

## 2 Abriß der erdgeschichtlichen Entwicklung

### 2.1 Vorbemerkungen

Das nachstehende Kapitel gibt einen knappen Überblick über die geologischen Entwicklungen und Ereignisse der Erdgeschichte in ihrer zeitlichen Reihenfolge, soweit sie für den Freiburger Raum von Bedeutung sind. Die im Verlauf dieses langen Zeitraums aus Sedimenten oder bei magmatischen Vorgängen entstandenen Schichten und Gesteinskomplexe werden in der Aufeinanderfolge ihrer Bildung, d. h. vom Älteren zum Jüngeren beschrieben. Dies entspricht in der Regel auch ihrer Abfolge in der Natur von unten nach oben. Die erdgeschichtliche Gliederung mit den wichtigsten geologischen Ereignissen in Südwestdeutschland zeigt Abb. 2.

Die Bezeichnung der Schicht- und Gesteinseinheiten folgt der aktuellen, beim Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg verbindlichen Nomenklatur (Symbolschlüssel 1995, 1999). Sie weicht teilweise von der in früheren Publikationen verwendeten ab. Soweit notwendig, sind ältere Bezeichnungen in Klammern genannt. Für die Einzelbeschreibung der verschiedenen Gesteinsarten sei auf GROSCHOPF et al. (1996) sowie die Erläuterungen zu den oben genannten geologischen Karten 1 : 25 000 verwiesen.

### 2.2 Präkambrium und Paläozoikum

Im ältesten Abschnitt der Erdgeschichte, dem Präkambrium (Erdur- und -frühzeit), das vor 545 Millionen Jahren zu Ende ging, liegen die geologischen Verhältnisse in Südwestdeutschland noch weitgehend im Dunkeln. Möglicherweise sind gegen Ende des Präkambriums die Sedimente abgelagert worden, aus denen später durch Metamorphose<sup>2</sup> ein Teil der Gneise des Schwarzwalds und der Vogesen entstanden ist.

Gesteine des Paläozoikums (Erdaltertums) sind dagegen im Schwarzwald wie in den Vogesen weit verbreitet, vgl. Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:500 000 (BRUNNER et al. 1998) oder Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg

1 : 1 000 000 (GROSCHOPF 1998). Dabei ist zwischen zwei großen Gesteinsgruppen zu unterscheiden: Die Gesteine des Kristallinen Grundgebirges (sogenannte Kristallingesteine, landläufig auch als „Urgestein“ bezeichnet) haben sich aus verschiedenartigen älteren Gesteinen durch Metamorphose oder aus aufgestiegenem Magma gebildet. Sie stellen den Kern beider Gebirge dar, der durch Jahrmillionen andauernde Abtragung weithin freigelegt wurde. Dieser enthält auch zahlreiche, häufig im Oberkarbon entstandene Mineralgänge (mit Quarz, Schwespat, Flußspat usw.) und Erzgänge, vor allem die bis in die Neuzeit wirtschaftlich wichtigen Blei-Zink-Erzgänge mit ihrem Silbergehalt. Den bei ihrem Abbau (z. B. im Schauinsland bis 1954) erzielten hohen Erlösen verdankt Freiburg seinen Aufstieg und Reichtum im Mittelalter (STEUER & ZETTLER 1996 und andere Autoren). Auch im Sternwald wurde mindestens seit dem 12. Jahrhundert Bergbau betrieben. Davon zeugen nicht nur die Bergbauspuren bei dem in Beil. 1 eingezeichneten Erzgang, sondern auch neuerdings entdeckte Pingen weiter östlich. Der Fund römischer Scherben wirft die Frage auf, ob sogar schon die Römer hier Erz gewonnen haben (PAUSE 1996). Römischer Silberbergbau wird schon länger u. a. im Suggental bei Waldkirch und im Münstertal vermutet, bei Sulzburg ist er nachgewiesen (KIRCHHEIMER 1976, vgl. auch GROSCHOPF & SCHREINER 1996: 89).

Einer Anreicherung des Eisensulfiderzes Magnetkies (bis 3 Vol.-%) in Paragneisen und Metatexiten des tieferen Untergrunds zwischen Stegen und Burg verdankt die in Fachkreisen berühmte magnetische Anomalie Kirchzarten ihre Existenz. Diese ungewöhnliche und starke Störzone im irdischen Magnetfeld erstreckt sich im Bonndorfer Graben (s. Kap. 3.1) und hängt möglicherweise mit einem im Tertiär aufgestiegenen, jedoch im Untergrund steckengebliebenen Magmakörper zusammen. Zur Untersuchung der Anomalie wurde 1981 eine 999 m tiefe Forschungsbohrung abgeteuft (HAHN et al. 1985).

Über dem Kristallinen Grundgebirge liegen paläozoische Sedimentgesteine, die aus festländischen oder marinen Ablagerungen hervorgegangen und nur in relativ kleinen Bereichen überliefert sind. Gesteine des Paläozoikums (Schiefer, Grauwacken, Vulkanite usw. aus dem Silur bis Karbon) treten z. B. in der weiteren Umgebung von Freiburg auf, so vor al-

<sup>2</sup> Metamorphose – Gesteinsumwandlung durch Versenken von Gesteinen in die Erdkruste, teilweise verbunden mit Durchbewegung unter hohen Temperaturen (bis über 700–800 °C) und hohen Drücken (um 60 000 t/m<sup>2</sup> oder mehr). Kristallingesteine ist ein Sammelbegriff für Gneise und vergneiste Gesteine (in der Freiburger Umgebung vor allem Paragneise, Flasergneise und Amphibolite), Migmatite (hier Metatexite und Diatexite), Granite, Porphyre, metamorphe Schiefer, magmatische Ganggesteine usw. Hinsichtlich näherer Beschreibung dieser Gesteine sei auf die Erläuterungen zu den oben genannten geologischen Karten verwiesen (HÜTTNER & WIMMENAUER 1967, GROSCHOPF et al. 1996, GROSCHOPF & SCHREINER 1996).

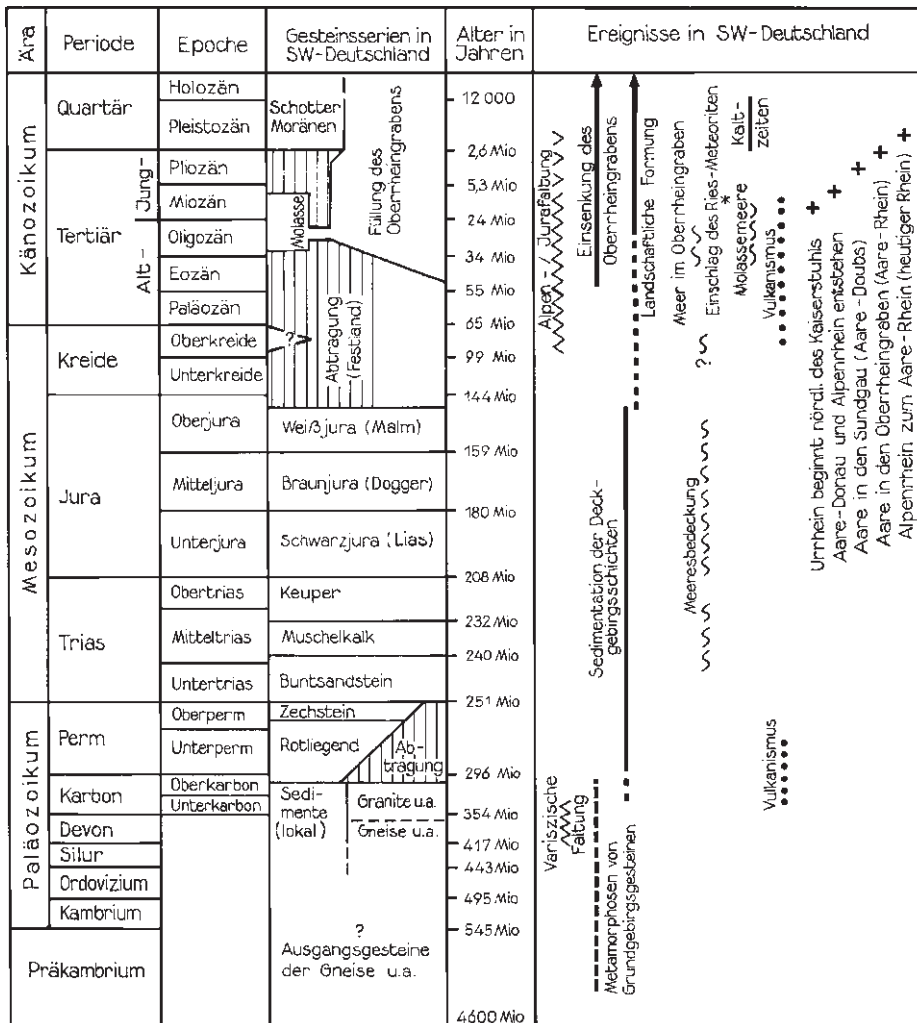


Abb. 2: Zeittafel der Erdgeschichte und der großen geologischen Ereignisse in Südwestdeutschland

