

Vom Kohlensumpf zum Wasserschloss : die geologische Geschichte der Landschaft in der Region Baden

Autor(en): **Bitterli-Dreher, Peter**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Badener Neujaersblätter**

Band (Jahr): **74 (1999)**

PDF erstellt am: **16.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-324611>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Vom Kohlensumpf zum Wasserschloss

Die geologische Geschichte der Landschaft in der Region Baden

Peter Bitterli-Dreher

Zu diesem Artikel gehört eine Tafel zum Ausklappen nach Seite 16.

Einleitung

Wenn wir durch unsere Landschaft wandern, so erscheint uns diese fest gefügt, kaum veränderbar. Doch dieser Eindruck täuscht, denn unablässig waren Kräfte daran, sie umzuformen. Gebirge entstanden und wurden wieder eingeebnet, Flüsse durchschnitten Berge oder wurden durch Hebungen auf neue Wege gezwungen. Schliesslich gaben die Gletscher der Eiszeiten dem Ganzen den letzten Schliff. Diese Veränderungen der Landschaft scheinen auf den ersten Blick zufällig, Launen der Natur, völlig regellos. Doch schaut der Geologe genauer hin, so entdeckt er erstaunliche Zusammenhänge. Es zeigt sich, dass die geologischen Ereignisse sich meist an alten, ererbten Bruchmustern der Erdkruste abspielten. Der geologische Aufbau der Umgebung von Baden zeigt zahlreiche Beispiele für dieses Prinzip.

Der Beginn der Geschichte: Zwei Urkontinente stossen zusammen

Die ältesten geologischen Vorgänge, die den Bau unserer heutigen Landschaft beeinflusst haben, ereigneten sich zur Zeit des späten Paläozoikums (Abb. 1). Die Welt sah damals gänzlich anders aus als heute, zwei grosse Protokontinente, Gondwana und Laurussia, lagen inmitten eines riesigen Ozeans. Zwischen ihnen erstreckte sich ein langgezogener Meeresarm, in dem mächtige Sedimentserien abgelagert wurden. Die beiden Kontinente drifteten zur Zeit des Unterkarbons gegeneinander, dabei wurde das Meeresbecken zusammengefaltet und teilweise hochgedrückt. Zwei ausgedehnte Gebirgszüge entstanden, das armorikanische Gebirge weiter im Westen und das variskische im Osten. Thermisch bedingte Hebungen in der Spätphase dieser Gebirgsbildung (Wende Unter-/Oberkarbon) führten zur Dehnung der Erdkruste, was granitischen Magmen den Aufstieg in die höhere Erdkruste ermöglichte. So entstanden beispielsweise die Granitstöcke des Albtalgranits und des Granits von Säckingen.

Gegen Ende des Unterkarbons änderte die Bewegungsrichtung der beiden Urkontinente. Nachdem Gondwana, von Südosten kommend, auf Laurussia ge-

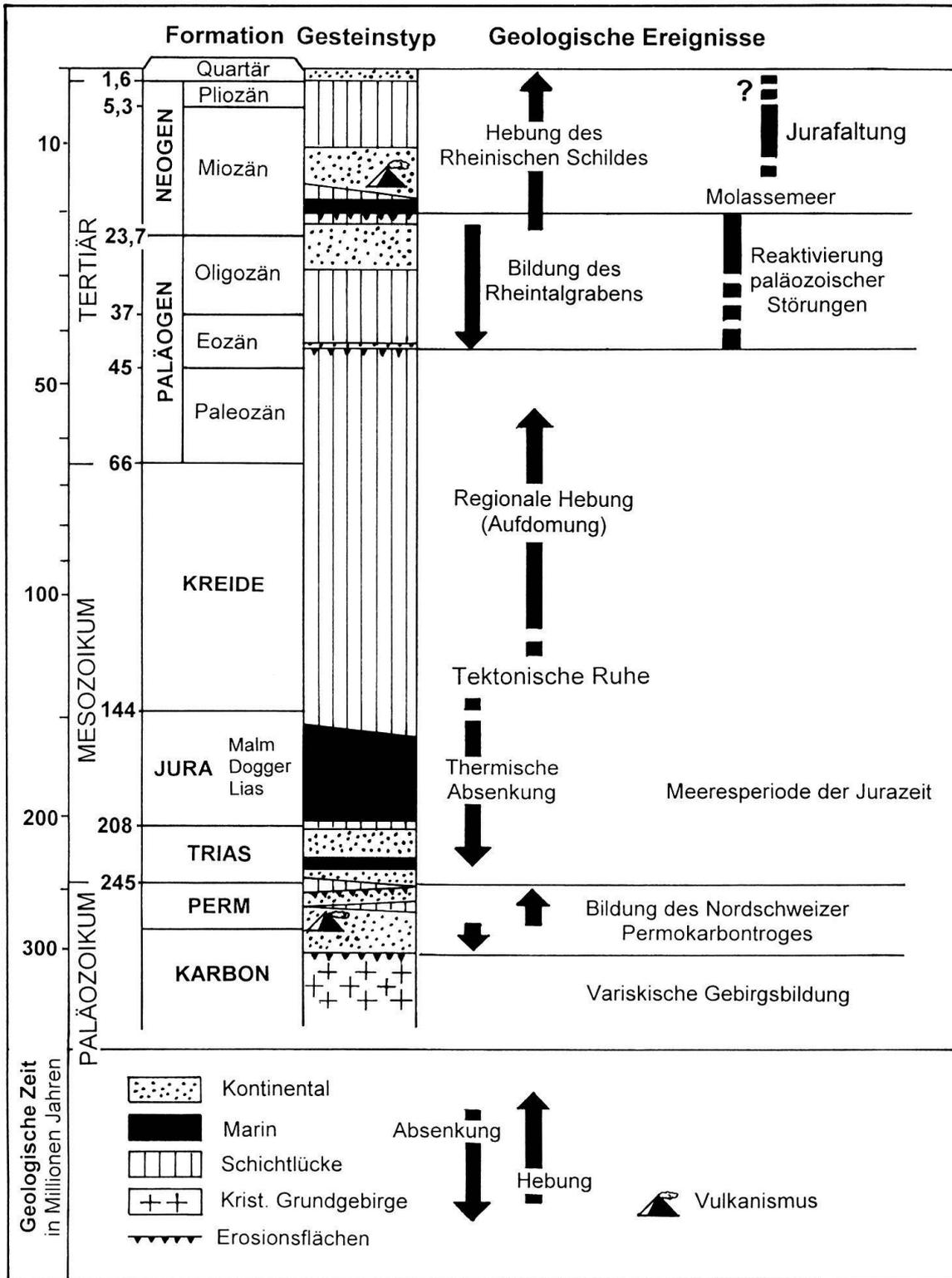


Abb. 1
 Schema der geologischen
 Entwicklung der Nord-
 schweiz.

