



# Paläoökologie und Fossilagerstätten



## Paläoökologie und Fossilagerstätten

Hat man im 19. und frühen 20. Jahrhundert die Fossilien des Lettenkeupers vor allem isoliert betrachtet, sie nach ihren Merkmalen beschrieben und schließlich versucht, sie ins System der Organismen einzuordnen, so ist in den vergangenen Jahrzehnten eine ökologisch ausgerichtete Sichtweise hinzugekommen. Man sieht die Fossilien

heute im Zusammenhang mit dem sie umgebenden Sediment, untersucht ihre Erhaltungsbedingungen und schließt auf das Zusammenleben der einstigen Organismen in ihrer Umwelt. Dieser paläoökologischen Sichtweise sind natürlich enge Grenzen gesetzt, denn im Fossilbericht ist naturgemäß nur ein geringer Teil der Arten erhalten, welche zu den ehemaligen Lebensgemeinschaften gehörten. Was keine mineralisierten Skelette hatte, ist in der Regel verloren gegangen und im Fossilbericht nicht erhalten geblieben. Dennoch lassen sich aus dem Vorhandenen erstaunliche Rückschlüsse ziehen, zum Beispiel auf die Wirkung von Wildfeuern, von Insektenfraß an Pflanzen, selbst auf die Rekonstruktion von Nahrungsketten unter den Wirbeltieren in den Gewässern des Lettenkeupers.

Solche Überlegungen wären kaum möglich, wenn es nicht unter besonderen Umständen zur Entstehung außergewöhnlicher Fossilagerstätten gekommen wäre. Die Fundstellen von Kupferzell oder Vellberg gehören zum Typus der Konservatlagerstätten, in denen zusammenhängende Wirbeltierskelette ein Plus an Information über den Bau dieser Tiere und ihre Rekonstruktion gestatten. Die häufigen Bonebeds des Lettenkeupers überliefern dagegen Massen isolierter Zähne, Schuppen und Knochen, die durch sedimentologische Prozesse in dünnen Schichten konzentriert wurden. Weil jede dieser Lagerstätten ihre Besonderheiten hat, werden die wichtigsten einzeln beschrieben.

Um die Entstehung der Fossilagerstätten zu verstehen, muss man sie sedimentologischen Analysen unterziehen. So wurde ein Bild von der Entwicklung der Fazies, der Gesteinsausbildung, entworfen, das in ein raum-zeitliches Muster von den Ablagerungsbedingungen in der ausgehenden Mitteltrias Mitteleuropas mündet. Dadurch wird verständlich, wie sich die sandgefüllten Flussarme des Lettenkeuper-Deltas erosiv in ältere Schichten eintiefen, sich seitlich verlagerten und wie sich in abgeschnittenen Totarmen Pflanzenmaterial ansammelte und zu Kohleflözen verdichtete. Dadurch wird auch verständlich, wie die Massen von aufgearbeiteten Knochen und Schuppen über lange Zeiträume zu Bonebeds akkumulierten, und wie in Süßwasser- und Brackseen zusammenhängende Wirbeltierskelette erhalten bleiben konnten.



*Costatoria goldfussi*, ein zuverlässiger Anzeiger für abweichende Salinität. Foto H. HAGDORN.

## 13. Fazies und Ablagerungsräume des Lettenkeupers

Edgar Nitsch

### Abstract

Despite of its low thickness, the Lower Keuper encompasses a great diversity of facies and lithologies. Its depositional environments include fluvial, lacustrine and pedogenic associations as well as estuarine, restricted-marine and evaporitic settings ranging from limnic to hypersaline and terrestrial conditions. Significant facies changes often occur abruptly upsection as well as laterally. To make things worse, fluvial or estuarine channels cut erosively into the succession, originating in different stratigraphic levels, and often make lithostratigraphic correlations even of nearby sections somewhat challenging. These diverse depositional and also biotic environments are interpreted in terms of a late Ladinian fluvial system that transported sand and mud, derived from the Fennoscandian Massif to the North, across most of the Germanic Basin southward into a shallow brackish-marine and temporarily isolated peri-Tethyan seaway characterised by muddy carbonates and some evaporate horizons. Marine incursions from the South are mostly restricted to Southern and Central Germany but encroached to parts of Northern Germany at the beginning and at the end of the Lower Keuper deposition. Overall thicknesses are at a maximum of > 150 m in the northern proximal facies, due to high subsidence in the North German depocentre, and decrease subsequently to less than 20 m in the distal facies associations at the farthest reaches of fluviodeltaic sand deposition near the Swiss border in the South.

