ajoie geschwemmt, es zeigt uns, dass es noch keinen Jura gab. Das Gestein steht im Gebiet des «Schlüsselstein» westlich von Séléstat an. Es handelt sich um eine grosse mineralisierte Störungszone, in deren Klüften viel violetter Amethyst (Quarz) abgeschieden wurde. Bildbreite 10 cm.

Auf einer duktilen («fliessfähigen») Gesteinsschicht (Anhydrit) im Untergrund des Molassebeckens wurde durch die zunehmende Kompression des alpinen Gebirges der gesamte Gesteinsstapel über diesem Abscherhorizont gegen Nordwesten geschoben. Der Vorgang hat etwa 5 Millionen Jahre gedauert, man spricht von der Fernschubhypothese des Juragebirges. Beobachtungen in der Nagra Bohrung Schafisheim haben diesen Abscherhorizont in den Gesteinen aus der mittleren Triaszeit erschlossen und die entsprechen-

den Deformationen bestätigt. Die nördliche Front des Jura-Fernschubs zeigt sich in unserer Gegend in Form der Mandacher Überschiebung, die bei der Beznau-Insel die Aare durchquert und eine Felsschwelle bildet.

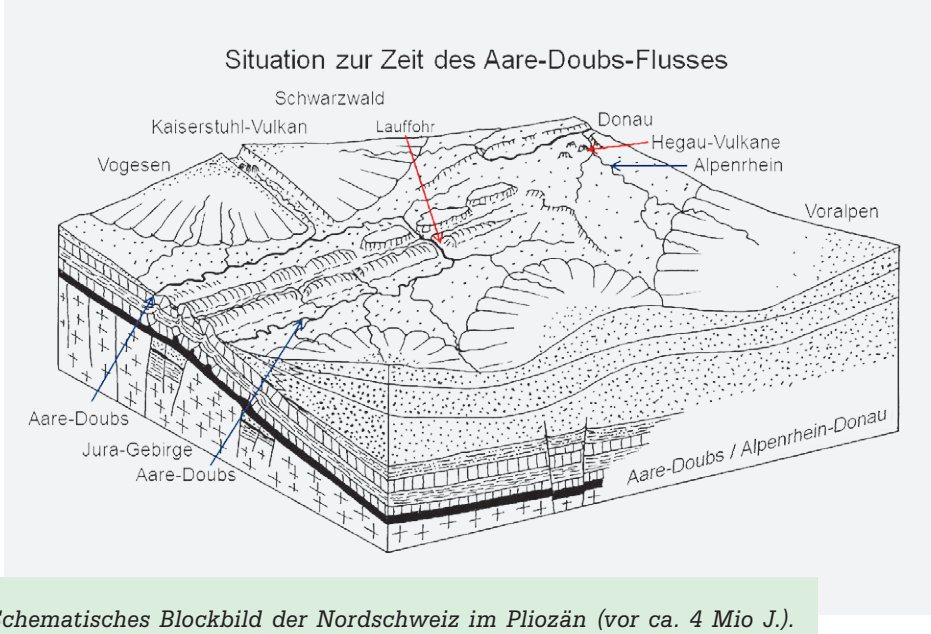
Die mit der Jura-Gebirgsbildung verbundenen Hebungen führten zur Ausbildung einer Wasserscheide im westlichen Becken, da hier die Hebung durch den Fernschub kräftiger ausfiel. Die Entwässerung richtete sich nun wieder gegen Nordosten zur Donau hin. Man könnte von der Ur-Aare sprechen, allerdings hat sich der Ausdruck **Aare-Donau** eingebürgert. Die Ablagerungen des Flusses sind nur in wenigen Relikten erhalten. So finden sich auf der Anhöhe des Villiger Geissberges Streuschotter die bislang dem Aare-Donau-Fluss zugewiesen wurden. Weitere Vorkommen liegen auf dem Eichberg bei Blumberg im Schwarzwald und an den Hängen des Donautales. Die Schotter bestehen grösstenteils aus harten Gangquarzen und Quarziten, die aus dem Aarmassiv stammen. Die Schottervorkommen liegen heute auf den Anhöhen, da die Landoberfläche höher lag und das heutige Talnetz noch nicht existierte. Neuere Forschungen gehen allerdings davon aus, dass die Geissberg-Schotter jünger sind als der Aare-Donau-Fluss. Zudem liegen die Vorkommen von Eichberg und Donautal wesentlich höher, als die am Geissberg. Der Aare-Donau-Fluss ist aber unbestritten und gut durch Schotterfunde belegt.

Zur Zeit der Aare-Donau entwässerte das Gebiet des späteren Alpenrheins nach Norden in diese Aare-Donau. Im Oberrheingraben entstand zur gleichen Zeit ein Fluss, der sich von der Kaiserstuhl-Wasserscheide gegen Norden bis zur Nordsee erstreckte. Man kann hier vom **Ur-Rhein** sprechen, ein zusammenhängender Rheinstrom von den Alpen zur Nordsee entstand allerding erst später. Vor der Front des entstehenden Juragebirges sammelten sich die Gewässer in einem grossen Fluss, der als **Ur-Rhone** bezeichnet wird. Diese Ur-Rhone zapfte allmählich alle Flüsse des Gebietes nordwestlich des Juragebirges an. Auf dem Höhepunkt dieser Entwicklung entsprang die Ur-Rhone an der Südabdachung des Schwarzwaldes und strömte durch den Bresse-Graben ins Mittelmeer. Zum Aare-Donau-Fluss bestand nun eine Wasserscheide durch die Jurafalten.