stossen war, bewegte sich dieses gegen Osten. Dabei wurde das östlich liegende Ural-Meer geschlossen, und Laurussia vereinigte sich mit dem Angara-Kontinent zu Laurasia. Grosse Teile des variskischen Gebirgsgürtels wurden dabei längs ausgedehnter, West–Ost verlaufender Scherzonen zerrissen. Dabei wurden einzelne Blöcke hochgedrückt, andere sanken ab und bildeten langgezogene Grabenstrukturen. Während dem Oberkarbon und Unteren Perm entstand so im Gebiet der Nordschweiz ein derartiger Graben. Die Geologen bezeichnen ihn – nach dem Alter der darin enthaltenen Ablagerungen – als Nordschweizer Permokarbondrog (Tafel 1-B).

Das Gebiet des späteren Europa lag zu dieser Zeit in Äquatornähe, es herrschte ein tropisches Klima mit reichlich Niederschlägen. Urwaldflüsse brachten vom noch jungen variskischen Gebirge her Schutt in die Senke. Im Innern des Trogs entstand eine Flusslandschaft mit einigen Seen und an deren Ufern ausgedehnte Sumpfwälder mit fremdartigen Bäumen (Schuppenbäume, Siegelbäume, Sigillarien etc.). Die häufigen Stürme im Tropenklima führten dazu, dass viel Bruchholz im seichten Wasser dieser Kohlensümpfe abgelagert und rasch eingebettet wurde, so konnten sich nach und nach Kohlenflöze von beachtlicher Mächtigkeit entwickeln. In der Bohrung Weiach wurden insgesamt 32 m Kohle durchbohrt! Da sich das Gebiet des Troges langsam absenkte, wurden mächtige Sedimentabfolgen angehäuft; in der Bohrung Weiach sind die entsprechenden Ablagerungen mehr als 700 m mächtig. Vulkanische Tuffe in der Abfolge belegen intensiven Vulkanismus während dieser Periode der Erdgeschichte (Tafel 1-B).

Das nächste erdgeschichtlich entscheidende Ereignis kündigte sich gegen Ende des Unteren Perms an (etwa vor 265 Millionen Jahren). In der Bohrung Weiach werden die dunkel gefärbten See- und Flussablagerungen von groben, rot gefärbten Trümmergesteinen (Konglomeraten) überlagert. Dies zeigt uns, dass der tropische Regenwald einer wüstenhaften, öden Landschaft Platz gemacht hatte. Die groben Trümmergesteine weisen darauf hin, dass tektonische Vorgänge das Relief zwischen Trog und Umgebung drastisch verstärkt hatten. Die Ursache des abrupten Wechsels lag in einer Phase intensiver tektonischer Veränderungen gegen Ende des Unteren Perms. Die Randstörungen des Nordschweizer Permokarbondrog wurden als Seitenverschiebungen reaktiviert und die Trogfüllung dabei stark deformiert. In unserem Gebiet bewirkten die tektonischen Vorgänge eine starke Einengung, Teile des Troges wurden dabei herausgepresst und verfault (Tafel 1-C), andere abgesenkt. Zudem wurde der Trog längs alt angelegter, nun reaktivierter Störungszonen zerschert (Vorwald- und Eggberg-Störung). Diese Umgestaltung des Troges führte dazu, dass die älteren Ablagerungen stellenweise erodiert und aufgearbeitet wurden.

Grosse Kristallinkomponenten in den Trümmergesteinen zeigen, dass das variskische Gebirge bereits bis auf das Grundgebirge abgetragen war. In der Trogfüllung dominieren nun zyklische Sedimentabfolgen mit feineren Konglomeraten an der Basis und gröberen im Dach. Solche Abfolgen sind typisch für Schuttfächer, solche wurden offenbar nach und nach in den Graben hinein geschüttet. Im Gebiet von Brugg und im östlichen Tafeljura wurde der Trog stark abgesenkt, so dass die Schuttfächer-Serie hier einige tausend Meter mächtig wurde (Bohrung Riniken)! Im Gebiet östlich des unteren Aaretals wurde demgegenüber der Block nördlich der Vorwaldstörung gehoben, so dass man hier keine Sedimente des Oberen Perms findet, sie wurden hier erodiert oder nicht abgelagert. Die untere Trogfüllung mit der Kohleserie liegt deshalb in diesem Gebiet verhältnismässig untief. Aufgrund von Gesteinsuntersuchungen in der Bohrung Weiach wird die Erosion eines rund 1000 m mächtigen Schichtstapels vermutet.

Im Verlaufe des Oberen Perms, das aufgrund der vorherrschenden Gesteinsfarbe als Rotliegendes bezeichnet wird, werden die im Permokarbondrog abgelagerten Sedimente zunehmend feinkörniger. Es dominieren rote Schlammsteine (Ton und Silt), ab und zu unterbrochen durch sandige Lagen. Man interpretiert die entsprechenden Gesteine als Playa-Bildungen, das sind typische Wüstenablagerungen, wie sie in abflusslosen Becken entstehen. Die Sandsteine entstanden bei episodischen Regengüssen, wenn gröberes Sediment in die Ebenen geschwemmt wurde. Das variskische Gebirge war nun weitgehend eingeebnet (Tafel 1-D).

Im Erdmittelalter: Baden öfters unter Wasser

Zu Beginn des Erdmittelalters setzte eine neue Entwicklung ein. Im paläozoischen Urkontinent (Pangaea) entstanden Riftsysteme, längs denen der Superkontinent in kleinere Kontinentalschollen zerfiel. Diese Entwicklung wird durch mächtige vulkanische Ablagerungen in allen Erdteilen belegt. Die Vulkangürtel lagen nicht in unserer Gegend, trotzdem hatte das Geschehen auch bei uns Folgen. In den neu entstehenden Ozeanen bildeten sich ausgedehnte mittelozeanische Riftzonen. Sie bewirkten aufgrund der aufstossenden heissen Erdkruste eine Vergrösserung des Gebietes mit untiefem, jungem Ozean. Das Volumen der tiefen Ozeanbecken verminderte sich deutlich, eine Erhöhung des Meeresspiegels war die Folge. Der Spiegelanstieg nahm kontinuierlich zu und erreichte in der Kreidezeit mehr als 150 m (Abb. 1). Tiefer liegende Gebiete der Kontinente wurden überschwemmt, es entstanden ausgedehnte, wenig tiefe Schelfmeere.