In this chapter, the sedimentary inventories of the three major facies complexes are described and analysed in detail: (1) a fluvial facies complex with channel sediments and floodplain fines, palaeosols and minor coal formation, including estuarine channel fills and palustrine mudstones to the South; (2) a brackish lake to brackish-marine facies complex mostly composed of mudstones, poorly fossiliferous dolomites and sheet sands; (3) a marine incursion facies complex including bioclastic carbonates with a restricted-marine fauna, resedimented clastics, marine bonebed formation, and evaporites. These facies complexes can be attributed to floodplain-to-deltaic wetlands with rivers, lakes, swamps and patches of dryland, in some aspects comparable to the Florida Everglades and properly called 'Keuperglades', prograding into a huge body of brackish water that had only intermittent connection to the sea and repeatedly underwent rapid changes in water level even down to temporary emersion. Restricted marine environments established for several times in parts of the basin during short intervals, presumably during short-term highstands of sea-level, but at any time graded into brackish-water or evaporitic environments soon after.

### 1. Einführung

Der Lettenkeuper ist eine der komplexesten Schichtfolgen des mitteleuropäischen Mesozoikums. Sein fazielles Spektrum umfasst Rinnensande breiter Süßwasserflüsse und brackischer Flussmündungen, wurzelreiche Bodenbildungen und Sumpflandkohlen, Brackwasserschlämme mit Trocknungsrissen, sturmdurchwühlte Meeresablagerungen, eingetrocknete Lagunengipse und vom Wind glatt gehobelte Gipskrustenböden. Der Wechsel zwischen Süßwasserablagerungen voller Pflanzenreste und Salzwasserabsätzen mit Meeresfauna, zwischen Ruhigwasserschlämme und Bodenbildungen fluktuiert über die Schichtfolge mit geradezu frapperender Geschwindigkeit (Abb. 13.1). Kein Meter Sediment ist wie der nächste, oft folgen die Extreme in kaum handbreiten Schichten aufeinander, oft sind sie sogar im selben Gestein zugleich als sedimentäre und als davon ganz verschiedene frühdiagenetische Fazies dokumentiert.

Doch so regellos die Milieuwechsel im einzelnen Aufschluss auch erscheinen mögen, in der geographischen und stratigraphischen Abfolge der Ablagerungsmilieus zei-

gen sich Muster, die eine Deutung erleichtern. Dabei treten wechselnde Aspekte in den Vordergrund, je nach dem Maßstab und der räumlich-zeitlichen Auflösung, mit der man die Sedimentationsgeschichte untersucht. Mit der folgenden Darstellung sollen die Ablagerungsräume und die Bildungsgeschichte des Unteren Keupers nach dem Stand der Forschung vorgestellt werden – insbesondere im Hinblick auf die Rückschlüsse, die sich daraus auf die Lebensräume jener Tiere und Pflanzen ergeben, deren Reste wir heute als Lettenkeuper-Fossilien vorfinden.

### 2. Überblick

Betrachtet man die Formation als Ganzes, mit einer Zeitauflösung, die sich in Jahrtausenden versteht, lässt sich der Lettenkeuper durchaus als die Bildung eines großen Deltas auffassen, das sandbringende Flüsse in ein schwindendes Muschelkalk-See hinein vorgeschüttet haben. Schon SANDBERGER (1867) und ähnlich FRAAS (1899) hatten an ein „Marschland“ gedacht, das durch den abgesetzten Sand aus dem Meer hervorwuchs, und entsprechend



**Abb. 13.1** Wechselfolgen von grauen Ton- und Schluffsteinen mit Sandsteinen und Dolomitsteinbänken prägen das Bild des Unteren Keupers in fast ganz Deutschland. Immer wieder sind auch tonige Kohlelagen eingeschaltet, auf die sich die bekannten informellen Namen ‚Lettenkohlenkeuper‘ oder ‚Kohlenkeuper‘ beziehen, vorherrschend sind jedoch die Tonsteine, nach denen auch vom ‚Lettenkeuper‘ die Rede ist. Im Bild ein Profil des Unteren Keupers vom Estherienton bis zu den Anoplophoradolomiten in Kirchberg-Zwingelhausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992.

waren die Lebensräume des Lettenkeupers immer wieder als „Sumpfland“ an der Grenze von Land und Meer dargestellt worden (KELBER 2009). FRANK (1928) malte schließlich das Bild eines Deltas mit engräumigem Nebeneinander von Flussarmen, Sumpfland und Meeresküsten. Als Liefergebiet der Sande vermutete man damals noch das nahe Vindelizische Land im Südosten, ein Abtragungsgebiet der Triaszeit, das heute tief unter den Jura- und Molassesedimenten des Alpenvorlands begraben liegt.