Nach GROSCHOPF & VILLINGER (1998: Abb. 2, ergänzt). Altersdaten im wesentlichen nach GRADSTEIN & OGG (1996) und MENNING (1995). Untergliederung des Pleistozäns s. Tab. 1.

lem in der Badenweiler-Lenzkirch-Zone (vgl. Abb. 10), wo sie Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern aufweisen. Dort wurden sie durch tektonische Vorgänge bei der im Kap. 1 erwähnten Plattenkollision zusammengeschoben und stark verfaultet (variszische Gebirgsbildung). Aus dem jüngeren Paläozoikum sind vor allem Sedimente des Rotliegenden (Sandsteine, Arkosen, Konglomerate) erhalten. Diese Gesteine treten mit Mächtigkeiten zwischen 10 m und über 100 m am Mauracher Berg bei Denzlingen, stellenweise in Herdern, im tieferen Untergrund von Zähringen (113 m mächtig in der dortigen Thermalwasserbohrung, vgl. Abb. 12: Schnitt 2) und im Lorettoberg (Abb. 13) sowie bei St. Peter auf. Während der Zeit ihrer Ablagerung herrschte auch lebhafter Vulkanismus. Auf ihn gehen z. B. die bis 250 m mächtigen vulkanischen Gesteine des Münstertäler Deckenporphyrs und ein kleines Vorkommen von Porphyrit an der Ohmenkirche bei St. Märgen zurück. Zechstein-Sedimente sind dagegen in Gestalt der Tigersandstein-Forma-

tion im Freiburger Raum lediglich am Hornwald bei Sexau erhalten geblieben (nur 10 m mächtig).

### 2.3 Mesozoikum

Am Ende des Paläozoikums war die zuvor in Rücken und Senken gegliederte Landoberfläche weitgehend eingeebnet, und von den heutigen Mittelgebirgen Schwarzwald und Vogesen war noch nichts zu sehen. Während der nachfolgenden Ära des Mesozoikums (Erdmittelalter) wurden in Südwestdeutschland mächtige, teils festländische, teils marine Sedimente der Trias und des Juras abgelagert, „neptunische Formationen“, wie man früher sagte (FROMHERZ 1837: 1, 1838: 101). Sie stehen im Freiburger Raum, in der Vorbergzone zwischen Emmendingen und Staufen, heute noch zutage an, wenn auch nur in kleinen Vorkommen und z. T. unvollständig. Innerhalb des Oberrheingrabens sind sie vor allem im Unter-

grund erhalten, aber auch in einigen Bruchschollen an der Oberfläche (Nimberg, Marchhügel, Lehener Berge, Hunnenbuck, Tuniberg, Biengener und Schlatter Berg; Abb. 12: Schnitte 1–4).

Zunächst bildeten sich die im Stadtgebiet nur 100 bis 150 m, in der Emmendinger Vorbergzone um 200 m mächtigen, vorherrschend rötlichen Schichten des Buntsandsteins, hauptsächlich als Ablagerungen von Gewässern bei z. T. wüstenhaftem Klima. Die daraus entstandenen Sandsteine waren früher begehrte Werk- und Bausteine, mit denen u. a. auch das Freiburger Münster erbaut wurde. Das Material wurde vor allem in Steinbrüchen am Loretto- bzw. Schlierberg (Abb. 3 u. Taf. 1, Fig. 1) und im Raum Freiamt–Emmendingen gewonnen (zur Herkunft und Beschaffenheit der Bausteine des Freiburger Münsters s. SAUER 1983).



Abb. 3: Mittelalterlicher Steinbruch am Schlierberg mit Westportal des Loretotunnels (Höllentalbahn)

Der tiefe Einschnitt des ehemaligen Steinbruchs wurde beim Bau der Höllentalbahn 1928 für den Durchstich des Lorettobergs genutzt. Im Portalbereich stehen die Bänke des Kristallsandsteins (Mittlerer Buntsandstein), weiter oben die der Plattensandsteinschichten an (Oberer Buntsandstein, vgl. Schnitt in Abb. 13).

Gegen Ende der Untertrias überflutete das Meer, von Norden her vordringend, auch Südwestdeutschland. Es hinterließ die im Freiburger Raum etwa 120 bis 180 m mächtigen Schichten des Muschelkalks aus überwiegend grauen Ton-, Mergel-, Dolomit- und Kalksteinen, im Mittleren Muschelkalk auch mit Gips- bzw. Anhydritsteinen. Die verkarsteten Kalk- und Dolomitsteine des rd. 55 m mächtigen Oberen Muschelkalks bilden im Freiburger Raum einen wichtigen Grundwasserleiter, wenn sie in geringer Tiefe im Untergrund liegen. So liefern sie im Gebiet zwischen Nimburg, Emmendingen und Denzlingen große Mengen an Trinkwasser (HGK Freiburger Bucht 1979, WENDT in GROSCHOPF et al. 1996: 262 f.). Bei größerer Tiefenlage enthält der Obere Muschelkalk Thermalwasser, das mit den Tiefbohrungen Zähringen (1964), Freiburg II (1976) sowie III (1996) bei St. Georgen für das Thermalbad erschlossen wurde (Abb. 12: Schnitte 2 u. 4). Näheres dazu beschrieb SAUER (1979). Auch das Bad Krozinger Thermalbad wird aus dem Oberen Muschelkalk gespeist.

Den Abschluß der Triasschichten bildet der 155 bis 175 m mächtige Keuper mit seinen überwiegend festländischen bunten Ton-, Mergel-, Dolomit- und Sandsteinen sowie im tieferen Abschnitt Gips- bzw. Anhydritbänken (Gipskeuper). Während sich das Meer gegen Ende der Mitteltrias, als die Ablagerung des Keupers begann, wieder zögernd nach Norden zurückgezogen hatte, kehrte es am Ende der Obertrias nach Südwestdeutschland zurück und bestimmte fortan während der gesamten Jurazeit das Geschehen, vgl. Abb. 2.

Der etwa 80 m mächtige Unterjura (oder Schwarzjura, Lias) besteht vorwiegend aus dunklen Tonmergelsteinen mit einzelnen helleren Kalksteinbänken (Vorkommen über Tage z. B. am Lehener Berge und Schönberg). Darüber folgt der etwa 280 m mächtige Mitteljura (Braunjura, Dogger), der im untersten und obersten Abschnitt wiederum hauptsächlich aus dunklen Tonmergelsteinen aufgebaut ist (Vorkommen über Tage vor allem am Schönberg und bei Zähringen). Der mittlere Abschnitt des Mitteljuras enthält dunkelrote Eisenoolithbänke, die 1937–1943 im Schönberg zur Eisenerzgewinnung bergmännisch abgebaut wurden, vor allem aber die 55–70 m mächtigen, hellgrauen Kalksteine des Hauptrogensteins und Ferrugineusooliths. Sie bilden in der Landschaft markante Steilstufen mit Felsen, z. B. am Schönberg und am Westrand des Tunibergs. Im Untergrund gelegen führen diese teils verkarsteten Schichten wiederum Thermalwasser, das z. B. in der Bohrung Freiburg I (1974) bei St. Georgen erschlossen wurde. Die Schichten des Oberjuras (Weißjura, Malm),



im wesentlichen dunkle Ton- und Tonmergelsteine sowie darüber die hellgraue Korallenkalk-Formation von zusammen um 120 m Mächtigkeit, kommen – von unbedeutenden Resten als Sinkschollen in Vulkanschloten am Schönberg abgesehen – nur noch im Untergrund des Oberrheingrabens vor. Einst überdeckten sie, zusammen mit den anderen Trias- und Juraschichten, auch den Bereich, den heute die Mittelgebirge Schwarzwald und Vogesen einnehmen.