Auch unsere Gegend wurde nach und nach überflutet und erlebte in der Jurazeit eine rund 60 Millionen Jahre dauernde Periode mit Meeresbedeckung. Da die alten variskischen Gebirgrümpfe immer mehr abkühlten, setzte zudem eine zwar

schwache, aber andauernde Absenkung des Gebietes ein. Meeresspiegelanstieg und Absenkung der Erdkruste machten es möglich, dass in der Periode des Erdmittelalters im Schelfmeer ein Gesteinsstapel von rund 1000 m Mächtigkeit angehäuft wurde (Tafel 1-E). Der Charakter der Sedimente weist auf ein seichtes Meer, dessen Wassertiefe 200 m kaum je erreichte. Die zahlreichen Fossilien, die sich in unserer Gegend in diesen Formationen finden, geben uns einen guten Eindruck von der Tierwelt jener Zeit. Zeugen tektonischer Aktivität sind uns aus dieser Periode der Erdgeschichte kaum überliefert, hingegen spielen die Ablagerungen des Jura-Schelfmeeres bei der Gestaltung unserer heutigen Landschaft eine wichtige Rolle. Die Schwankungen des Meeresspiegels führten dazu, dass die Wassertiefe der Schelfmeere häufig änderte. Dabei wurden zyklische Ablagerungen gebildet, bei denen sich jeweils aus tonig-mergeligen Ablagerungen tieferer Meeresbecken dicke Abfolgen aus im seichten Wasser gebildeten Kalken entwickelten (Hauptrogenstein des Doggers, Kalkabfolgen des Malms). Diese harten Seichtwasserkalke bilden heute in unserem Landschaftsbild die typischen Tafelberge des Aargauer Tafeljuras mit ihren Felsbändern, aber auch den hervorragenden Lägergrat. In der späten Jurazeit wuchs von Westen kommend ein Korallenriffgürtel über unser Gebiet, und das Meer verlandete. Leider können wir diese Entwicklung in unserer Gegend nicht weiter verfolgen, da die entsprechenden Gesteinsformationen späterer Erosion zum Opfer fielen.

Während der Kreidezeit entwickelte sich in der Achse des späteren Rheintalgrabens eine domartige Aufwölbung, Rheinischer Schild genannt. Weite Gebiete fielen trocken und wurden festländisches Abtragungsgebiet. Diese Hebungen stehen im Zusammenhang mit Vorgängen der Kontinentalverschiebung, sie bewirkten eine völlige Umgestaltung Europas. Nachdem der Gondwana-Kontinent seit der Triaszeit von Eurasien weggedriftet war und sich dabei das Tethysmeer geöffnet hatte, begann nun das aus Gondwana stammende Afrika nach Norden zu driften. Das Tethysmeer wurde nach und nach zusammengestaucht und zum alpinen Gebirge hochgepresst. Die erwähnten Hebungen in Mitteleuropa sind eine Folge der frühen Bewegungen dieser alpinen Gebirgsbildung, sie fallen zeitlich mit den ersten Deckenüberschiebungen in den Alpen zusammen.

Die Hebungen führten dazu, dass unsere Gegend Abtragungsgebiet wurde. Ablagerungen der Kreidezeit fehlen deshalb, so dass uns aus einem rund 90 Millionen Jahre dauernden Zeitabschnitt der Erdgeschichte kaum Zeugen vorliegen. Die Erosion an den Flanken des Rheinischen Schildes hatte erhebliches Ausmass, denn die tertiären Formationen überlagern mesozoische Schichten unterschiedlichen Alters. Bei tropischem Klima überzogen Regenwälder unsere Gegend, und eine intensive Karstverwitterung dominierte das Geschehen.

Das Geschehen im Tertiär: «Es kracht in den alten Fugen»

Die allmählich einsetzende Hebung des Rheinischen Schildes in der Kreidezeit war ein Anzeichen, dass im Untergrund der Nordschweiz allmählich tektonische Kräfte erwachten. Das erste einschneidende Ereignis, das auch in unserer Region Auswirkungen hatte, war die Entstehung des Rheintalgrabens, die im Eozän (vor rund 45 Millionen Jahren) begann. Mitten im Rheinischen Schild senkte sich an steilen Abschiebungen der Graben ein. Die Grabenbildung umfasste einen Zeitraum bis zum Ende des Oligozäns (23,7 Millionen Jahre). Gegen Ende dieser Zeitspanne wurde der östliche Tafeljura in das Geschehen einbezogen, und der Graben von Wölflinswil senkte sich längs Nord–Süd verlaufender Abschiebungen ein. Auch in der südlichen Fortsetzung des Rheintalgrabens kam es zu Absenkungen; die dabei gebildete raurachische Senke kann bis ins Molassebecken verfolgt werden. Sie bildete später, im frühen Miozän, einen Meeresarm, der das Molassemeer mit einem Meer im Rheintalgraben verband. Man vermutet, dass im Zusammenhang mit der Bildung des Rheintalgrabens die Randstörungen des Nordschweizer Permokarbondrogens reaktiviert wurden.

Das Klima wurde zur Zeit des Eozäns zunehmend trockener (semiarid), dies widerspiegeln die mächtigen Kalisalzlager, die im jungen Rheintalgraben entstanden, als dieser eine abflusslose Senke bildete. In unserer Gegend herrschte zu jener Zeit eine intensive Karstverwitterung, die sich in tiefen Karstschloten offenbart, die das Dach der Malmkalke durchziehen. Boluston und Bohnerze als Füllung dieser Karstlöcher sind bei uns die einzigen Zeugen dieser erosiven Phase. Im Süden, vor den jungen Alpen, hatte sich ein schmaler Meeresarm gebildet (Untere Meeresmolasse), der jedoch durch kräftige Hebungen im späten Oligozän verlandete. Im Molassebecken entstand nun bei zunehmend feuchtwarmem, tropischem Klima eine weite Flussebene, in der sich die aus den Schuttfächern der jungen Alpen austretenden Flüsse zu einem grossen Strom vereinigten, der in ein Meer im Osten mündete. Die Ablagerungen dieses Stromsystems werden als Untere Süsswassermolasse bezeichnet. Es handelt sich meist um bunte Mergel, in die Lagen oder Knauer aus Sandsteinen eingebettet sind. Die Sandsteine stellen die Ablagerungen der mäandrierenden Flussläufe dar, die feinkörnigen Mergel wurden bei periodischen Überschwemmungen der Flussauen gebildet.