PATZELT (1964) konnte jedoch zeigen, dass die Lettenkeuper-Sandsteine im Beckeninneren zwar nach Gehalt und Zusammensetzung ihrer Schwerminerale über weite Gebiete sehr einheitlich erscheinen, darin aber von den Sandsteinen nahe am vindelizischen Beckenrand abweichen. Auch die Vorschüttungsrichtungen, dokumentiert

in den Schrägschichtungsmustern, weisen in ganz Süddeutschland auf einen Sediment-Transport von Nordost nach Südwest. Die Sande der Lettenkeuper-Flüsse kamen demnach aus Norden. Das Abtragungsgebiet, das diese Sande lieferte, muss nördlich des Germanischen Beckens gelegen haben, im Fennoskandischen Hochland. Für einige Glimmerblättchen und Zirkonkörner, die mit dem Sand abgelagert worden sind, ließ sich das Bildungsalter bestimmen und damit das Alter der Gesteine, aus denen sie vor dem Transport herausgewittert waren. Sie stammen offenbar aus Gesteinen des Kaledonischen Gebirges und aus Vulkaniten des Oslograbens im heutigen Norwegen (KÖPPEN 1997; PAUL & AHRENDT 1998; KÖPPEN & CARTER 2000; PAUL et al. 2008, 2009).

Die Faziesverteilung im Becken stimmt mit diesem Ergebnis gut überein. Weit im Norden, in Schweden, Dänemark und im Ostseegebiet, fanden sich in Tiefbohrungen fluviatile Sandsteine und sogar Konglomerate in den altersgleichen Schichten der Tønder-Formation und ihrer Äquivalente (BEUTLER 2005c; FRANZ 2008; BACHMANN et al. 2010). Südlich davon, in Mecklenburg, Brandenburg und Sachsen-Anhalt, wie auch im nördlichen Niedersachsen, herrschen im Unteren Keuper Süßwassersedimente vor, die in Flüssen, Tümpeln und Seen abgelagert wurden (BEUTLER & TESSIN 2005). Ein großer Teil dieser Sedimente zeigt Spuren von Bodenbildung, wie knollige Karbonat- und Gipskrusten oder fleckenhafte Rotfärbung durch fein verteilte Eisenabscheidungen.

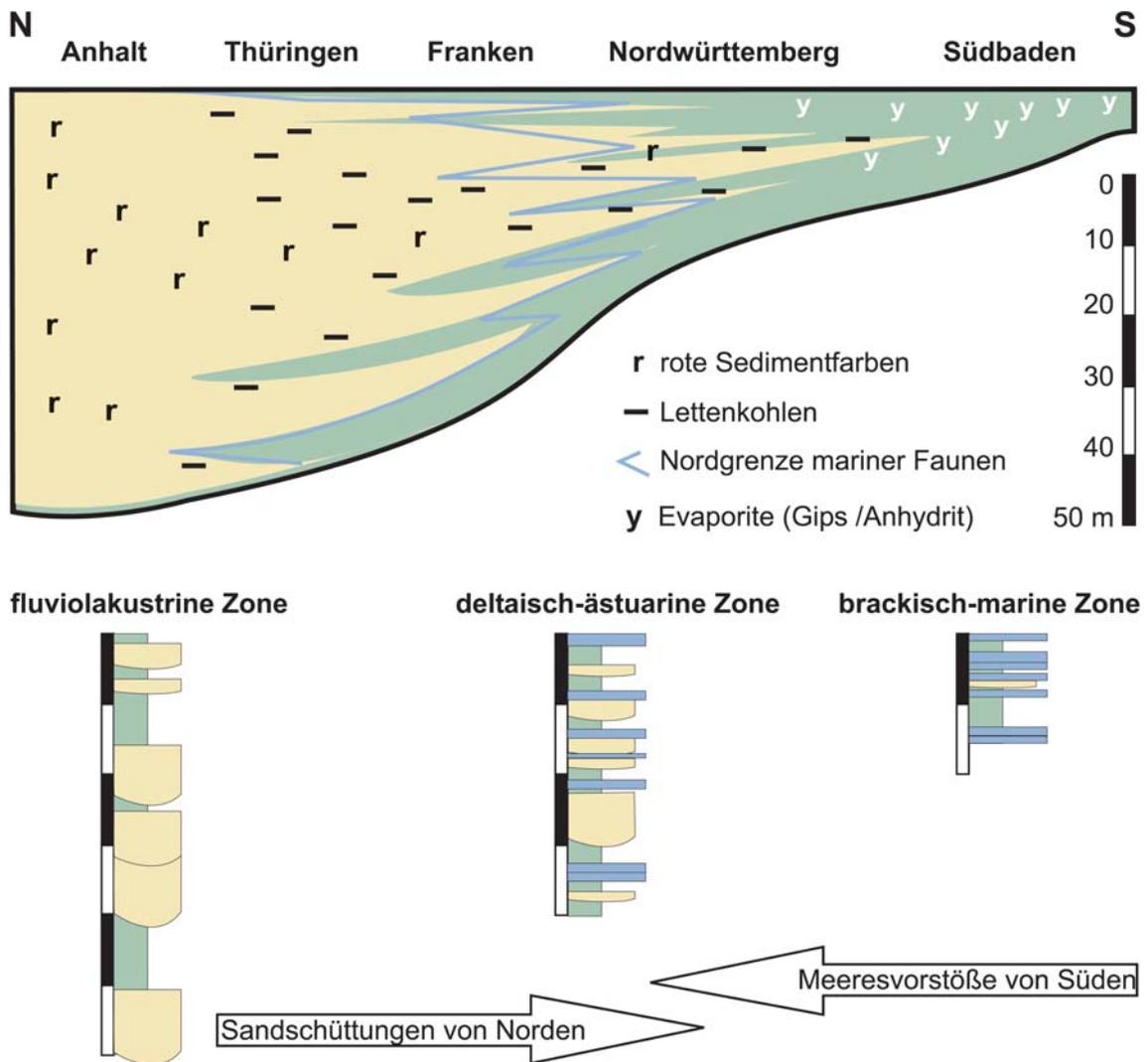
Auch noch in Thüringen und Franken finden sich fluviatile und lakustrine Sedimente (vgl. Kasten S. 289). Sie sind vor allem im mittleren Teil der Formation zu teils roten, häufiger aber blaugrauen oder grünen Paläoböden überprägt. An vielen Stellen haben Moorböden schwarze, unreine Kohlen hinterlassen. Diese nördlich des Harzes noch eher seltenen Lettenkohlen erreichen in Thüringen ihre größte Häufigkeit und sind dort über fast das ganze Lettenkeuper-Profil verteilt. In Westfalen, Anhalt und Thüringen tritt nun aber ein neues Element in den Reigen der Faziesfolgen, das nach Süden zu immer mehr hervortritt:

**Abb. 13.2** Von Nord nach Süd ändert sich die Fazies des Lettenkeupers von einer 50 bis 100 m mächtigen, von fluviolen Rinnen geprägten Abfolge mit wenigen lakustrinen bis marinen Einschaltungen in eine weniger als 20 m mächtige marin und brackisch geprägte Fazies aus flachen Schichtbänken, in der Rinnensedimente eine immer geringere Rolle spielen. Oben: Rinnensandsteine der mittleren Erfurt-Formation (S 2 - K o m p l e x) zwischen Lauterbach und Mihla (Hainich, Thüringen); Foto H. HAGDORN 1989, Bildhöhe etwa 8 m), Mitte: Die Erfurt-Formation bei Öhringen-Unterohrn (Hohenlohe, Baden-Württemberg), die Abraumsohle im Vordergrund ist die Muschelkalk-Obergrenze, an der Grasnarbe stehen die *Lingula-Dolomite* an. Der Pfeil verweist auf die erosiv unter der Schlammrinnenfazies der Sandigen Pflanzenschiefer gekappte Albertibank (Foto H. HAGDORN 2012, Bildhöhe etwa 20 m). Unten: Erfurt-Formation am Nollinger Berg bei Rheinfeld-Eichsel (Hochrheingebiet, Baden-Württemberg). Die hellgrauen Dolomitsteine unten gehören zum Trigonodusdolomit des Oberen Muschelkalks (mo), die gelbbraun verwitternden Dolomitbänke darüber zum Lettenkeuper (ku); die Grenze zum Mittleren Keuper liegt knapp außerhalb des Bildrandes an der Obergrenze des Aufschlusses. Dem insgesamt über 10 m mächtigen ‚S2-Komplex‘ des Oberen Bildes entspricht am Nollinger Berg der 1,3 m mächtige Tonhorizont der Sandigen Pflanzenschiefer (mit einer 5 cm mächtigen Sandsteinlage) in der Mitte des Profils und etwa 2 m Dolomit-Tonstein-Wechselfolge darüber (Foto E. NITSCH 2012).



Tonschlämme und Karbonatsedimente mit einer Brackwasserfauna aus Schalenkrebse (Conchostraken, Ostakoden), phosphatschaligen Brachiopoden (Linguliden) und Brackwassermuscheln (vor allem *Unionites* und „*Anodonta*“). Sie bilden dünne Zwischenlagen aus Tonsteinen und Dolomitsteinbänken, die sich immer wieder zwischen die Vorstöße der sandigen Flussebenen und Lettenkohlen einschalten (Abb. 13.3–13.4). Weiter nach Süden, nach Franken hinein, nehmen Teile dieser Karbonatbankhorizonte allmählich marinen Charakter an, und im nördlichen Württemberg liegen darin auch Dolomitsteinbänke mit einer zwar in der Artenvielfalt stark eingeschränkten, aber eindeutig marinen Weichtierfauna.