Der Aare-Donau-Fluss hatte bis vor etwa 4,2 Millionen Jahren Bestand. Doch die Gebirgsbildung des Juras führte zu starken Hebungen im Molassebecken. Die Flussläufe im Einzugsgebiet der Ur-Rhone profitierten vom stärkeren Relief und die Rückwärtserosion in die jungen Juraketten wurde verstärkt. Einem Zufluss der Ur-Rhone gelang es, den Felsriegel aus Jurakalken zu durchbrechen und im Gebiet des Unteren Aaretales das Molassebecken anzuzapfen. Der Aare-Donau-Fluss verlor so allmählich seinen Oberlauf, während die Wässer des Mittellandes zunehmend zum Flussgebiet der Ur-Rhone flossen. Da diese im Oberlauf weitgehend dem Doubs entspricht, erhielt der neue Fluss den Namen **Aare-Doubs** (Abb. 18). Das Mittelland wurde nun für einige Zeit ins Mittelmeer entwässert. Die Juraklus bei Lauffohr ist damit eine Schlüs-

selstelle der Flussentwicklung Europas.

Der neue Fluss durchquerte nun die Jurakette und bog dann nach Südwesten ab und strömte nördlich der Front des voranrückenden Kettenjuras in den Sundgau. Deshalb finden sich in den Sundgau-Schottern Gerölle und Schwermineralien aus den Schweizer Alpen. Sie belegen für den Zeitraum von 4,2 bis etwa 2,9 Millionen Jahren den Zustrom aus dem Molassebecken.



18 Schematisches Blockbild der Nordschweiz im Pliozän (vor ca. 4 Mio J.). Das Landschaftsbild veränderte sich durch die Auffaltung des Juragebirges entscheidend. Die pliozäne Aare floss am Fuss der jungen Jurakette entlang gegen Nordosten, anfänglich an der östlichsten Kette vorbei zur Donau. Nach dem Anzapfen der Aare-Donau im unteren Aare-Tal wurde der Fluss aber nach Norden umgelenkt. Er wendete sich nach der Juraklus von Laufohr gegen Südwesten und strömte entlang der Jurafront in den Bresse Graben. Da der Fluss im Oberlauf dem Doubstal folgt nennt man ihn Aare-Doubs. Der Aare-Doubs lagerte nun Sand und Schotter aus den Alpen im Sundgau ab.

Der Zeitpunkt vor 2,9 Millionen Jahren ist ein magischer Moment in der Flussgeschichte Europas. Im Sundgau-Schotter fehlen ab diesem Zeitpunkt (spätes Pliozän) alpine Geröll- und Sandkomponenten. Das Wasser hatte sich offensichtlich ein weiteres Mal einen neuen Weg gesucht. Der Ur-Rhein hatte es zu diesem Zeitpunkt geschafft, die Kaiserstuhl Wasserscheide zu überwinden. Durch Absenkungen im Oberrheingraben wurde das Relief akzentuiert und der Ur-Rhein frass (erodierte) sich zunehmend gegen Süden ein. Schlussendlich zapfte er vor etwa 2,6 Millionen Jahren den Aare-Doubs-Fluss an. Der Oberlauf des Flusses wurde allmählich in den Oberrheingraben umgeleitet und das Wasser des Mittellandes floss nun durch den Rheintalgraben nach Norden zur Nordsee. Das Gewässernetz war nun dem Heutigen schon recht ähnlich. Im Oberrheingraben finden sich in den Flussablagerungen ab diesem Zeitpunkt alpine Gerölle und Schwermineralien des Alpenrheins.

Die Entwicklung des Flussnetzes im Molassebecken war von Hebungen begleitet. Seit dem Beginn der Jurafaltung wurde das Becken herausgehoben, die Hebungen waren markant und bewirkten eine kräftige Erosion. Durch raffinierte Methoden (Apatit-Spaltspur-Analysen) können die Erosionsbeträge abgeschätzt werden. Sie betrugen in der zentralen Nordschweiz rund 700 m bis 1000 m. Das Flussnetz, das allmählich entstand, dürfte dem Heutigen schon recht ähnlich gewesen sein. Die Entwässerung der Alpen erfolgte aus einigen Pforten, bei denen die Wässer des Gebirges ins Mittelland eintraten (z. B. Sargans, Ziegelbrücke, Innerschweiz).