Gegen Ende der Jurazeit zog sich das Meer infolge von Hebungs Vorgängen in der Erdkruste aus Südwestdeutschland zurück, weshalb die jüngsten Juraschichten fehlen (außer im Untergrund des Allgäus). Auch der Freiburger Raum wurde damit Festland und zu einem über das Meer (das im Gebiet der heutigen Alpen stand) herausgehobenen Abtragungsbereich, in dem sich nach und nach eine relativ wenig akzentuierte Schichtstufenlandschaft herausbildete. Dies blieb so bis über das Ende der Kreidezeit hinaus, wobei allerdings in der Oberkreide das Meer von Süden her möglicherweise nochmals bis ins heutige Oberrheingebiet vorstieß. Ablagerungen aus der Kreidezeit sind jedoch bisher nicht bekannt. Dagegen stiegen im Bereich der späteren Ränder des Oberrheingrabens während der Oberkreide örtlich Basaltmagmen in Gängen auf. Solche treten auch im Freiburger Raum auf (Olivinnephelinite), meist im Bereich des Kristallinen Grundgebirges (z. B. Sternwald, Schloßberg, Hirzberg, Uhlberg, Attental; Abb. 10 u. Beil. 1).

## 2.4 Känozoikum

### 2.4.1 Entwicklung des Oberrheingrabens

Mit dem vor 65 Millionen Jahren begonnenen und bis heute dauernden Känozoikum (Erdneuzeit) kam die Zeit, in der nach und nach die Strukturen der heutigen Landschaft entstanden. Im Zusammenhang mit den tektonischen Vorgängen bei der Entstehung der Alpen<sup>3</sup> wurde die Erdkruste im Bereich des heutigen Oberrheingrabens und des Rheinischen Schiefergebirges allmählich schildförmig gehoben und gleichzeitig gedehnt (sogenannter Rheinischer

Schild). Dabei bildeten sich im Scheitelbereich dieser weitgespannten Struktur im Oberrheingebiet in NNE–SSW-Richtung verlaufende Bruchstrukturen, für die ältere Anlagen vermutet werden (HÜTTNER 1991: 24 f.). Der Bereich zwischen den Brüchen fing an einzusinken, womit der Oberrheingraben erstmals in Erscheinung trat. Dies war im Alttertiär, genauer im mittleren Eozän, vor knapp 50 Millionen Jahren. Seither gingen Absenkung und Verbreiterung des Grabens, von einer zeitweiligen Hebungsphase im Miozän und damit verbundener vulkanischer Aktivität abgesehen (Kaiserstuhl, s. unten), unter fortschreitender tektonischer Zerstückelung durch immer zahlreichere Verwerfungen bis zum heutigen Tage weiter.

Beide Bewegungen des Grabens, die vertikale und die horizontale, haben inzwischen jeweils Beträge um 5000 m erreicht, woraus man – bezogen auf die Gesamtdauer der Bewegungen – Durchschnittsraten von jeweils etwa 0,1 mm pro Jahr errechnen kann. Zeitweilig waren diese sicher auch höher (Kap. 3.1). Parallel zu diesen Vorgängen wurden (und werden heute noch) die beiderseitigen Grabenschultern immer weiter angehoben, wodurch im Zusammenwirken mit den Prozessen der Abtragung die heutigen Mittelgebirge Schwarzwald und Vogesen entstanden sind. Auf deren kristallinem Kern liegen nur noch Reste der einstigen, bis 1500 m mächtigen Decke aus Schichtgesteinen des Paläo- und vorwiegend Mesozoikums. Durch die Erosionsvorgänge wurde sie vor allem im Tertiär und Quartär abgetragen und das Gesteinsmaterial von Flüssen größtenteils in den Oberrheingraben verfrachtet und dort wieder abgesetzt (Sedimentmächtigkeiten 1800–3000 m). Im Graben überlagern diese Sedimente die mit in die Tiefe gesunkene und dort erhaltene prätertiäre Landoberfläche, die in den beiderseitigen Hochgebieten längst abgetragen ist. Von SITTLER (1969: Abb. 3), PFLUG (1982: Abb. 23, wiedergegeben auch in GEYER & GWINNER 1991: Abb. 101) und HÜTTNER (1991: Abb. 8) veröffentlichte, sogenannte abgedeckte geologische Karten der Tertiärbasis im Graben zeigen die Verbreitung der an der ehemaligen Landoberfläche anstehenden Schichten. Ein anschauliches Bild der Entwicklung des Oberrheingrabens im Freiburger Raum vermittelt Abb. 4.

<sup>3</sup> Diese Vorgänge waren ihrerseits Folgen der schrittweisen Öffnung des Atlantiks beim Zerbrechen des alten Riesenkontinents Pangäa ab dem Mitteljura (vor 170 Mio. Jahren): Die dabei neu entstandenen Eurasische und (Afrikanisch-)Adriatische Kontinentalplatten driften seit der Oberkreide bis heute aufeinander zu und kollidieren, wobei die sich dazwischen erstreckenden Ozeanbecken und ihre Sedimentfüllungen zusammengeschoben und z. T. verschluckt (subduziert) wurden. Ein Ergebnis dieser Vorgänge sind die aufeinander getürmten Deckenstapel des Alpengebirges, die geotektonisch teilweise quasi zu Afrika gehören (z. B. das Matterhorn und die Ostalpin-Decken), weil sich die (Afrikanisch-)Adriatische Platte auf die Eurasische Platte schiebt. Näheres hierzu beschreiben z. B. FRISCH & LOESCHKE (1990: Kap. 10.3), LABHART (1998) und SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER (1997: Kap. 5).