Im südlichen Franken und in Nordwürttemberg ändern auch die sandig-tonigen Sedimente allmählich ihre Fazies und verlieren ihren typisch fluviatilen Charakter (Abb. 13.2). Rinnensedimente beschränken sich nun ganz auf den mittleren Teil der Formation und zeigen immer wieder Gezeiteneinflüsse. Die Flussrinnen werden zu Ästuaren. Auch die in Thüringen so häufigen Lettenkohlen finden sich hier nur noch in zwei oder drei Horizonten in der Mitte des Lettenkeupers. Flach schichtige Tonsedimente und flächig ausgebreitete Sandsteinbänke lösen die mitteldeutschen Flussrinnen nach Süden ab, immer deutlicher gegliedert durch eingeschaltete brackische und marine Dolomitsteinbänke (Abb. 13.2, 13.3).



**Abb. 13.3** Schematisches Nord-Süd-Profil des Unteren Keupers zur Darstellung der Fazies- und Mächtigkeitsänderungen. Die größten Mächtigkeiten, bedingt durch eine raschere Absenkung des Beckens, werden im Norden erreicht. Die Flusssande wurden jedoch nach Süden transportiert, wo sich zunehmend brackische und marine Sedimentlagen einschalten. Die Sedimentoberfläche hatte demnach stets ein zumindest geringes Gefälle gegen Süden.

## KLEINES WÖRTERBUCH DER ABLAGERUNGSMILIEUS

**ästuarin** – Ästuarie sind „ertrunkene“ Flussmündungen, deren Rinnenlauf bei tiefstehendem Meeresspiegel ausgeräumt wurde und die bei steigendem Meeresspiegel mit wechselhaften, brackisch-limnischen Sedimenten aufgefüllt werden. Charakteristisch für ästuarine Ablagerungen ist der rasche Wechsel zwischen Gezeiteinflüssen und fluviatilen Prozessen. Die Fossilgemeinschaft enthält gewöhnlich süßwassertolerante Meerestiere ebenso wie salztolerante Süßwasserformen.

**brackisch** – schwach salzhaltiges Wasser, dessen Salzgehalt zwischen reinem Süßwasser (limnisch) und Meerwasser (euhalin) liegt. Brackwasser kann durch Mischung von Meer- und Flusswasser entstehen oder, in Wüstengebieten, durch Eindunstung von See- oder Flusswasser.

**deltaisch** – als Delta werden in der Geologie die Sedimentabsätze vorbauender Flussmündungen in ein größeres Wasserbecken bezeichnet. Deltas können sowohl in Binnenseen (Rheindelta im Bodensee) als auch in flache Nebenmeere (Schatt-el-Arab im Persischen Golf) oder in den Ozean (Ganges-Delta) vorgeschüttet werden. In großen Deltas ist die Flussmündung oft aufgefächert in mehrere Verteilerarme (Distributare), die für sich auch als Ästuarie in der Deltaplattform ausgebildet sein können.

**fluviatil** – an Flussläufe gebundene Ablagerungsräume und Prozesse. Flüsse führen meist Süßwasser, doch sind aus Wüstengebieten (z.B. in Westaustralien oder Chile) auch Brackwasserflüsse bekannt.

**fluviolakustrin** – in Schwemmlandebenen sind Fluss- und Seenablagerungen oft eng ineinander verwoben, da zwischen den Flussrinnen vorübergehend Teiche und größere Seen die Flutebenen bedecken können. Der Ausdruck fluviolakustrin soll dieser Verbindung Rechnung tragen.

**hypersalinär** – salzhaltiger als Meerwasser; vgl. salinar.

**lakustrin** (= lakustrisch) – an Binnenseen gebundene Ablagerungen und Prozesse. Als Binnensee kann jeder größere Wasserkörper gelten, der von Festland umschlossen ist und keine direkten Zuflüsse aus dem Meer erhält. Je nach Klima und dem Verhältnis von Zufluss und Niederschlag zu Abfluss und Verdunstung kann das Seewasser aus reinem Süßwasser bestehen oder Salzgehalte von schwach brackisch bis hypersalinär (in Salzseen) annehmen. In Wüsten- und Halbwüstengebieten sind hierbei starke Schwankungen im Salzgehalt und Wasserspiegel der Normalfall. Bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts wurden stärker salzhaltige große Seen oftmals auch als „Binnenmeer“ bezeichnet (z.B. Kaspi-See).

**lagunär** – Lagunen sind ständig wasserbedeckte Randbecken an einer Meeresküste, die durch einen Sedimentwall vom Meer teilweise oder ganz abgeschnürt werden. Die Größe schwankt zwischen wenigen Kilometern (wie bei den Ostsee-Haffs) und mehreren hundert Kilometern (Laguna Madre, Mexiko). Je nach Klima, Süßwasserzufuhr und Meerwasserzutritt kann der Salzgehalt alle Werte vom Süßwasser bis zur Salzsättigung annehmen.