Die Eiszeit: Das Flussnetz erhält den letzten Schliff

Bereits gegen Ende des Eozäns (vor ca. 34 Mio. Jahren) setzte eine anhaltende Abkühlung der Erde ein. Die Temperaturen fielen weltweit, und vor gut 30 Millionen Jahren setzte die Vereisung der Antarktis ein. Dieser Abkühlungstrend wurde nur durch ein

Klimaoptimum im Miozän unterbrochen (17 bis 22 Grad). Die mediterrane Flora und Fauna dieses Zeitabschnitts wurde vorgestellt. Danach setzte aber eine spürbare Abkühlung ein, die in den letzten 2,6 Millionen Jahren zur Vergletscherung weiter Gebiete führte. Die Geologen nennen diesen Zeitraum Quartär. Dessen Beginn vor 2,6 Millionen Jahren markiert auch in der Flussgeschichte einen wichtigen Moment, da nach diesem Zeitpunkt die Entwässerung Mitteleuropas nach Norden führte.

Doch was war der Grund für die deutliche Abkühlung? Man denkt einerseits an abnehmende CO_2-Gehalte der Atmosphäre. Die CO_2-Werte nahmen seit dem Obereozän deutlich ab (Mitteleozän: ~1200 ppm, Pliozän etwa 500 ppm), eine Korrelation mit der Temperatur scheint so möglich. Allerdings kann kälteres Wasser mehr CO_2 aufnehmen, was ebenfalls atmosphärisches CO_2 reduziert. Wie erwähnt setzte bereits im Oligozän die Vereisung des antarktischen Kontinentes ein. Die Bildung des Eises band viel Wasser, weshalb sich der Meeresspiegel zunehmend absenkte. In der jüngsten Eiszeit beispielsweise waren es im Vereisungsmaximum rund 130 m Absenkung! Vor rund 2,6 Millionen Jahren führte der sinkende Meeresspiegel dazu, dass zwischen Nord- und Südamerika eine Landbrücke entstand. Der von Ost nach West strömende, warme Äquatorialstrom konnte dadurch nicht mehr in den Pazifischen Ozean vorstossen, sondern er wurde nach Norden abgelenkt. Das ist die Geburtsstunde des Golfstroms, der fortan Wärme, aber vor allem auch viel Feuchtigkeit gegen Nordeuropa und die Arktis führte. Die Feuchtigkeit führte dort zu zunehmenden Schneefällen. Auf dem Festland bildeten sich in der Folge Gletscher, im Nordmeer Packeisfelder. In Sedimentkernen aus dem Atlantik konnte man mit Isotopenmethoden 32 Kaltzeiten ermitteln. In der Nordschweiz ist von diesen Kaltzeiten aber nur ein Teil in den Sedimentarchiven gespeichert. Gletscher haben die Eigenheit, dass sie beim Vorstoss ins Flachland die Spuren ihrer Vorgänger weitgehend zerstören, so bleibt uns nur ein unvollständiges Bild des Eiszeitalters. Bislang wurden in der Schweiz Spuren von etwa 15 Eisvorstössen ins Mittelland gefunden. Die einzelnen Ereignisse werden anhand der Zusammensetzung der Schotter auseinandergehalten, vor allem mit Hilfe typischer Leitgesteine der alpinen Einzugsgebiete der Gletscher. Auch Findlinge geben Informationen zum Gletschersystem.

19 «Löchrige Nagelfluh». Probe des Höheren Deckenschotters von der Lokalität Stutz, S Endingen, Im Schotter beobachtet man zahlreiche Löcher. Beiger, aus Gletschermilch abgeschiedener Calcit bindet die Komponenten zusammen. Bildbreite 10 cm.

20 Ältere Aufnahme der Schottergrube auf dem Stutz, 700 m südlich der Endinger Waldhütte. Es handelt sich um Höhere Deckenschotter, die bei den ersten Gletschervorstössen durch Schmelzwasserflüsse abgelagert wurden. Das Wasser floss von links nach rechts (von SE nach NW), wie die teilweise gut sichtbaren Schrägschichtungen zeigen. Im oberen Teil der Wand steht ein gröberer Schotter an, der möglicherweise bei einem jüngeren Ereignis abgelagert wurde. Eine Bodenbildung ist allerdings nicht sichtbar. Bildbreite ca. 80 m.

Von Eiszeiten spricht man, wenn die Gletscher aus dem Gebirge ins Flachland austreten. Der Einfluss der Vergletscherungen auf das Flussnetz war enorm. In den Kaltzeiten schrumpften die Flüsse massiv oder trockneten zeitweise aus. Das geologische Geschehen verlagerte sich weitgehend in die Warmzeiten, wo die Schmelzwässer eine wichtige Rolle bei der Formung der Flusstäler spielten. Zwar erodiert auch das Eis der Gletscher den Untergrund, aber die Erosionsleistung der Schmelzwässer ist ungleich grösser. Vor allem die unter dem Überlagerungsdruck des Eises stehenden Wasserläufe unter den schmelzenden Gletschern erodierten sehr effektiv (Stadium des «warmen Gletschers»). Die Alpengletscher stiessen bei Ihren ersten Vorstössen in die bereits geformte Landschaft der Pliozän-Zeit, mit einem Flussnetz, das im Gebiet des Unteren Aaretals in den Rhein mündete. Das Wasserschloss war also bereits entstanden. In der folgenden Periode (Quartär) bis zur Gegenwart können 3 Phasen mit stabiler Höhenlage des Flussnetzes und 2 Phasen mit kräftiger Tiefenerosion festgestellt werden. Resten von Grund- und Endmoränen bezeugen die entsprechenden Vorstösse der Gletscher.