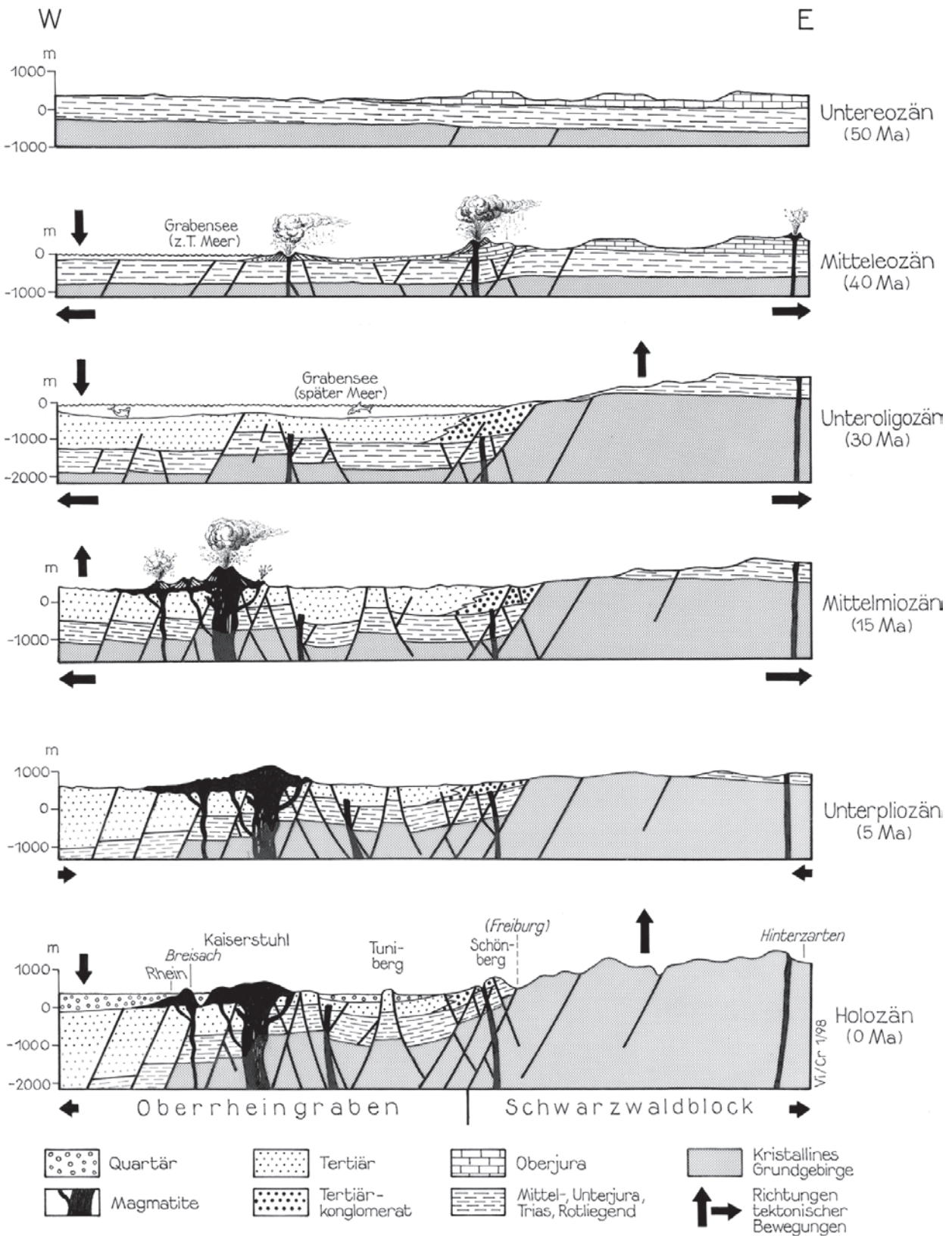


Abb. 4: Tektonische und morphologische Entwicklung des Oberrheingrabens im Freiburger Raum

Schematische Darstellung für sechs Zeitpunkte (nach SCHREINER in GROSCHOPF et al. 1996: Abb. 26, verändert); 1 Ma = 1 Million Jahre

## 2.4.2 Tertiär

Die Ablagerungen des Tertiärs sind in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit durch diese tektonische Entwicklung bestimmt. Während man aus dem Paläozän keine Sedimente – allenfalls Verwitterungsbildungen – kennt (dagegen im Südschwarzwald einzelne Tuffschlote aus dieser Zeit), sind die nachfolgenden Epochen, beginnend mit dem mittleren Eozän, durch teils mächtige Ablagerungen belegt. Die Schichtenfolge besteht vorherrschend aus grauen bis grünlichen, z. T. bunten Ton- und Mergelsteinen und enthält im Grabeninneren (westlich der Inneren Grabenrandverwerfung, Abb. 7) Anhydrit-, Gips-, Stein- und Kalisalzlager<sup>4</sup> sowie Erdöl- und Erdgasvorkommen (PLEIN 1993), dagegen Kalk- und Sandsteineinschaltungen sowie Konglomerate in den Randbereichen. Die Mächtigkeit dieser Schichten erreicht im südwestlichen Freiburger Raum (Grißheim–Hartheim) bis über 2000 m, nimmt aber gegen den Ostrand des Grabens auf wenige 100 m ab. Abgelagert wurden sie vorherrschend in großen, meist den gesamten, 300 km langen Graben erfüllenden Seen, in die das Abtragungsmaterial von den umgebenden Hochgebieten durch Flüsse hineintransportiert wurde. In deren Mündungsbereich entstanden im Obereozän und Unteroligozän große Schwemmkegel mit bis etwa 200 m mächtigen Konglomeraten, aus denen z. B. Gipfelregion und Westabhang von Schönberg und Hohfirst aufgebaut sind. Man kann sie dort als Hinterlassenschaften von Vorläufern der Dreisam bzw. Elz ansehen.

Bereits im Obereozän hatte der Grabensee zeitweise Verbindung zum Meer im Süden; der Freiburger Raum gehörte damals zu einer langgestreckten Meeresbucht, die fast bis Frankfurt reichte. Etwas später war es umgekehrt: Der Graben hatte erstmals Verbindung zum Nordmeer (GRAMANN & KOCKEL 1988: 432–436, Kt. 3 und 4). Im Mittel- und Oberoligozän wurde der Oberrheingraben vom Meer vorübergehend durchgängig geflutet, so daß einige Millionen Jahre lang eine 35–45 km breite Meeresstraße vom Molassemeer im Alpenvorland zum Nordmeer bestand. Sie war zu beiden Seiten von hohen Bergen gesäumt. Freiburg wäre damals, hätte es die Stadt schon gegeben, an der Meeresküste gelegen, eine ungemein reizvolle Vorstellung. Später, gegen Ende des Oligozäns, herrschte im Graben wieder zunehmend Brack- und Süßwassereinfluß vor, ehe das Land als Folge von Hebungen weitgehend trockenfiel. Dies geschah im südlichen

Graben, also auch im Freiburger Raum, bereits während des frühen, im nördlichen Graben während des späteren Untermiozäns, was am Fehlen von Sedimenten aus dieser Zeit ablesbar ist. Der Graben war damals morphologisch gegenüber seinen beiden Flanken nur wenig eingesenkt.

Schon zuvor, mit der beginnenden Absenkung des Oberrheingrabens im Eozän einhergehend, waren erneut vulkanische Aktivitäten aufgelebt. Davon zeugen zahlreiche basaltische Tuffschlote mit Durchmessern bis mehrere hundert Meter auch im Freiburger Raum, so am Schönberg und am Tuniberg (Abb. 11). Den abschließenden Höhepunkt des tertiären Vulkanismus im Oberrheingebiet markierten aber während der Hebungsphase im Unter- bis Mittelmiozän die Eruptionen der Kaiserstuhl-Vulkane, die vor etwa 18 Millionen Jahren einsetzten und bis vor 13 Millionen Jahren andauerten (zur tektonischen Situation s. Kap. 3.1). Nach heutiger Kenntnis muß man sich den Kaiserstuhl zu dieser Zeit als Vulkangruppe aus einem größeren Stratovulkan im Zentrum, der vermutlich einige hundert Meter höher als der Kaiserstuhl heute aufragte (WIMMENAUER 1978: 42), und mehreren kleineren Vulkanen in der Umgebung vorstellen (Limberg, Sponeck, Breisacher Münsterberg u. a.), die zeitlich abwechselnd Laven und Tuffe förderten. Diese entstammten hauptsächlich tephritischen, essexitischen und phonolithischen Magmen, die aus dem Erdmantel (Kap. 3.1) aufgestiegen sind. Im Zentrum des Kaiserstuhls drang der weltberühmt gewordene Karbonatit auf, ein magmatisches Kalkgestein. Neuere Gesamtdarstellungen finden sich dazu bei KELLER (1984) und WIMMENAUER (1989), über Forschungsbohrungen berichtete zuletzt MAUS (1995).

Geophysikalische Untersuchungen ergaben Hinweise auf weitere, heute verdeckte Ausbruchsstellen des Vulkankomplexes im Untergrund der Umgebung des Kaiserstuhls. Durch die nach dem Erlöschen der Vulkane einsetzende Erosion wurde der vulkanische Oberbau weitgehend entfernt, so daß der heutige Zustand des kleinen Gebirges nicht dem ursprünglichen entspricht (Abb. 5). Zudem ist der Kaiserstuhl größtenteils von einer mächtigen pleistozänen Löß- und Schwemmlößdecke verhüllt (Kap. 2.4.3). Sie verbirgt auch, daß sein östlicher Teil nicht von Vulkaniten, sondern von oligozänen Sedimentgesteinen, und der St. Michaelsberg im Nordostzipfel bei Riegel vom Hauptrogenstein des Mitteljuras aufgebaut wird (Abb. 10).

<sup>4</sup> Kalisalz wurde bis 1973 bei Buggingen bergmännisch gewonnen, heute wird es nur noch im Oberelsaß zwischen Mulhouse und Ensisheim abgebaut.