**limnisch** – Süßwasser bzw. Süßwasserablagerungen.

**marin** – Meeresablagerungen. Durch eine offene Verbindung zum Ozean weist Meerwasser gewöhnlich weltweit nur sehr geringe Schwankungen im Salzgehalt auf. Marine Sedimente weisen daher gewöhnlich eine reichhaltige und typische Fossilfauna auf. Insbesondere Tiergruppen mit geringer Toleranz gegen schwankende Salzgehalte – wie Echinodermen, Cephalopoden, Foraminiferen oder kalkschalige Brachiopoden – sind gute Anzeiger für marine Verhältnisse. In teilweise abgeschnürten Randbecken oder Buchten kann der Salzgehalt jedoch durch Verdunstung deutlich ansteigen (Rotes Meer) oder durch starke Süßwasserzuflüsse stark herabgesetzt sein (Ostsee). Hier fehlen bereits etliche anspruchsvollere Arten; solche Sedimente heißen daher „eingeschränkt marin“. Ist das Wasser zu Brackwasser verdünnt oder völlig ausgesüßt (nördliche Ostsee, südliche Laptev-See), erscheinen sie in der geologischen Überlieferung wie lakustrine Sedimente, deren Wasserbindung zum Weltmeer für geologisch alte Sedimente nur selten nachzuweisen ist.

**palustrin** (= palustrisch) – Sumpfablagerungen. In Sümpfen liegen fleckenhaft offene Wasserflächen neben wassergetränktem Festland, Pflanzendickichte neben Schlammputzen. Sie sind häufig mit fluviatilen oder lakustrinen, aber auch mit deltaischnen Milieus verbunden.

**salinar** – salzreiche Gewässer, deren Salzgehalt deutlich höher liegt als der von Meerwasser. Salinare Ablagerungen sind gewöhnlich sehr fossilarm, außer den Spuren von Mikrobenmatten finden sich nur bei Unwettern eingespülte oder verlaufene und hier verendete Tierleichen.

In Südwürttemberg und Südbaden sind Rinnenbildungen ganz die Ausnahme geworden. Mit ihren hier oft tonig-kohligen Sedimentfüllungen erinnern sie nun mehr an sumpfige Priele als an Flussläufe. Rinnensandsteine werden so weit im Süden selten und sind bald nur noch in einem einzigen Horizont zu finden, der den etwas irreführenden Namen Sandige Pflanzenschiefer trägt (s.u. und Kap. 3). Dafür treten neben die immer auffälligeren marinen Dolomite nun auch feinschichtige Gipsablagerungen in meterdicken Bänken. Auch die Dolomitsteine enthalten, wie schon in Nordwürttemberg und Franken, viel Gips in faustgroßen Knollen. In der Nordschweiz sind die Rinnen verschwunden, dünne sandige Lagen in den brackischen Tonsteinen erreichen als letzte Ausläufer den Schweizer Tafeljura. Ansonsten bleibt hier vom Lettenkeuper nur noch eine Wechselfolge aus brackischen Tonsteinen und teils marinen, teils ebenfalls brackischen Dolomitsteinbänken übrig (brackisch-marine Zone in Abb. 1.3). Gipszwischenlagen waren wohl auch hier einstmals vorhanden, sind heute aber häufig nur noch als ausgelaugte Zellenkalke und Rauhwacken anzutreffen. Lediglich die Tiefbohraufschlüsse aus dem verdeckten Lettenkeuper Oberschwabens – am südöstlichen Beckenrand – und unter dem Pariser Becken – am südwestlichen Rand des Sedimentationsraums – zeigen diese Südfazies aus Dolomit- und Anhydritsteinbänken mit meist wenig mächtigen Tonsteinlagen noch unverwittert.

In der Gesamtschau wirkt das Bild eines großen Deltas damit gut nachvollziehbar: Ein gefällearmes Flussnetz aus dem Ostseeraum, das eine Schwemmlandebene aus Sand und Schlamm quer über das Germanische Becken hinweg in ein brackisch-marines Nebenmeer der Tethys vorgeschüttet hat. Hatte das Meer zu Beginn der Lettenkeuper-Sedimentation noch Thüringen überflutet, wurde es bald bis nach Südwestdeutschland zurück gedrängt, um am Ende doch noch einmal über Thüringen hinauszugreifen. Im Mündungsbereich drückten die Gezeiten in die Flussarme hinein, weshalb deren Sedimente in Südwestdeutschland ästuarines Gepräge tragen. Weiter südwestlich breitete sich der Sand in flachen Schichtbänken über ein brackisches Vordelta aus. Die Gipsabscheidungen belegen wüstenhaft trockenes Klima, was angesichts der damaligen Lage unter dem 30. Breitengrad nicht überrascht. Doch genügten die Süßwasserströme aus dem Norden offenbar, um bis nach Württemberg hinein feuchte und sumpfige Lebens- und Ablagerungsräume zu schaffen.