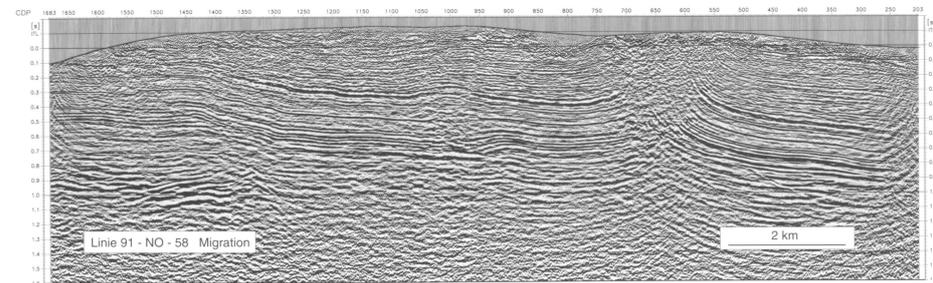
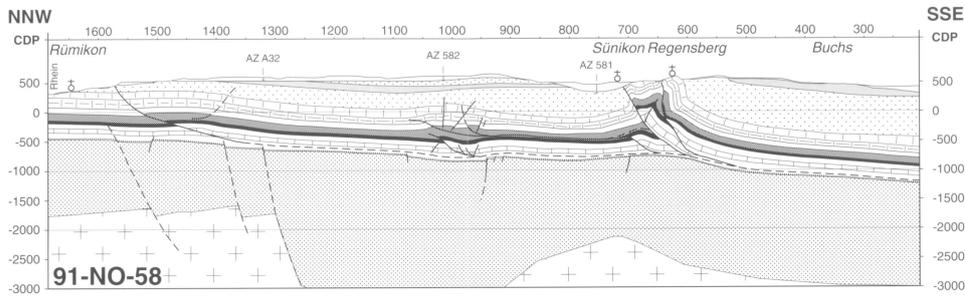
Etwa ab der Wende Oligozän-Miozän (vor rund 23 Millionen Jahren) intensivierte sich die Hebung des Rheinischen Schildes. Die kräftige Heraushebung des Schwarzwaldes führte dazu, dass die mesozoischen Schichten grösstenteils abgetragen wurden. Der Vulkanismus im Kaiserstuhl (18–16 Millionen Jahre) ist ein weiteres Zeichen der zunehmenden tektonischen Aktivität. Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung kam es in den Alpen zu intensiven Hebungen, während

sich gleichzeitig im Vorland das Molassebecken absenkte. Diese Absenkung verursachte in der Nordschweiz ein extensives tektonisches Regime mit Zerrungstektonik, dabei wurde das Grundgebirge längs der alten paläozoischen Bruchstrukturen treppenartig verstellt. Die darüber liegenden mesozoischen Deckschichten wurden teilweise zu Flexuren abgebogen, oder an Bruchzonen verstellt (Tafel 1-F). Beispiele solcher Strukturen sind die Flexuren von Siggenthal (Iberig), Endingen und Rekingen, wo über alten Störungen die jüngeren Formationen verbogen wurden (Abb. 2). Diese Flexuren bilden teilweise auch heute noch markante Geländekanten.

Die zunehmende Absenkung des Molassebeckens führte schliesslich dazu, dass im frühen Miozän erneut das Meer die Senke überflutete. Es bildete sich vor den Alpen ein langgezogener Meeresarm, dessen Küsten durch intensive Gezeitenwirkungen gekennzeichnet waren (Obere Meeresmolasse). Das Meer überflutete auch das Gebiet von Baden. Die nördliche Küstenlinie des Molassemeeres hielt sich gebietsweise an die oben erwähnten Flexuren und Abschiebungen. So beobachtete man bei der Endinger Flexur ein eigentliches Felsenkliff, wo das Molassemeer an die Malmkalke des gehobenen Schenkels der Flexur brandete (Bitterli 1998).

Die Hebungen im Schwarzwald führten nach und nach zu einer Kippung des Gebietes der Nordschweiz, die schliesslich etwa einen Wert von vier bis fünf Grad gegen Südost erreichte. Diese Kippung bewirkte eine Reaktivierung der alten Grundgebirgsstrukturen, wie beispielsweise der Vorwald- und der Eggberg-Störungen (Abb. 2). Die Schrägstellung der Schichten führte am Südabfall des Hotzenwaldes dazu, dass die über den fließfähigen (duktilen) Trias-Evaporiten (Salz, Anhydrit, Gips) liegenden Deckschichten unter ihrem Gewicht zu gleiten begannen. Über einer alten Störung im Grundgebirgssockel wurden sie schliesslich zur komplexen Mettaufer Überschiebungsstruktur aufgestapelt (Abb. 2).

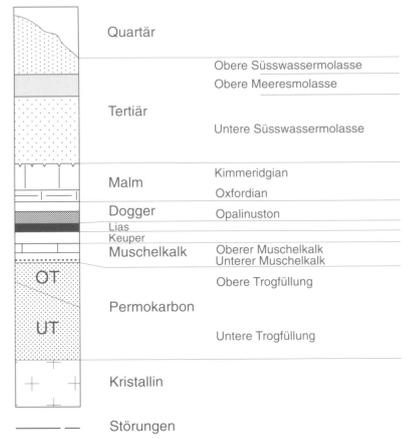
Im Spätmiozän (vor etwa zehn Millionen Jahren) – den genauen Zeitpunkt kennt man nicht – begann die Auffaltung des Juragebirges. Sie stellt wohl das einschneidendste Ereignis für die Landschaftsentwicklung der Region Baden dar. Eine vorläufig letzte intensive Bewegungsphase bei der Entstehung der Alpen führte dazu, dass auf den fließfähigen Evaporithorizonten der mittleren Trias das gesamte darüberliegende Gesteinspaket im Molassebecken nach Nordwesten geschoben wurde. Dieser als Fernschub bezeichnete Vorgang wurde in den vergangenen Jahren durch Beobachtungen in Tiefbohrungen und durch seismische Aufnahmen im Mittelland bestätigt. Bei abnehmender Gesteinsüberdeckung des Abscherhorizontes wurden die mesozoischen Schichten in der Nord- und Westschweiz verfaultet und überschoben. Der Betrag des Zusammenschubs kann meh-



Tafel 2: Reflexionsseismisches Profil von Rümikon nach Buchs und geologische Interpretation

Bei Regensberg schneidet das Profil die Lägerstruktur. Der interne Bau kann auf der Seismik-Linie nicht erkannt werden, er wurde aufgrund von Feldbeobachtungen konstruiert. Im nördlichen Vorland

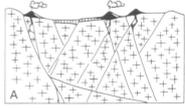
der Läger erkennt man Überschiebungsstrukturen, die über Verbiegungen und Störungen des Grundgebirgssockels entstanden sind (aus Naef et al. 1995).