Abb. 5: Der Kaiserstuhl mit dem Totenkopf als Kulisse jenseits der Freiburger Bucht, im Vordergrund das aus Buntsandstein erbaute Freiburger Münster, gesehen vom Kanonenplatz auf dem Schloßberg

Die nachfolgende Zeit des Mittel- und Obermiozäns ist im nördlichen Oberrheingraben nur wenig, im südlichen Graben gar nicht durch Sedimente dokumentiert, was – wie schon erwähnt – auf überwiegende Hebung und Abtragung zu dieser Zeit hinweist. Auch aus dem Pliozän sind im Südgraben keine sicheren Zeugnisse nachgewiesen (abgesehen von Verwitterungsbildungen und einzelnen randlichen Schotterresten), während im Nordgraben mächtige Fluß- und Seesedimente abgelagert wurden. Oberpliozäne Schotter sind dagegen im Sundgau weit verbreitet erhalten. Damit und aus den regionalen Zusammenhängen heraus ist das damalige Flußnetz einigermaßen rekonstruierbar (Abb. 6). Es zeigt sich, daß eine bei den erwähnten Krustenbewegungen seit dem Untermiozän im Bereich Colmar–Kaiserstuhl–Emmendingen entstandene, den Oberrheingraben querende Schwelle als Wasserscheide wirkte. Nördlich davon sammelten sich die Gewässer aus den beiderseitigen Randgebieten des

Oberrheingrabens (z. B. Urfecht, Urkinzig) und strömten ab dem Mittelmiozän als neue Quellbäche des weiter im Norden schon vorher entstandenen Urrheins innerhalb des Grabens zur Nordsee (Kaiserstühler Rhein, SCHIRMER 1994: 183). Dies blieb so bis ins Unterpliozän vor etwa 4–5 Millionen Jahren.

Südlich der Kaiserstuhl-Wasserscheide entwässerten die aus den Südvogesen und dem Südschwarzwald in den Graben gelangenden Flüsse im Mittel- bis Obermiozän (über den Bereich des noch nicht aufgefalteten Schweizer Juras hinweg) nach Süden ins schweizerische Molassebecken vor dem Alpen-nordrand. Im Zusammenhang mit dem Entstehen der Aare-Donau im ausgehenden Obermiozän infolge erneuter tektonischer Bewegungen wandten sich diese Flüsse nach Südwesten in den Sundgau. Die Urelz und ihr Nebenfluß Urdreisam wurden so im Unterpliozän zu Quellbächen des Doubs und flossen zum Mittelmeer. In der Mitte des Pliozäns schloß sich die Aare an, die durch tektonische Vorgänge im Zusammenhang mit der Jurafaltung bei Waldshut von der Donau getrennt und nach Westen abgelenkt wurde. Dadurch entstand der Aare-Doubs, dessen Quellfluß Aare die oben genannten oberpliozänen Sundgauschotter aufschüttete.

Gegen Ende des Pliozäns kam durch das wieder einsetzende (und offenbar nach Norden kippende) Absinken auch des südlichen Oberrheingrabens einschließlich der Schwelle im Bereich des Kaiserstuhls eine neue, nach Norden gerichtete Tiefenlinie etwa in der Grabenachse zustande. Dadurch konnte die Aare mitsamt den Nebenflüssen aus dem Südgraben erneut abgelenkt werden und sich nun dem Urrhein anschließen. Die Urelz dürfte zunächst noch weiterhin (vielleicht bis ins Altpleistozän), der alten Richtung folgend, an Freiburg vorbeigeflossen und mit der Urdreisam zusammen erst südwestlich des Tunibergs in den neu entstandenen Aare-Rhein gemündet sein.

### 2.4.3 Quartär

Gegen Ende des Tertiärs waren die Großformen Südwestdeutschlands sichtbar, die Landschaft erhielt ihr heutiges Gesicht aber erst durch die geologischen und klimatischen Vorgänge im Quartär, der letzten Periode der Erdgeschichte, und hier insbesondere im Pleistozän. Diese auch als Eiszeitalter bezeichnete Epoche begann vor 2,6 Millionen Jahren und endete erst vor rund 12 000 Jahren (Unter-

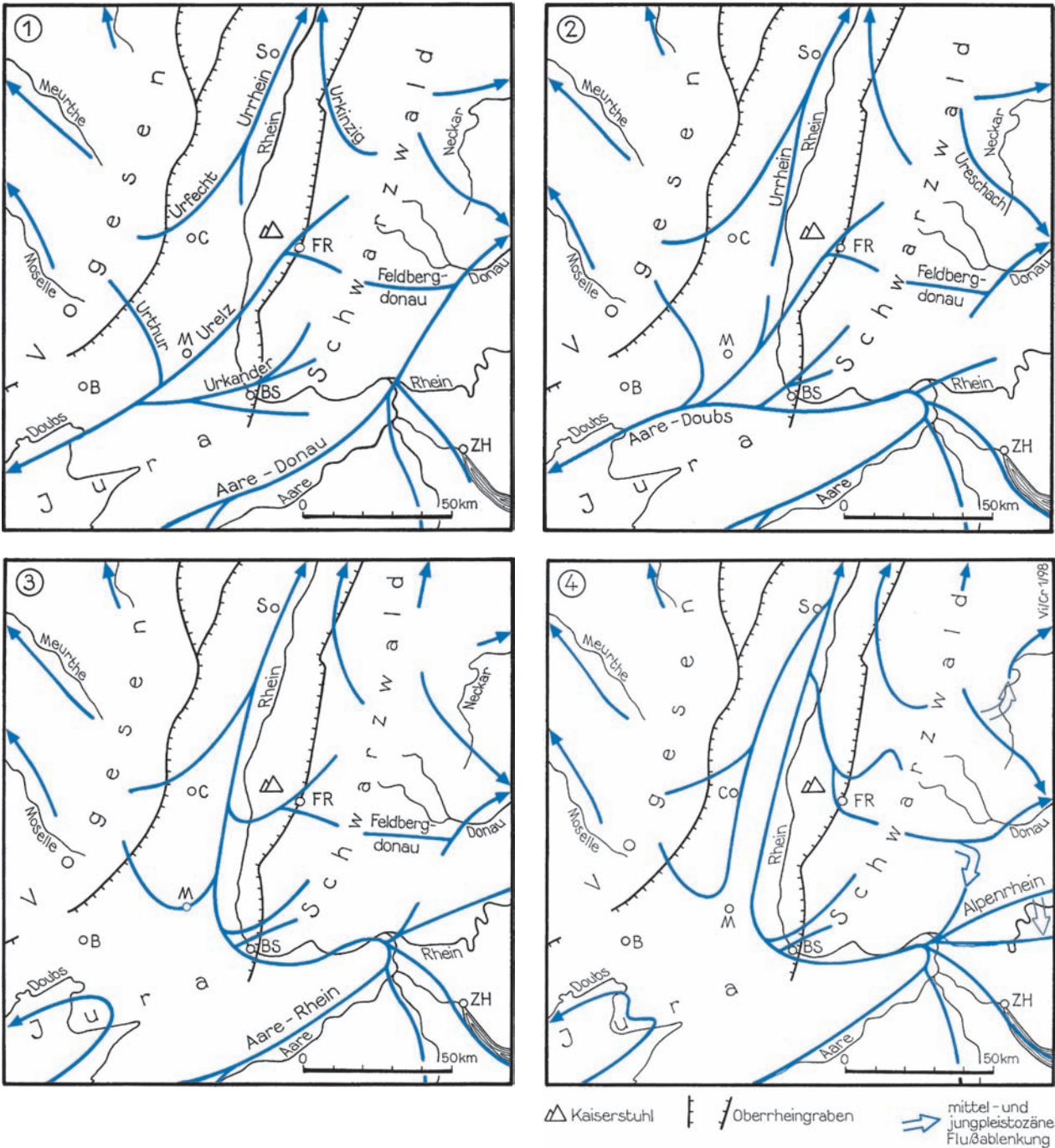


Abb. 6: Entwicklung des Flußnetzes im südlichen Oberrheingebiet während des Jungtertiärs und Pleistozäns

Nach VILLINGER (1998: Abb. 5, verändert), Abkürzungen von Städtenamen: B – Belfort, BS – Basel, C – Colmar, FR – Freiburg, M – Mulhouse, S – Strasbourg, ZH – Zürich; a – Obermiozän bis Unterpliozän. Zuvor, im Mittel- bis Obermiozän, flossen die Urelz und ihre Zuflüsse nach Süden ins Molassebecken. Schweizer Jura und Aare-Donau gab es noch nicht; b – Mitte des Pliozäns, nach der Ablenkung der Aare bei Waldshut zum Doubs (Aare-Doubs); c – Oberpliozän, nach der Ablenkung der Aare in den Oberrheingraben (Aare-Rhein); d – Frühes Altpleistozän, nach dem im späten Eopleistozän erfolgten Anschluß des vorher zur Urdonau fließenden Alpenrheins an den Aare-Rhein. Kleinere Flußablenkungen geschahen auch noch später im Mittel- und Jungpleistozän. Die letzte war die der Feldbergdonau zur Wutach vor knapp 20 000 Jahren.