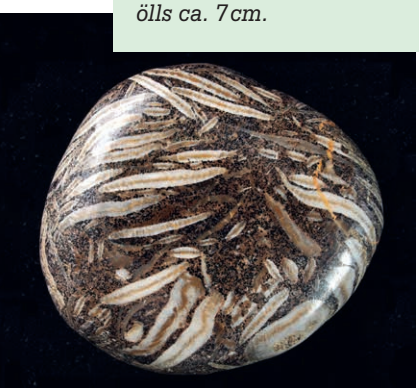
Die Dauer der Kaltzeiten wird wesentlich durch die Milanković-Zyklen bestimmt, das sind Änderungen der Intensität der auf die Erde treffenden Sonneneinstrahlung. Sie sind durch Schwankungen der Erdbahn-Parameter definiert: Zyklus der Präzession von 23 000 Jahren, der Schiefe der Ekliptik von 41 000 Jahren und der Exzentrizität von 100 000 Jahren. Die Überlagerung dieser Effekte führte dazu, dass die Kaltzeiten unterschiedlich lange dauerten. Bis vor rund 700 000 Jahren dominierte der 41 000 Jahre Zyklus, danach bis zur Gegenwart der 100 000 Jahre-Zyklus. Die Eiszeiten waren aber nicht durchwegs kalt, es gab darin immer auch wärmere Perioden, in denen sich die Gletscher weit zurückzogen. Die eigentlichen Warmzeiten hingegen waren in den letzten 2 Mio. Jahren wesentlich kürzer als die Kaltzeiten mit Gletschervorstössen.

Die ersten Eisvorstösse bezeichnet man als Deckenschotter-Eiszeiten. Sie liegen deckenartig auf den Anhöhen der heutigen Landschaft, daher der Name. Auf der präquartären Landoberfläche liegen als erste Gletscherablagerungen die **Höheren Deckenschotter** (HDS). Es handelt sich um eine Abfolge von Schottern, die von Schmelzwasserflüssen aufgeschüttet wurden. Die Gletscher der ältesten

21 Walensee-Rhein zu Beginn der Ablagerung des Höheren Deckenschotters. Der nördliche Teil des Alpenrheins fliesst ins Donau-Tal. Das heutige Gewässernetz im Hintergrund dient zur Orientierung, die dicken Pfeile zeigen die Richtung der Flusstäler zur HDS-Zeit. 1 und 2 Rinnen des Walensee-Rheins, 3 Maximale Gletscherausdehnung, 4 Vermuteter Verlauf der Reuss, 5 Vermuteter Verlauf der Aare, 6 Hauptrinne des Bodensee-Rheins.

Eiszeit waren vermutlich Plateaugletscher. Beim Abschmelzen dieser Eisdecken entstanden Täler («Rinnen»), die 30–40 m tief in die alte Landoberfläche hinein erodiert wurden. In diesen Rinnen hinterliessen die Schmelzwasserflüsse Schotterfüllungen. Diese sind teilweise verkittet, man spricht dann von Nagelfluhen. Am Irchel können vier übereinander liegende Schotterniveaus der HDS unterschieden werden. Zwischen den Schotterlagen liegen oft Moränen und Bodenbildungen der Warmzeiten. Unter letzteren finden sich auch Ablagerungen aus laminierten Kalkkrusten, die als Caliche-Ablagerungen gedeutet werden. Caliche-Bildungen entstehen durch Verdunstung von aufsteigendem Grundwasser in ariden (trockenen) Gebieten. Sie zeigen, dass während der Deckenschotter Warmzeiten zeitweise mediterranes Trockenklima herrschte. Die Temperaturen dürften dabei etwa 2 Grad höher als heutzutage gewesen sein. Eiszeiten sind eben nicht durchwegs kalt! Die Nagelfluhen des Höheren Deckenschotters werden oft als «löchrige Nagelfluh» bezeichnet, da sie Hohlräume enthalten **(Abb. 19)**. Das relativ grosse Alter führte auch dazu, dass dolomitische Komponenten im Schotter allmählich vom Porenwasser herausgelöst wurden und Hohlräume hinterliessen.

22 Geröll aus dem Höheren Deckenschotter der Schottergrube auf dem Stutz (siehe Abb. 20). Es handelt sich um Einsiedler Nummulitenkalk, ein Gestein das, nur in der subalpinen Molasse der Innerschweiz auftritt. Das Geröll wurde mit dem Geschiebe des Walensee-Rheins von der Innerschweiz in unsere Gegend gebracht. Die Nummuliten im Gestein sind riesige Einzeller (Foraminiferen), die einige Zentimeter gross werden konnten. Durchmesser des Gerölls ca. 7 cm.