Methodik der seismischen Aufnahmen

Seismische Profile werden gewonnen, indem man an der Erdoberfläche mit Vibratoren oder Sprengladungen seismische Wellen (Erschütterungen) erzeugt. Im Erdinnern werden die Wellen an ausgeprägten Schichtwechseln reflektiert, das heisst zur Erdoberfläche zurückgestrahlt. Mit langen Auslagen von Geophonen wird die Ankunft dieser reflektierten Wellen gemessen und ihre Laufzeit im Erdinnern bestimmt. Raffinierte Auswertungsmethoden führen schliesslich zu anschaulichen Abbildern des Untergrundes, die der Geologe zu geologischen Profilen interpretieren kann.

Tafel 1: Tektonische Geschichte der zentralen Nordschweiz, illustriert anhand schematischer geologischer Profile durch den Nordrand des Permokarbondtroges (nach Diebold 1990, verändert)



A: Zustand im Oberkarbon

(vor rund 300 Millionen Jahren)

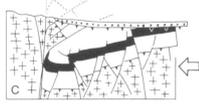
Die Hauptphase der variskischen Gebirgsbildung klang mit Vulkanismus und hydrothermaler Tätigkeit ab. Zwischen ausgedehnten Seitenverschiebungen begann im Gebiet der Nordschweiz die Bildung eines Grabens (Nordschweizer Permokarbondtrog). Die Grabenfüllung zerbrach durch Hebungen und Absenkungen in einzelne Schollen. In den Senken wurde Abtragungsschutt des Gebirges abgelagert. Bei tropischem Klima entstand eine Fluss- und Seenlandschaft mit ufernahen Sümpfen, in denen sich gebietsweise mächtige Kohlenablagerungen bildeten.



B: Zustand im Unterperm

(vor 280 Millionen Jahren)

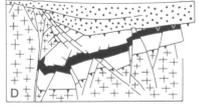
Dehnungstektonik im Gebiet des Troges führte zu weiterer Absenkung und zur Bildung von Bruchzonen. Randliche Schuttfächer wuchsen in den Trog. In der Senke entstanden grosse Seen, in denen verbreitet bituminöse Schiefer abgelagert wurden.



C: Zustand im Oberperm

(vor 260 Millionen Jahren)

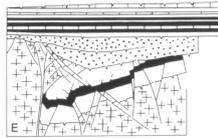
In einer letzten Phase der variskischen Gebirgsbildung (Saalische Phase) wurde die Trogfüllung zusammengedrückt, dabei entstanden Überschiebungen und Falten. Die Trogschultern wurden stark angehoben und Teile der Sedimentserien erodiert. Über der Erosionsfläche (Diskordanz) im Trog wurden hingegen grobe Schuttfächer abgelagert. Bei zunehmend aridem Klima entstand eine wüstenhafte, öde Landschaft.



D: Zustand an der Wende Perm/Trias

(vor 245 Millionen Jahren)

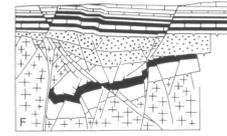
Die Erosion hatte das variskische Gebirge weitgehend eingeebnet. Der abkühlende Gebirgsrumpf begann langsam abzusinken, sonst herrschte weitgehende tektonische Ruhe. Nach ersten Meeresvorstössen zur Triaszeit folgte in der Jurazeit ein langer Zeitraum mit Meeresbedeckung und der Ablagerung mariner Sedimentserien.



E: Zustand an der Wende Kreide/Tertiär

(vor 65 Millionen Jahren)

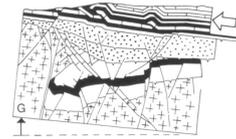
Auf der absinkenden Erdkruste wurde während des Mesozoikums ein mächtiger Sedimentstapel angehäuft. Bei tektonischer Ruhe entstand eine ungestörte Serie, die vorwiegend aus Mergeln und Kalken bestand.



F: Zustand im frühen Miozän

(vor 22 Millionen Jahren)

Vom Eozän zum Oligozän senkte sich über einem embryonalen Riftsystem der Oberrheingraben ein. Dieses Ereignis hatte Auswirkungen in unserer Region, indem alte paläozoische Störungen im Grundgebirge reaktiviert wurden. In den mesozoischen Schichten bildeten sich Bruchzonen und Flexuren (Verbiegungen). In Teilen der nördlichen Schweiz dauerte die Erosion an, während weiter südlich, vor den entstehenden Alpen, die Ablagerung der Molasseformationen begann.



G: Heutiger Zustand

Die jüngste Phase der Alpenbildung führte zur Abscherung des mesozoischen Gesteinspaketes. Auf den verformbaren Gesteinen der mittleren Trias wurde der Gesteinsstapel nach Nordosten geschoben und, im Norden, bei abnehmender Überdeckung verfaultet und überschoben. Die alten reaktivierten Störungszonen wirkten dabei als Schwächezonen, die die Überschiebungen und Falten auslösten.

Abb. 2

Tektonische Kartenskizze des Gebietes.

1 Tertiäre Sedimentgesteine;
 2 Mesozoische Gesteine des Tafeljuras;
 3 Mesozoische Gesteine des Faltenjuras;
 4 Gneis und Granit des Schwarzwaldes;
 5 Gebiet des Nordschweizer Permo-karbitroges;
 6 Faltenachse;
 7 Flexur; 8 Überschiebungsfront;
 9 Störung, Bruchzone;
P-P Spur des geologisch-seismischen Profils von Tafel 2.
Ha Jurahauptüberschiebung;
Ma Mandacher Überschiebung;
Me Mettaufer Überschiebung;
En Enderinger Flexur;
Re Rekinger Flexur;
Si Siggenthaler Flexur;
Vo Vorwald-Störung, **Eg** Eggberg-Störung;
St Stadel-Falte.