Tab. 1: Gliederung des Quartärs in Südwestdeutschland

Altersangaben in tausend Jahren (ka). In den schematisch als Kaltzeiten ausgewiesenen Phasen war das Klima überwiegend kühl bis sehr kalt, es gab darin jedoch auch wärmere Abschnitte (nach VILLINGER 1998: Tab. 1, verändert).

Epoche	Klima <sup>1</sup>		Alter (ka)	Sedimentkomplexe <sup>2</sup>		Ablagerungen und Vorgänge	
	Subepoche						
Pleistozän	Holozän		0			Bodenbildung, Hauptlage, Hochflut-sedimente, Schotter, Auensedimente, Torf, Kalktuff, Fließerden, Hangschutt, Rutschmassen	
		Jungpleistozän	Spätwürm	12	Würm-komplex	Riß-Würm-Komplex	Niederterrassenschotter, Löss; im Alpenvorland u. Schwarzwald Moränen- u. Beckensedimente
			Hauptwürm	16			
			Älteres Würm	25			
			Gossau-Würm	70			
	U- u. M- Würm	70	Saulgau-Würm		Schotter, lokal Torf; im Alpenvorland Moränen- u. Seesedimente		
	Eem	115	Eem		Bodenbildung, Seesedimente, lokal Torf		
	Mittelpleistozän	Riß	Jungriß	130	Riß-komplex	Hochterrassenschotter, Löss; im Alpenvorland Moränen- u. Beckensedimente	
			Doppelwallriß				
			Älteres Riß			Schotter; im Alpenvorland Moränensedimente	
		Holstein	450	Holstein <sup>3</sup>		Bodenbildung, Seesedimente, lokal Torf	
	Altpleistozän	Cromer	Cromerkomplex			Tiefenerosion (Rinnen- u. Beckenbildung); Moränensedimente im Alpenvorland, lokal Torf; Schotter im Oberrheingraben und z. T. in seinen Seitentälern	
			Mindel	900	Mindelkomplex	Haslach-Mindel-Komplex	Jüngere, Mittlere und Ältere Deckenschotter sowie Moränensedimente im Alpenvorland; Tiefenerosion; Schotter im Oberrheingraben lokal in der Tiefe erhalten?
			Günz		Günzkomplex		
	Eopleistozän	Donau	Donaukomplex	1770	Biber-Donau-Komplex	Moränensedimente (nur lokal erhalten) und Älteste Deckenschotter im Alpenvorland; Sedimente im Oberrheingraben lokal erhalten?	
Biberkomplex							
	Biber		2600				

<sup>1</sup> Kaltzeit, meist mit zeitweiligen Vorlandvergletscherungen (Eiszeiten), schematisch; Warmzeit

<sup>2</sup> Untergliederung entwickelt im Alpenvorland

<sup>3</sup> Vertreten durch das sogenannte Samerberg-Holstein

gliederung s. Tab. 1) mit dem Übergang zum Holozän, der Nacheiszeit. Das Pleistozän ist gekennzeichnet durch drastische weltweite Klimaänderungen, deren Vorläufer sich schon im Miozän bemerkbar machten. In weiten Teilen der Erde, so auch im Freiburger Raum, sank die mittlere Jahrestemperatur während einiger Kaltzeiten in mehreren, jeweils etliche Jahrtausende langen und besonders kalten, sogenannten hochglazialen Phasen (den eigentlichen Eiszeiten oder Glazialen) um 10–15 °C ab. Dies führte mehrfach zu Vorstößen der Hochgebirgsgletscher bis weit in die Vorländer hinaus (z. B. Alpenvorland). Dazwischen erwärmte sich das Klima wiederholt kurzfristig auf heutige Werte oder war sogar wärmer (Warmzeiten oder Interglaziale).

Zumindest während der beiden letzten Kaltzeiten (Riß, Würm) waren auch der Südschwarzwald und die südlichen Vogesen mehrmals vergletschert. Die Ausdehnung dieser Vergletscherungen ist in den Übersichtskarten von BRUNNER et al. (1998) und GROSCHOPF (1998) dargestellt (s. dazu auch ELLWANGER et al. 1995, SCHREINER 1997, GROSCHOPF & VILLINGER 1998: Kap. 3.4.2 sowie LESER & METZ 1988). Im Freiburger Raum bedeckte das Eis den Schauinsland und den Hinterwaldkopf als nordwestliche Ausläufer einer Südschwarzwälder Eiskappe, deren Zentrum das Feldbergmassiv war. Würmzeitliche Talgletscher stießen ins hinterste Bohrerental und Kappeler Tal, ins Zastlertal und im Rotbachtal bis etwa zum Hirschsprung vor. In den vorangegangenen hochglazialen Phasen des Riß reichten die Gletscher noch weiter talabwärts; das Günterstal und das Zartener Becken oder gar das Dreisamtal haben sie aber nach heutigem Kenntnisstand nicht erreicht. Für noch ältere Vergletscherungen läßt sich das jedoch nicht ausschließen, denn neuerdings gibt es Anzeichen für besonders weite cromerzeitliche Vorstöße zumindest der Alpengletscher.