In der alten Schottergrube auf dem Stutz S Endingen können die Höheren Deckenschotter beobachtet werden **(Abb. 20)**. Die Schotter sind hier typische Ablagerungen eines Schmelzwasserflusses. Kennzeichnend sind Schrägschichtungen («Überguss-Schichtung»), die die Fliessrichtung des Wassers anzeigen. Die Basis der Schotter liegt etwa bei Kote 530 m, das Erosionsniveau in der heutigen Talsohle bei Endingen) etwa bei 360 m (Fels). Die Flüsse der Eiszeiten haben sich demnach seitdem mindestens 170 m tief in die Deckenschotter-Landoberfläche eingegraben. Da die HDS auf dem Stutz (und Gländ) rund 2 Millionen Jahre alt sind, ergibt sich damit eine Erosion von 0,085 mm pro Jahr. Da die Erosionsbasis der Flüsse (Vorflut) in diesem Zeitraum nicht wesentlich geändert hat, entspricht dies einer Hebung des Gebietes in diesem Ausmass. Das tönt nach wenig, ergibt aber in einer Million Jahren 85 m Hebung!

Die flächenhafte Verbreitung der ältesten Höheren Deckenschotter wurde durch anschliessende Talbildungen zu kleinen Restvorkommen auf den Anhöhen reduziert, welche wir heute noch finden. Rekonstruktionen sind da-

rum schwierig. Es zeigt sich aber ein Flussnetz, bei dem der Alpenrhein durch die topographischen Verhältnisse ins Walenseetal gelenkt wurde, man spricht darum vom **Walensee-Rhein** (Abb. 21). Er strömte quer durch das nördliche Mittelland in das Gebiet des unteren Aaretales, wo er über den Tafeljura bei Mandach weiter nach Westen floss. Eine entsprechende Schotterrinne wurde im Gebiet N Mandach gefunden. Abb. 22 zeigt ein Geröll aus der Schottergrube südlich Endingen. Es handelt sich um Einsiedler Nummulitenkalk, ein Gestein das nur in der subalpinen Molasse der Innerschweiz auftritt. Das Geröll wurde mit dem Walensee-Rhein in unsere Gegend transportiert, ist also ein Zeuge des Walensee-Rheins. Eine fossile Käferfauna aus einem Schieferkohlen-Vorkommen bei Gossau (ZH) gab Hinweise auf die Mitteltemperaturen, die unmittelbar vor diesem ersten Gletschervorstoss herrschten: wärmster Monat 9 Grad, kältester Monat minus 21 Grad. Ganz allgemein braucht es um die Vereisung in Gang zu bringen Jahresmitteltemperaturen, die 12–15 Grad tiefer liegen als in den Warmzeiten.

Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte folgten die Gletscher und die Gletscherflüsse weitgehend den bestehenden Tälern der frühen Deckenschotter-Eiszeiten, es wurden nur noch wenige neue Täler geschaffen. Die Ablagerungen des **Tieferen Deckenschotters** (TDS) liegen darum tiefer als die älteren HDS, obwohl sie jünger sind. Ihre Vorkommen finden sich an den Hängen der HDS-Täler. Dies ist vor allem im Tal des Bodensee-Rheins gut zu beobachten, ein Fluss der vom Bodenseegebiet zum unteren Aaretal floss. Ein Bodensee existierte allerdings noch nicht. Die TDS dieses Tales bilden in der Gegend von Weiach eindrückliche Felswände.

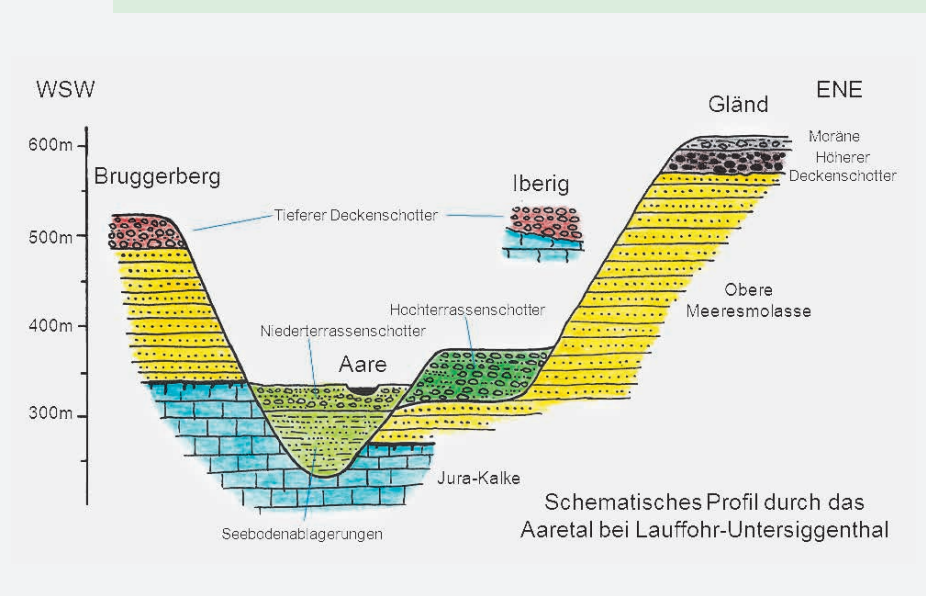
Die TDS können in zwei Ablagerungsniveaus unterschieden werden (Abb. 23), die höheren werden oft auch als Mittlerer Deckenschotter bezeichnet. Im Gebiet des unteren Aaretales entwickelt sich in dieser Phase eine **Aare-Reuss**, deren Ablagerungen einen merkwürdigen Verlauf nachzeichnen. Der Fluss kam aus dem Gebiet Rotholz SW von Baden und floss dabei westlich Baden durch die Lägern. Diese war auf dem Niveau der damaligen Landoberfläche allerdings nur ein bescheidener Hügelzug. Zum stattlichen Bergrücken der Gegenwart brauchte es die Erosionsleistung weiterer Eiszeiten. Nach der Durchquerung der Lägern