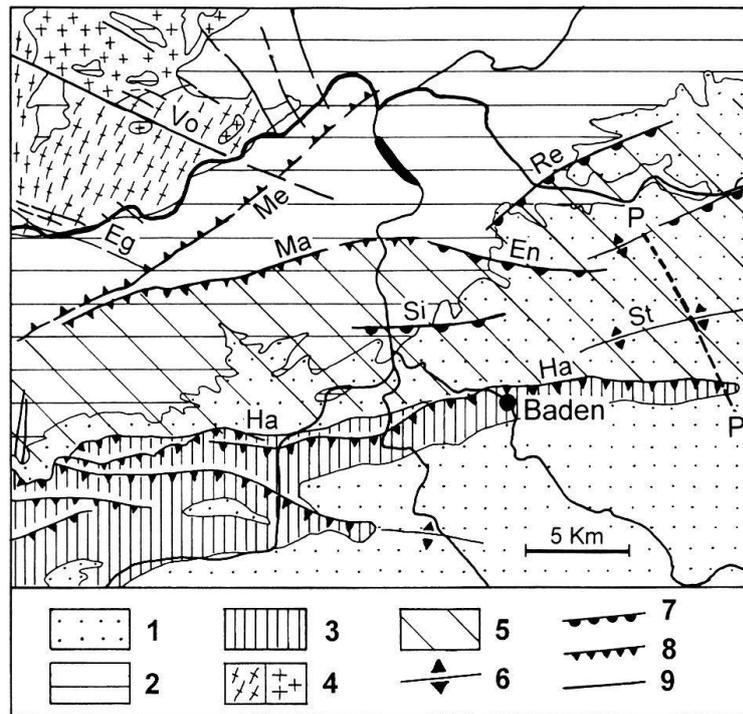
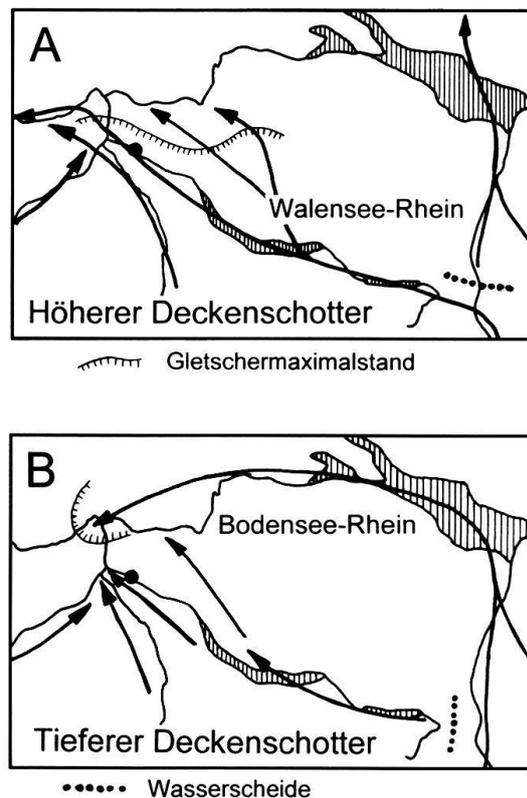


Abb. 3

A: Entwässerung zur Zeit der Entstehung der ältesten Deckenschotter. Der Walensee-Rhein fließt direkt über den Tafeljura gegen Westen. Das St. Galler Rheintal entwässert zur Donau.

B: Entwässerung zur Zeit der jüngsten Deckenschotter. Ein Bodensee-Rhein führt die Wasser via Bodensee-Senke gegen Westen. In der Rinne des Walensee-Rheins fließt nun die Ur-Limmat (nach Graf 1993).



rere Kilometer betragen, er nimmt gegen Osten ab. Bei der Lägern schätzt man ihn auf etwa 1,5 km.

Lange Zeit galt die Stirn des Kettenjuras, die sogenannte Hauptüberschiebung, die von der Lägern bis zur Mont-Terri-Kette verfolgt werden kann, als nördlichste Front des Fernschubes (Abb. 2). Zur Überraschung der Geologen fanden sich nun auf Seismik-Linien Hinweise, dass auch im Vorland der Hauptüberschiebung, im Tafeljura, Überschiebungen und Verbiegungen des Deckgebirges vorliegen. Auf dem Profil von Tafel 2 sind diese Überschiebungen erkennbar, die nördlichste Jura-Überschiebung stösst hier bis zum Rhein bei Rümikon vor. Man hat diese lediglich in abgeschwächtem Ausmass vom Fernschub erfasste Zone als Vorfaltenzone bezeichnet (Naef et al. 1995). Tafel 2 zeigt ein weiteres wichtiges Element der Fernschubtektonik, die Überschiebungen lösen sich nämlich meist bei Störungen oder Verbiegungen des Abscherhorizontes ab. So entwickelte sich die Überschiebung bei Rümikon über der nördlichen Randstörung des tiefen Permokarbondrogens. Ein weiteres gutes Beispiel ist die Mandacher Überschiebung, die sich ebenfalls über der nördlichen Randstörung des Permokarbondrogens entwickelte (Abb. 2). Bei der Lägernfalte wird ebenfalls ein Zusammenhang mit einer Störung des Permokarbondrogens vermutet, doch ist die Seismik hier nicht genügend aussagekräftig. Die ererbten, tertiär reaktivierten paläozoischen Strukturen haben somit auch bei der Platznahme der Falten und Überschiebungen des Juragebirges eine entscheidende Rolle gespielt.

Die Zeitperiode der Jurafaltung ist in unserer Gegend nicht mit Gesteinen dokumentiert. Seit dem Ende der Sedimentation der oberen Süsswassermolasse, vor etwa zwölf Millionen Jahren, herrschte durch die Hebung des Schwarzwaldes Erosion vor. Die Entwässerung, die in der ausklingenden Molassezeit nach Westen in den Rhonegraben erfolgt war, wurde durch Hebungen im westlichen Molassebecken und durch das entstehende Juragebirge nach Osten, zur Donau, umgelenkt. Am Ostende des entstehenden Gebirges konnte diese Ur-Aare mit der Zeit die entstehende Lägernkette durchbrechen, es entstand so ein Flusstal, das erstmalig eine Entwässerung unseres Gebietes nach Norden in den Rheingraben möglich machte.