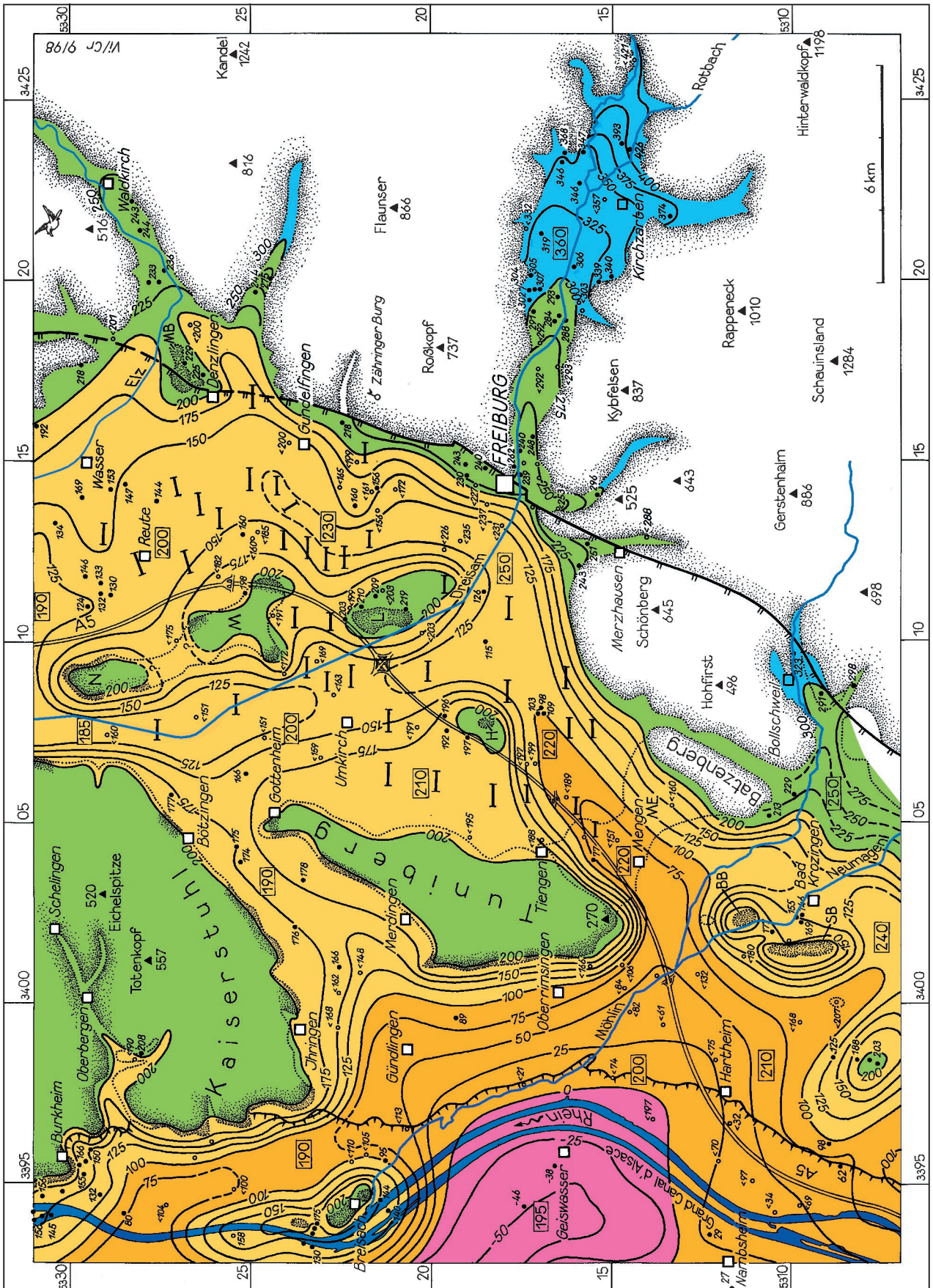
Während des gesamten Quartärs wurden die Flanken des Oberrheingrabens, bis heute anhaltend, stark herausgehoben. Dadurch entstanden Schwarzwald und Vogesen als Mittelgebirge, während der Graben generell weiter absank und immer noch absinkt (Kap. 3.1). Nach dem Anschluß der großen alpinen Flüsse Aare (im Pliozän) und vor allem Alpenrhein an das Rheinsystem (Ende des Eopleistozäns, VILLINGER 1986, 1989, 1998) gelangten im Laufe der zahlreichen Kaltzeiten des Pleistozäns riesige Mengen an Abtragungsmaterial aus den Alpen in den Oberrheingraben. Dort wurden sie in Form von z. T. mehrere hundert Meter mächtigen Sedimenten, meist Schottern, auf der in die Tiefe sinkenden Land-

oberfläche aus älteren Festgesteinen (Südgraben) bzw. auf pliozänen Lockersedimenten (Nordgraben) abgelagert. Nach BARTZ (1974: Abb. 1) sind die Mächtigkeiten in drei Teilbecken mit stärkerer Senkungstendenz am größten: westlich und südwestlich des Kaiserstuhls im linksrheinischen Gebiet (bis 250 m), westlich Offenburg (> 150 m) und im Raum Heidelberg–Mannheim (200–400 m). Nach neuesten Überlegungen könnten bei Heidelberg vielleicht sogar > 1000 m Quartär vorhanden sein. Die Schotter des Oberrheingrabens enthalten heute die größten Grundwasservorkommen Baden-Württembergs.

Auch aus den Vogesen und aus dem Schwarzwald wurde reichlich Abtragungsschutt (entstanden bei eiszeitlicher Frostsprengung und Gletscheraktivität sowie intensiver Tiefenerosion durch die Gewässer) in den Graben verfrachtet. Durch die z. T. in Mündungsschwemmkegeln (Kap. 4.1) abgesetzte Geröllfracht von Dreisam, Elz und anderen Schwarzwaldflüssen wurde das vor allem im Jungtertiär entstandene Schollenmosaik der Freiburger Bucht (Kap. 3.1), bestehend aus alttertiären und mesozoischen Gesteinen, großenteils verschüttet (größte Schottermächtigkeit 125 m in der Thermalwasserbohrung Freiburg II). Tuniberg, Nimberg, Lehener Bergle und andere Bruchschollenhügel erheben sich daher z. T. kaum noch über die heutige Ebene, die weitgehend der Aufschüttungshöhe der in der letzten Eiszeit entstandenen Niederterrasse entspricht.

Vor der Aufschotterung war das Relief wesentlich stärker, wie Abb. 7 zeigt. Die dort zu erkennenden tiefen Rinnen sind vermutlich gegen Ende des Altpleistozäns durch Zusammenspiel von tektonischen Bewegungen und Flußerosion entstanden. In Analogie zum Alpenvorland und anderen Gebieten waren dabei wohl auch die klimatischen Umstellungen im ausgehenden Altpleistozän mitbestimmend: Durch sie wurde eine Phase starker Erosion, vermutlich verbunden mit weiten Gletschervorstößen, und nachfolgender Aufschotterung ausgelöst (Cromer-komplex, Tab. 1, s. auch Kap. 4.1). Die in Abb. 7 dargestellte Basisfläche dieser Lockergesteine entspricht deshalb wohl etwa der ehemaligen Landoberfläche zu Beginn der Aufschüttung. Deutlich ist, daß zu dieser Zeit die Entwässerung der Freiburger Bucht noch nach Südwesten durch die Urelz erfolgte, die vielleicht im Raum Geiswasser den Rhein erreichte. Im tiefer abgesunkenen Westteil der Grabenrandzone (Kap. 3.1) bildet vor allem Tertiär die Lockergesteinsbasis, während im stärker abgetragenen Ostteil hauptsächlich Jura und Keuper im Liegenden anstehen (Abb. 12: Schnitte 1–4).







Der wohl in den Cromerkomplex zu stellende untere, meist mächtigere Abschnitt der quartären Schotterfüllung ist reich an Schluff und verwittertem Geröllmaterial, besonders dort, wo dieses aus dem Schwarzwald stammt. Diese durch sogenannten Faulen Kies charakterisierten Ablagerungen werden neuerdings nach ihrem typischen Verbreitungsgebiet als „Breisgauschichten“ bezeichnet. Vermutlich lag das Material zuvor in Form mächtiger Verwitterungs- und Hangschuttdecken auf dem Kristallinen Grundgebirge, wurde dort abgetragen und in die tiefen Erosionsrinnen verfrachtet. Durch fortschreitende, z. T. völlige Zersetzung eines Großteils der verwitterten Kristallingerölle zu Grus, Sand und Schluff entstand darin der Faule Kies. Der jüngere, obere Abschnitt der Schotterfüllung besteht aus „frischem“, d. h. unverwittertem und schluffärmerem Kies. Diese „Jüngeren Schotter“ sind nach neuester Ansicht vermutlich ein Äquivalent des Riß-Würm-Komplexes im Alpenvorland (Tab. 1), sie enden oben mit den würmzeitlichen Niederterrassenschottern. Die Zweiteilung in Breisgauschichten unten und Jüngere Schotter oben gilt auch für die Schotterfüllungen des Dreisamtals und des Zartener Beckens (Kap. 4), die – von randnahen Bereichen abgesehen – jeweils Mächtigkeiten um 30–60 m erreichen (vgl. EHRMINGER 1993: Abb. 4, GROSCOPF & STENGER 1985: 79) und ebenfalls von bedeutenden Grundwassermengen erfüllt sind (Kap. 5.2). Abb. 8 zeigt einen Schnitt durch die Schotterfüllung im Bereich des Wasserwerks Ebnet der Stadt Freiburg.

In der letzten Eiszeit, zur Zeit des Hauptwürms, überflutete der Rhein eine flache Wasserscheide zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg und umfloß fortan, wohl bis zum Beginn des Holozäns, den Kaiserstuhl auch auf der Ostseite (Ostrheinrinne, Abb. 12: Schnitte 1 u. 2,

Abb. 16). Nachzuweisen ist dies durch alpin geprägte Niederterrassenschotter von 10–25 m Mächtigkeit. Da der Mensch wohl spätestens im Mittelpaläolithikum (130 000–40 000 Jahre vor heute) auch im Freiburger Raum anwesend war, wird er diese Entwicklungen wahrgenommen haben, womöglich war er auch unmittelbar davon betroffen. Bei Hochwasser ist vermutlich bis ins späte Mittelalter Rheinwasser durch die ehemalige Ostrheinrinne geflossen (BANGERT 1958, KAYSER & MÄCKEL 1994). Der Überlauf in die Ostrheinrinne erfolgte zwischen Grezhausen und Gündlingen.