23 Hebungen im Walensee-Tal schufen vermutlich zur Zeit des Tieferen Deckenschotters eine Wasserscheide nahe dem Rheintal (?). Der Alpenrhein wurde dadurch nach Norden abgelenkt, so entstand der Bodensee-Rhein. Ein Bodensee existierte allerdings noch nicht, aber es etablierte sich damit zum ersten Mal ein Fluss, der vom Alpenrhein via Bodensee-Gebiet ins untere Aaretal floss. 1 Lägern-Überschiebung, 2 und 3 Rinnen des Walensee-Rheins, 4 Bodensee-Rhein, 5 Vermuteter Verlauf der Reuss, 6 Vermuteter Verlauf der Aare, 7 Maximale Gletscherausdehnung.

bog der Fluss abrupt nach Westen ab und hinterliess Spuren auf dem Gebenstorfer Horn. Danach bog er nach Nord-Nordost um und floss via Würenlingen und Tegerfelden in die Umgebung von Dangstetten (Deutschland), wo er schliesslich nach Westen ins Tal des Rheins einbog.

Das tiefere Ablagerungsniveau der TDS zeigt einen gänzlich anderen Flussverlauf. Vom Bruggerberg zog ein Fluss gegen NNW zum Iberig bei Würenlingen und mit einer Biegung weiter zur Firsthalde bei Endingen. Nördlich Tegerfelden bog er nach Westen ab und strömte mit grossen Mäandern (Schlingen) zum **Bodensee-Rhein** (BR). Hebungen im östlichen Walenseetal hatten zur Umleitung des Alpenrheins nach Norden geführt und dem Walensee-Rhein den Oberlauf abgeschnitten **(Abb. 24)**. Einen Bodensee gab es allerdings noch nicht, der entstand erst später durch tektonische Absenkungen. Der BR wendete sich gegen Westen, wo er durch den Klettgau ins Gebiet der Aare-Reuss-Mündung strömte.

24 Prinzip der Terrassenbildung während der Eiszeiten: Die Terrassen werden gegen den Talboden zu jünger. Dies zeigt gut ein geologisches Profil durch das Aaretal bei Lauffohr-Untersiggenthal. Im Gebiet sind eiszeitliche Terrassen aller vier Eiszeit-Zyklen gut entwickelt. Der Versatz der Jurakalke auf den beiden Talseiten geht auf eine Störungszone zurück.



Nach den Deckenschotter-Eiszeiten (vor rund 780 000 Jahren) ereignete sich eine markante Tieferlegung des Flussnetzes. Die Gründe für diese kräftige Erosion sind bis heute unklar. Möglicherweise ein kurzer intensiver Hebungsschub, oder aber ein klimatisches Ereignis. Die Gletscher benutzten bei den Vorstössen weiterhin vorwiegend die alten Rinnen. Gletscher und Flüsse erodierten sich in dieser Periode teilweise um mehr als 100 m ein. Man nennt die Ablagerung in den tieferen Tälern **Hoch- und Niederterrassen-Schotter** (HTS und NTS). Sie finden sich also an den Talhängen unterhalb der Terrassen des Tieferen Deckenschotters. Die Niederterrassen-Schotter liegen auf dem Talboden **(Abb. 25)**. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Gletschervorstösse dieser abschliessenden Periode des Eiszeitalters.

Die ersten Gletschervorstösse gehören zur **Möhlin-Eiszeit**. Es waren die weitesten Vorstösse aller quartären Eiszeiten. Die Gletscher überdeckten auf dem Höhepunkt dieser Vereisung ein Gebiet bis zum Möhliner-Feld, wo sich Endmoränen dieses Gletschers finden, die aber noch einmal vom Eis überfahren wurden. Eine Bodenbildung im Profil der Möhliner Ablagerungen trennt die beiden Gletschervorstösse. Der Gletscher überwand auch Teile des Juragebirges, so lag auch das Fricktal unter einer Eisdecke. In den Alpen bestand zu dieser Zeit eine Eisbedeckung bis in Höhen von rund 3000 m. Die Lägernspitze ragte als Nunataker aus dem unendlichen Eismeer. In der heutigen Nomenklatur wird diese Kaltzeit als Möhlin-Eiszeit

bezeichnet (Alte Bezeichnung Riss-Eiszeit). Die ersten Vorstösse gehören zur Möhlin-Vergletscherung (Tabelle 2).