Die Eiszeiten: Unsere Landschaft erhält den letzten Schliff

Die letzten zwei Millionen Jahre der Erdgeschichte zeichnen sich durch eine drastische Abkühlung aus. Weltweit wuchsen die Gletscher über das Vorland, und grosse Gebiete wurden unter dem Eis begraben. Diese Vorgänge haben Ablagerungen hinterlassen, die zeigen, dass sich in der Schweiz mindestens 15 Eisvorstösse bis ins Mittelland ereigneten.

Die ältesten kaltzeitlichen Ablagerungen in der Region sind die Deckenschotter, die auf den Anhöhen und Talhängen anstehen (zum Beispiel Tüfels-Chäller, Dürn-Gländ). Es handelt sich um nagelfluhartige, meist nicht vollständig verkitete Schotter. Die ältesten Deckenschotter liegen heute als isolierte Erosionsreste auf den Anhöhen der zentralen Nordschweiz, sie sind Zeugen einer einstmals ausgedehnten Gletscherlandschaft, die sich im Vorfeld der Alpen ausgebildet hatte. Gletschnahe Flüsse, eigentliche Wildwasser, schütteten vor den zurückweichenden Gletschern Schotterfluren auf, die beim nächsten Gletschervorstoss wieder überfahren und mit Grundmoränen überdeckt wurden. Dominierendes Gletschersystem war der Walensee-Rhein-Gletscher, der mehrmals bis ins Gebiet des unteren Aaretals vorstieß (Graf 1993). Dicke Bodenbildungen in den glazialen Abfolgen zeigen uns, dass ausgeprägte Warmzeiten diese eiszeitlichen Gletschervorstöße unterbrachen. Pollenanalysen ergaben, dass zeitweise ein mediterranes Klima herrschte!

Das Flussnetz der Warmzeiten des Höheren Deckenschotters war völlig verschieden zum heutigen. Der sogenannte Walensee-Rhein verfrachtete die Wassermassen aus den östlichen Alpen in verschiedenen gegen Nordwesten gerichteten Rinnen in unsere Gegend (Abb. 3). Die südlichste, die Limmattrinne, floss von Baden gegen Mandach und quer durch den Tafeljura weiter gegen Westen. Man vermutet auch, dass eine Reuss-Aare bei Schinznach den Jura durchbrach und ebenfalls gegen Nordwesten floss. Zur Zeit der ältesten Deckenschotter kam es jedoch zu einem einschneidenden Ereignis, die Mandacher Überschiebung wurde offenbar aktiv und das Gebiet gehoben. Der Walensee-Rhein konnte das entstehende Hindernis nicht überwinden und wurde gegen Norden ins Gebiet des späteren Aaretals abgelenkt. Auch der Vorläufer der Aare wurde nach Nordosten gezwungen und mündete in der Gegend von Brugg in den Walensee-Rhein. Erneut hatte damit eine alte, paläozoisch angelegte Struktur die Entwicklung der Landschaft entscheidend beeinflusst.

Der Mittlere Deckenschotter (Graf 1993) kam in einem Talsystem unterhalb der Plateaus des Höheren Deckenschotters zur Ablagerung, es musste demnach zuvor eine intensive Tiefenerosion stattgefunden haben. Man bringt diese mit Bewegungen an der Jura-Hauptüberschiebung in Zusammenhang. Im Gebiet von Baden ereigneten sich zu dieser Zeit dramatische Vorgänge. Der mit der Reuss vereinigte Walensee-Rhein durchbrach bei Baden die junge Lägernfalte und floss nördlich der Lägern gegen Westen bis ins Gebiet von Gebenstorf, um dann nach Norden gegen Tegerfelden abzubiegen. Für einen Bodensee-Rhein zu diesem Zeitpunkt fanden sich bislang keine Hinweise, das St. Galler Rheintal entwässerte zur Donau.

Zur Zeit der Tieferen Deckenschotter müssen die Hebungen an der Lägern-Überschiebung weiter gegangen sein, denn der Walensee-Rhein konnte nun das Hindernis nicht mehr überwinden, er wurde nach Südwesten abgelenkt. Die Wässer zwängten sich fortan durch eine enge Schlucht gegen Dättwil und weiter gegen Westen, wo sie sich mit der Ur-Aare vereinigten. Grosse Gesteinsblöcke in der Rinnenfüllung zeigen, dass die Gletscherstirn zeitweise nahe Baden gelegen haben muss. Wo der neue Durchbruch durch die Lägernstruktur lag, ist unklar, jedenfalls strömten die Wassermassen nördlich der Struktur in engen Rinnen gegen Tegerfelden, wo sie nach Norden abgelenkt wurden. Die jüngsten Schichten des Tieferen Deckenschotters dokumentieren einen Vorstoss des Bodensee-Rhein-Gletschers bis in die Gegend von Leibstadt, womit wohl die zukünftige Rinne des Bodensee-Rheines, das heisst des heutigen Rheinlaufes, vorbereitet wurde (Abb. 3). Nach diesem Vorstoss finden sich erstmals Schottervorkommen, die die Existenz eines Bodensee-Rheines belegen.

Am Ende der Deckenschotter-Eiszeiten lag ein Flussnetz vor, das viele Elemente des heutigen Entwässerungssystems enthielt. Unser Gebiet wurde nun von einem Ereignis betroffen, das die Geologen bis anhin nicht umfassend deuten können. In einem verhältnismässig kurzen Zeitintervall – es endete vor rund 780 000 Jahren – muss eine ausserordentlich kräftige Tiefenerosion geherrscht haben, denn die Flüsse gruben sich bis in die Schichten des Tertiärs und Mesozoikums ein. Als Ursache dieses als «Mittelpleistozäne Wende» bezeichneten Ereignisses (Schlüchter 1987) werden tektonische Vorgänge vermutet, möglicherweise eine letzte intensive Phase des Jura-Fernschubes.