Während der hochglazialen Phasen wurde aus den weithin freiliegenden Schotterflächen des Oberrheingrabens und anderer Gebiete durch den Wind Feinmaterial ausgeblasen. Dieser Staub setzte sich in windstillen Bereichen wieder ab, was z. B. im Kaiserstuhl zu einer bis über 60 m mächtigen Decke aus Löß und Schwemmlöß über den vulkanischen Gesteinen führte, wobei auch Dünen aufgeweht wurden (SCHÄDEL 1997). Aus noch mächtigeren Löß- und Lehmlagerungen – und nicht aus präquartären Festgesteinen, wie man angesichts des Hügelcharakters meinen könnte – besteht die Mengener Brücke zwischen Tuniberg und Batzenberg (bei Munzingen 140 m erbohrt), durch welche Staufener und Freiburger Bucht morphologisch voneinander getrennt werden. Eine ähnliche Lößbrücke könnte Nimberg und Marchhügel miteinander verbinden (zwischen Neuershausen und Holzhausen, Abb. 7), doch ist hierüber nichts Konkretes bekannt.

In der Endphase der letzten Kaltzeit, im Spätwürm, wurden bei Überschwemmungen örtlich noch geringmächtige Hochflutlehme und abschließend weitverbreitet eine dünne Lößlage (Haupt- oder Decklage



Abb. 7: Karte der Lockergesteinsbasis im Freiburger Raum

Die Konstruktion erfolgte nach Bohrergebnissen und mit Hilfe geophysikalischer Meßergebnisse (HOMILIUS & SCHREINER 1991: Taf. 4–6), im linksrheinischen Gebiet unter Verwendung der Angaben des BRGM (1977/78), im Zartener Becken unter Berücksichtigung von EHRMINGER (1993: Abb. 3) und FRIEG (1987: Abb. 13). Zur Verdeutlichung des Basisreliefs sind die 100-m-Höhenstufen farbig angelegt.

In der Legende nicht aufgeführte Signaturen s. Abb. 11. Die Bezeichnung Lockergesteinsbasis anstatt Quartärbasis wurde gewählt, weil nicht auszuschließen ist, daß sich im basalen Teil der Lockergesteine örtlich auch Sedimente pliozänen Alters verbergen. Die vergleichsweise geringmächtigen Lockergesteine über den Kristallingesteinen des Schwarzwalds (quartäre Deckschichten usw.) sind nicht berücksichtigt.

—100— Linie gleicher Höhe der Lockergesteinsbasis (mNN),  
 - - - - - meist gleich Quartärbasis, gerissen = vermutet

• 173 Lockergesteinsbasis erbohrt (mNN)

○ < 25 Lockergesteinsbasis nicht erreicht (Endteufe mNN)

▲ 866 Geländehöhe ≈ Lockergesteinsbasis im Bergland (mNN)

190 Geländehöhe in der Ebene (mNN)

— Hinweis auf Höhe der Lockergesteinsbasis nach geophysik. Messungen

— Erosionsrand der Rhein-Niederterrasse (Ostrand der Rhein-Aue)

○ Morphologische Grenzen von Hügeln und Tälern

■ Präquartäre Gesteine an der Oberfläche anstehend

— Hauptverwerfung

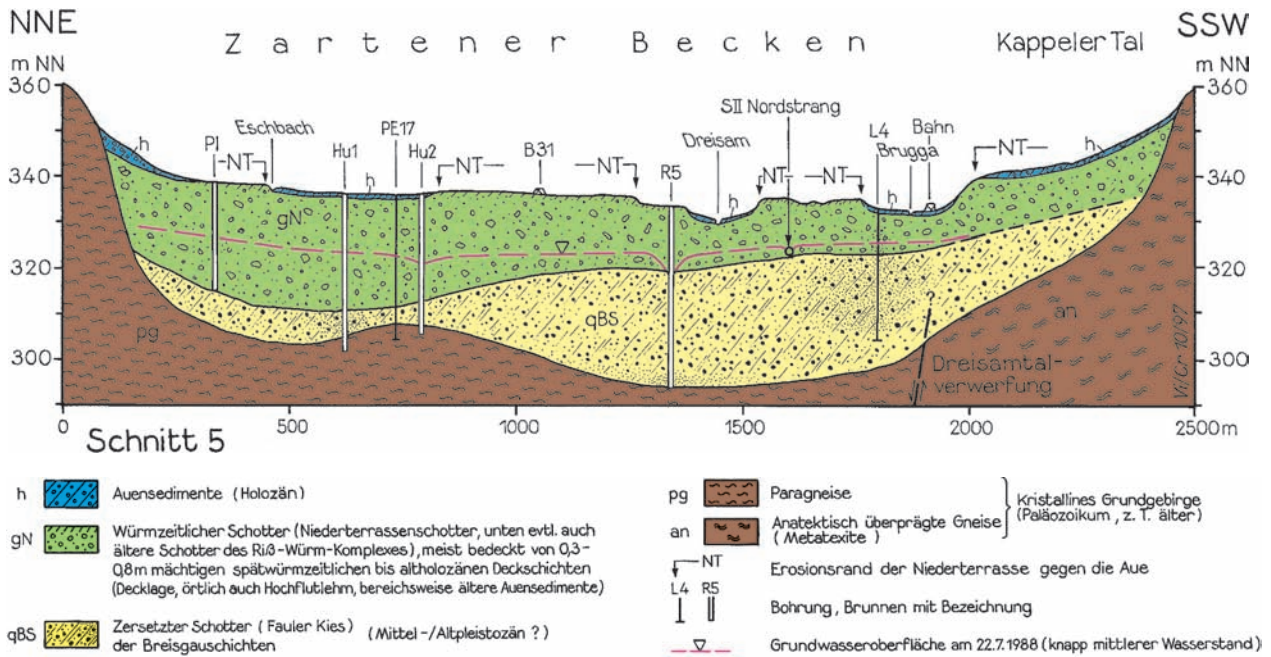


Abb. 8: Geologischer Schnitt (5fach überhöht) durch das Zartener Becken im Bereich der Fassungsanlagen des Wasserwerks Ebnet

Nach HERDEG (1993: Abb. 8, verändert). Verlauf der Schnittlinie s. Abb. 11. Die Bezeichnung S II Nordstrang bezieht sich auf einen Grundwassersammler des Wasserwerks. Angaben zu den holozänen und spätwürmzeitlichen Deckschichten nach neuen bodenkundlichen Untersuchungen des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg

der Jüngeren Dryas als Auftauboden am Ende einer letzten, kurzen Permafrostphase) über dem Niederterrassenschotter abgelagert (Abb. 9). Als die eiszeitliche Schuttanlieferung allmählich aufhörte, begannen sich die Flüsse in die Niederterrassen unter Ausbildung von Erosionsrändern einzutiefen, was sich im Holozän verstärkte (Kap. 4.1). In den dabei entstandenen Auenbereichen lagerten sich schließlich im Holozän bis wenige Meter mächtige, kiesige bis lehmige, z. T. torfige Auensedimente ab, oft bis in jüngste Zeit durch anthropogene Eingriffe verstärkt (Rodung mit nachfolgender Abschwemmung, vgl. BLUDAU & FELDHOF 1997). Als jüngste geologische Einheit entstanden in historischer Zeit anthropogene Aufschüttungen (s. dazu Kap. 4.1 u. 6.4).



Abb. 9: Übergang des Niederterrassenschotters (unten) in die darüber folgende verwitterte lehmige Decklage im Keller des Gebäudes Oberlinden 14 in Freiburg i. Br.

Auf der Decklage gründet eine zum Komplex des ehemaligen Grafenhofs gehörende Wackenmauer, vermutlich aus der Zeit um 1000 n. Chr.