Die zweite Vergletscherung in der Möhlin-Eiszeit war die Habsburg-Vergletscherung. Der Vorstoss erfolgte in den Rinnen der Möhlin-Vergletscherung und zeichnet sich durch eine extreme Tiefenerosion an der Gletscherfront aus. Das Ausmass der Erosion war dabei gewaltig, denn einige Täler zeigen Übertiefungen bis unter das Meeresniveau (z. B. Schafisheim). Die Sedimentfüllungen dieser Täler (Seeablagerungen) haben sich erhalten, da spätere Gletschervorstösse nicht mehr derart tief erodierten. Es handelt sich vor allem um Seebodenablagerungen, denn beim Gletscher Rückzug entstanden vor den abschmelzenden Gletschern Eisrandseen. In der Bohrung Schafisheim wurde auch eine grosse Rutschmasse aus Molasse-Sandsteinen beobachtet, die ins Seebecken abgerutscht sein muss. Ein mächtiger Paläoboden auf den Ablagerungen der Habsburg-Vergletscherung weist auf eine längere Warmzeit hin, die Gletscher zogen sich weit zurück.

Die folgende Hagenholz-Vergletscherung blieb weit im Osten und Süden stecken, aber ihre Schmelzwasserflüsse lagerten mächtige Schotterkörper im Vorland ab. Das Ruckfeld im unteren Aaretal ist eines dieser Schottervorkommen (Alter: 200 000 – 300 000 Jahre). Es ist mit einer Lössdecke überzogen, die aber aus der letzten Vergletscherung stammt (Lössbasis ca. 40 000 Jahre alt). Die Ruckfeld-Schotter sind teilweise verkittet (Abb. 25).

Mit den Vergletscherungen der **Beringen-Eiszeit** wurde das Untere Aaretal ein letztes Mal unter dem Eis begraben. Die Gletscher der Löhningen-Engiwald-Vergletscherung stiessen bis ins Gebiet nördlich des heutigen Rheins vor. Weiter westlich stiess ein Schwarzwaldgletscher bis gegen Zeiningen vor.

Der zweite Vorstoss der Beringen Eiszeit, die Langwiesen-Vergletscherung, führte zu einer letzten markanten Veränderung des Flusssystems. Der Gletscher ver-

Tabelle 2: Eiszeiten im Mittel und Spätpleistozän (Hoch- und Niederterrassen)

Bezeichnung	Abfolge der Ereignisse	Alter in ka
Möhlin-Eiszeit	Möhlin-Vergletscherung (Glaziales Maximum)	< 780
	Habsburg-Vergletscherung	
Warmzeit (Interglazial)	Paläoboden Möhlinerfeld	
Hagenholz-Eiszeit	Hagenholz-Vergletscherung	> 200 – 300
Warmzeit (Interglazial)	Kalkkrusten und Paläoboden im Klettgau	
Beringen-Eiszeit	Löhningen-Engiwald-Vergletscherung, inkl. Zeinigen-Vorstoss	ca. 120
	Langwiesen-Vergletscherung	
Warmzeit (Interglazial)	Paläoboden Birrfeld und Klettgau, Torf Niederwenigen-Formation	ca. 120
Birrfeld-Eiszeit	Hombrechtikon-Vergletscherung (Müllingen- und Baden-Schotter)	100 – 65
	Paläoboden Mülligen, jüngere Niederwenigen-Formation	65 – 33
	Lindmühle Vergletscherung	29 – 18
	Birmenstorf-Vergletscherung	
	Letzte spätglaziale Vorstösse	18 – 11,7

Daten aus: Graf, H.R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Lief. 168.

schloss bei Schaffhausen die nach Westen führende Klettgau-Rinne. Der Fluss suchte sich einen Weg nach Süden und gelangte so ins heutige Rheintal, wo er nördlich der Flussbiegung von Rheinau direkt nach Westen strömte. Erst in der Nacheiszeit (Holozän) entstand durch eine weitere Flussablenkung der Rheinfall. Mit der Verlegung des Klettgau-Rheins nach Süden hatte das Flusssystem weitgehend die heutige Form erreicht.

Die Gletschervorstösse der **Birrfeld-Eiszeit** sind die vorläufig letzten Ereignisse der Quartärzeit. Der erste Vorstoss ist die Hombrechtikon-Vergletscherung, die aber weit im Osten stecken blieb. Sie umfasst ein Zeitfenster von etwas 100 000–65 000 Jahren. Im unteren Aaretal sind in dieser Kaltzeit die Mülligen- und Baden-Schotter entstanden, glazigene Ablagerungen fehlen. Auf den Schottern liegt ein mässig entwickelter Paläoboden, dessen Alter etwa 33 000 Jahre beträgt. Dies ist gleich alt, wie die obersten Torfschichten bei der Mammutfundstelle Niederwenigen. Der Zeitabschnitt von 65 000–33 000 Jahre war also eine Warmzeit. Das Flussnetz der Beringen-Eiszeit blieb weitgehend intakt, die Schottervorkommen der Hombrechtikon-Vergletscherung sind geringmächtig.