Um ein geographisches Modellbild dieses vom Hinterland zum Vordelta fast tausend Kilometer überspannenden Ablagerungssystems zu erhalten, wird man daher vielleicht das Zweistromland mit dem Schatt-el-Arab oder, trotz ihres arktischen Klimas, die sibirischen Tiefländer mit ihren Großdeltas heranziehen müssen (Abb. 13.4). Das zwar ebenfalls subtropische, aber im Untergrund völlig anders

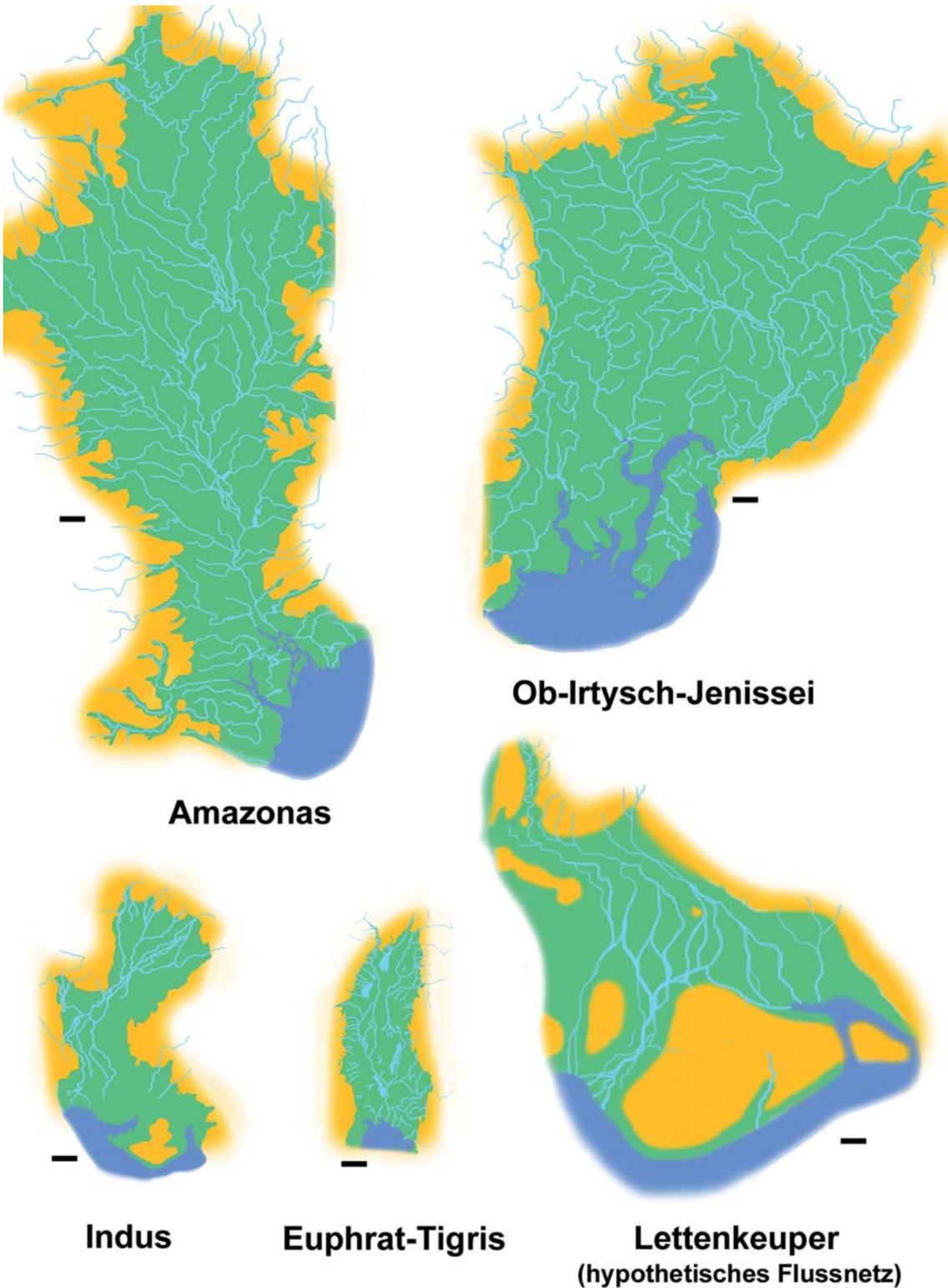
gebaute Mississippi-Delta, das in den Anfangsjahren der Deltaforschung so oft als Modellfall herhalten musste, erscheint dagegen weniger geeignet. Es wird direkt in einen tiefen ozeanischen Golf geschüttet, was erhebliche Abweichungen im faziellen Bau nach sich zieht. Das Zweistromland bietet heute vielleicht den besten Eindruck davon, wie man sich das Lettenkeuper-Delta aus der Satellitenperspektive vorstellen kann – selbst wenn es heute nicht einmal die Hälfte der Fläche einnimmt, die für die Lettenkeuper-Tiefebene während ihrer größten Ausdehnung rekonstruiert werden kann (Abb. 13.4).