Nach dieser markanten Erosionsphase im Mittelpleistozän kam es zu weiteren Gletschervorstössen bis in unser Gebiet. Die Täler wurden durch Gletschererosion tief ausgeräumt, in einigen Becken beinahe bis auf Meeresniveau! Die tiefste Ausräumung der Täler wurde bis vor wenigen Jahren der Riss-Eiszeit zugeordnet, doch hat sich gezeigt, dass ein weit komplexeres System mehrerer Eisvorstösse vorliegt. Die maximale Tiefenerosion wird heute der sogenannten «Grossen Eiszeit» zugewiesen (Schlüchter 1994). Bei diesem grössten Gletschervorstoss wurde beinahe die ganze Nordschweiz mit einem dicken Eispanzer überzogen. Das Gebiet von Baden lag damals unter einer mehrere hundert Meter mächtigen Eisschicht begraben, nur der Lägernkamm ragte aus dem weiten Eismeer, das sich gegen Westen bis ins Möhliner Feld ausdehnte. Wiederum lief das Geschehen nicht ohne Einfluss der alten ererbten Strukturen ab, denn die Gletscher gruben sich vor allem dort in den Untergrund, wo tektonisch zerrüttetes Gestein ihnen die Arbeit erleichterte. So verwundert es nicht, dass die Erforschung der Felsunterlage der mit eiszeitlichen Schottern gefüllten Talungen meist Hinweise auf Störungs-

zonen liefert. Zahlreiche Täler verlaufen denn auch in Richtung der alten Störungszonen, wie beispielsweise das Surb- und Wehntal vom Aaretal bis zum Ostende der Lägern, als vermutete Fortsetzung der Vorwald-Störung des Südschwarzwaldes (Abb.2).

Die beiden letzten Gletschervorstösse (Würm-Eiszeit) erreichten knapp unsere Region, die Endmoränenwälle von Mellingen, Killwangen und Schöffli-dorf legen davon Zeugnis ab. Die weiter westlich liegenden Gebiete blieben eisfrei, wilde Gletscherflüsse schütteten in den Talauen Schotterfluren auf, die die Geologen wegen der Lage in den tiefsten Talsohlen als Niederterrassenschotter bezeichnen. Das Flussnetz entsprach nun weitgehend dem heutigen. Der Bodensee-Rhein hatte sich gegenüber dem Walensee-Rhein durchgesetzt, und die Schmelzwässer der östlichen Alpen flossen fortan zum Becken des Bodensees und weiter gegen Westen. Irgendwann in diesem Wechselspiel von Gletschervorstößen und Warmzeiten gelang es der Ur-Limmat, bei Baden die Lägern zu durchbrechen, vermutlich bereits vor der Grossen Eiszeit. Aare, Limmat und Reuss vereinigten sich im sogenannten «Wasserschloss» bei Turgi und strömten fortan durch die Klus bei Lauffohr dem Rhein entgegen.

Mit dem Ausklingen der letzten Eiszeit ist die Landschaftsformung unseres Gebietes weitgehend abgeklungen. Die Eingriffe des Menschen in die natürlichen Flussläufe verhindern heute weitgehend Veränderungen. Was der Mensch allerdings nicht ändern kann, sind die tektonischen Kräfte des Erdinnern. Sie sind weiter am Werk und werden auch in Zukunft unsere Landschaft formen. Allerdings sind die Zeiträume, die dazu nötig sind, jenseits des menschlichen Vorstellungsvermögens. Aber, wie in der Vergangenheit, so werden wohl auch in Zukunft die alten paläozoisch angelegten Strukturen das tektonische Geschehen beeinflussen.

Ein Blick in die Zukunft: Es geht aufwärts mit Baden

Aus den Gesteinsmächtigkeiten gewonnene Absenkdiagramme (Naef et al. 1985) geben uns einen Eindruck von den Hebungen und Senkungen, die unser Untergrund in den vergangenen Jahrmillionen machte. Ausgehend von der Peneplain (Fastebene) zur Zeit des Eozäns ergab sich für die Region Baden im Zeitraum Oligozän-Mittelmiozän (etwa 30–12 Millionen Jahre) eine Absenkung von rund 550 m. Da die Sedimentation mit der Absenkung nicht Schritt hielt, konnte das Molassemeer bis in unsere Gegend vordringen. Seit dem Mittelmiozän dominiert Hebung das Geschehen, sie hat bis heute einen Betrag von rund 700 m erreicht. Dies ergibt einen verschwindend kleinen Wert von nur 0,06 mm pro Jahr. Doch steter Tropfen höhlt den Stein, in einer Million Jahren würde Baden damit 60 m höher liegen! Für den Lägernkamm betrug die Hebung gut 1300 m, was 0,11 mm

pro Jahr entsprechen würde, allerdings fand wohl der Hauptteil dieser Hebung zur Zeit des Jurafernschubes statt.

Wie es mit den Bewegungen des Untergrundes wirklich bestellt ist, werden wir in einigen Jahren genauer wissen. Mit dem «Global Positioning System» (GPS) wurden 1988 unter anderen auch einige Fixpunkte in unserer Region vermessen. Die hohe Präzision dieser Messmethode wird es in einigen Jahren erlauben, allfällige Bewegungen des Untergrundes direkt zu messen. Dann werden wir genauer wissen, ob der Fernschub andauert und uns weiter gegen Norden schiebt. Eines kann man allerdings bereits heute festhalten: Es geht aufwärts mit Baden!

Literaturauswahl

- Bitterli-Dreher, Peter: Die Erdgeschichte des Gebietes von Endingen. In: Weibel, Karl: 1200 Jahre Endingen. Baden 1998.
- Diebold, Peter: Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. In: Nagra informiert 2/1990, 47–54.
- Diebold, Peter; Naef, Heinrich: Der Nord-schweizer Permokarbondrog. In: Nagra informiert 2/1990, 29–36.
- Diebold, Peter; Naef, Heinrich; Ammann, Meinrad: Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Landeshydrologie und -geologie. Bern 1992 (Geologische Berichte Nr. 14).
- Graf, Hans Rudolf: Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. Zürich 1993.
- Naef, Heinrich; Diebold, Peter; Schlanke Sigurd: Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. Baden 1985 (Nagra Technischer Bericht 85-14).
- Naef, Heinrich; Birkhäuser, Philipp; Roth, Philipp: Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich der Lägern-Zürcher Weinland. Wettingen 1995 (Nagra technischer Bericht 94-14).
- Schlüchter, Christian: Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. In: Geographica Helvetica Nr. 2, 1987, 109–115.
- Schlüchter, Christian: Das Wehntal, eine Schlüsselregion der Eiszeitforschung. In: Jahreshefte des Zürcher Unterländer Museumsvereins 28 (1994) 1–24.