25 Blick aufs Surbtal bei Tegerfelden. Mitte-Links im Bild liegt die Hochterrasse des Ruckfeldes. Die jüngere Lössbedeckung der Ruckfeldschotter ebnet die Geländeoberfläche fast vollständig ein. Auch auf der rechten Talseite erkennt man Reste einer Schotterterrasse. Das Surbtal wurde durch Schmelzwasserflüsse ins Ruckfeld eingeschnitten. Am Talboden kamen danach Niederterrassenschotter zur Ablagerung, in die sich die Surb nacheiszeitlich weiter eingeschnitten hat. Bei den Rebbergen im Hintergrund stehen Gesteine des Erdmittelalters an.

Mit dem Lindmühle- und dem Birmenstorf-Vorstoss kam die Gletscherfront näher an unser Gebiet. Während dem Lindmühle Vorstoss erreichte das Eis im Limmattal Würenlos. Im Norden wurden die Schotter des Rafzerfeldes aufgeschüttet. Mammutfunde in diesen Schottern ergaben ein Alter von rund 29 000 Jahren. Im Gebiet von Schaffhausen wurde vom Gletscher der Abfluss nach Westen in den Klettgau blockiert und es kam zum Aufstau eines Schaffhauser-Sees. Das Wasser fand schliesslich einen Weg zum Thurtal und weiter nach Westen.

Nach dem Rückzug der Lindmühle-Gletscher kehrte das Eis rasch zurück, und mit der Birmenstorf-Vergletscherung wurde die maximale Ausdehnung des Eises der Birrfeld-Eiszeit erreicht. Endmoränen bei Birmenstorf, Wettingen und Rüdlingen zeigen uns die Front dieser Vergletscherung. Im Norden wurde der Schaffhauser-See vom Eis überfahren. Kurzfristig etablierte sich für einige Zeit nochmals eine Entwässerung durch die Engi in den Klettgau. Im Wehntal entstand die Endmoräne von Sünikon, davor wurde der Talboden von den Schmelzwasserflüssen aufgeschottert. Nach dem Rückzug des Birmenstorf-Gletschers waren die Täler auf die heutige Tiefe ausgeräumt. Es gab zwar danach noch einige spätglaziale Vorstösse, die aber weiter im Hinterland stecken blieben. Wichtigste Hinterlassenschaft dieser spätglazialen Vorstösse sind gut erhaltene Endmoränen, wie beispielweise die Endmoränen von Mellingen.

Mit dem Ende der Mittellandgletscher ist die letzte Seite im Buch der Flussgeschichte geschrieben. Unser heutiges Flussnetz war praktisch vorhanden, lediglich kleine Retuschen wurden noch angebracht. Ein Beispiel ist der Rheinfall, der erst vor etwa 12 000 Jahren durch eine Verlegung der Flussrinne oberhalb des Felsriegels bei Neuhausen entstand. Der Fluss stürzte nun über die Felsschwelle und schuf so das eindrucksvolle, wohl aber geologisch kurzlebige, Schauspiel des Rheinfalls.

Wie geht es weiter?

Seit rund 2 Jahrhunderten greift nun der Mensch ins Geschehen ein und verändert die Flüsse. Vor allem aber sorgt er mit vielen Staustufen dafür, dass die natürliche Erosion der Natur gestoppt wird. Ein künstlicher Zustand, der wohl solange anhalten wird, als der Mensch seine Anlagen unterhalten kann. Die Flüsse sind auch im Zusammenhang mit der immer breiteren Diskussion zum postulierten Klimawandel ins Blickfeld gerückt, da befürchtet wird, dass die Gletscher abschmelzen und damit eine stark schwankende Wasserzufuhr auftreten würde. Allerdings hat uns das Geschichtsbuch der Erdgeschichte aufgezeigt, dass Kommen und Gehen der Gletscher zu den quartären Eis- und Warmzeiten gehört. Pflanzenfunde und Pollen in den Ablagerungen der Warmzeiten zeigen uns, dass die heutigen Temperaturen in den vergangenen Warmzeiten auch schon deutlich übertroffen wurden. Die Wirklichkeit wird wohl eher etwas gemässigter ausfallen, als die extremen Temperaturen, welche die gegenwärtig verwendeten Klima-Modelle teilweise ergeben. Der menschliche Einfluss auf das Klima reicht aber

bei weitem nicht aus, die nächste Vereisung in einigen tausend oder zehntausend Jahren abzuwenden.

Literaturhinweise

Graf, H. R., Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz, Dissertation ETH Zürich, 1993.

Graf, H. R., Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. Swisstopo, Bern, 2009.

Bollinger, T. et al., Geologie des Kantons Zürich. Ott Verlag, Thun, 1999.

Heuberger, S. et al., Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the Late Miocene. Arbeitsbericht NAB 12–20, Nagra, 2014. Zu finden bei: www.nagra.ch/de/arbeitsbericht-12-20.