Das skandinavische Hochland muss zu jener Zeit regenreich gewesen sein. Dies belegen die Sande, die das Süßwasser aus dem Norden bis ins heutige Oberrheingebiet spülte, und wohl auch die ganz kleinen Mengen Kaolinit, die diese Sandsteine gelegentlich enthalten. Kaolinit bildet sich vorwiegend in Böden feucht-warmer Klimate. In den Sedimenten des Unteren Keupers findet er sich nicht überall, selbst im Nordosten Deutschlands stellt er nicht einmal 10 Prozent der Tonminerale (STARKE 1970), am oberen Neckar nicht einmal mehr 5 Prozent (SCHWÖBEL 1996). Er stammt wahrscheinlich aus demselben nördlichen Bergland, das auch den Sand und das Süßwasser lieferte. Das nördliche Becken ist noch von semiariden Bodenbildungen geprägt, wie heute Syrien. In Süddeutschland stecken die Paläoböden aber bereits voller Gips. Versiegten die Flüsse aus dem Norden für eine Zeit, blieb eine Gipswüste zurück.

### 3. Faziesgliederung

Das übersichtliche Bild eines Deltas wird rasch komplizierter, wenn die wechselhaften Profilabfolgen des Lettenkeupers sedimentologisch ins Einzelne aufgelöst werden sollen, wenn man die zeitliche Dimension von der Jahrmillion auf Jahrtausende verkürzen und einzelne Ablagerungs- und Lebensräume unterscheiden will. Die Gesteinskörper, die heute noch als Schichtbänke, Rinnenfüllungen, Tonsteinlinsen etc. überliefert sind, entstanden in Ablagerungsräumen, die jeweils nur über einen begrenzten Zeitraum vorhanden waren.

Allerdings sind Gesteine gleicher Lithofazies in verschiedenen stratigraphischen Horizonten eingeschaltet. Dies zeigt, dass sich bestimmte Milieubedingungen immer wieder aufs Neue einstellten. Entstehen, Wandern und Vergehen dieser Ablagerungsräume webte ein Muster in die Gesteinsfolge, das sich mit Hilfe sedimentologischer und stratigraphischer Untersuchungen teilweise wieder entziffern lässt. Nur teilweise allerdings, denn nicht die gesamte Zeitspanne hat auch Ablagerungen hinterlassen. Immer wieder klaffen Lücken im Tagebuch der Keupersedimente. Erosionslücken und fossile Bodenbildungen



**Abb. 13.4** Das Flusssystem der Lettenkeuper-Schwemmlandebene ist, gemessen an der Verbreitung seiner Sedimente (unten rechts), in seiner Flächenausdehnung vergleichbar mit den größten Schwemmlandebenen der Gegenwart, hier am ungefähren Verlauf der 200 m-Höhenlinie abgegrenzt im gleichen Maßstab. Blau: Meer, grün: Schwemmland, braun: Hochland.

## Fazies und Milieu

Die Fazies ist das Antlitz der Sedimente, die Summe der Gesteinsmerkmale, durch die ein Sediment seine ihm eigenen Züge erhält. Die Zusammensetzung, das Gefüge und die Fossilführung eines Sediments erlauben den Vergleich mit Sedimenten in heutigen Ablagerungsräumen und so eine Interpretation der Bedingungen, unter denen eine alte Ablagerung entstanden ist. Mit dem allgemeinen Begriff Fazies wird dabei eine ganze Anzahl unterschiedlicher Bedeutungen verbunden, die verschiedene Komplexität umfassen:

Lithofazies ist ein spezifischer Gesteinstyp mit charakteristischen, gut definierbaren Eigenschaften. Eine Lithofazies wird in der Regel durch einen bestimmten sedimentären Prozess geformt (z.B. Rinnensandsteine durch Wasserfluss in seitlich begrenzten Bahnen, Sturmsandsteine durch meterhohe Wellen etc.). Allerdings können unterschiedliche Diagenese-Verläufe aus Gesteinen gleicher Lithofazies petrographisch unterschiedliche Gesteine hervorbringen (Schillkalkstein, Schilldolomit, Muschelgips). Gelegentlich muss hier die sedimentäre Fazies ausdrücklich von der diagenetischen Fazies unterschieden werden.

Faziesassoziationen bestehen aus mehreren Lithofazies, die regelmäßig zusammen auftreten und deren sedimentäre Prozesse gewöhnlich gemeinsam in einem zusammenhängenden Ablagerungsraum statt finden. Zu den Rinnensedimenten gehören beispielsweise neben den Rinnensandsteinen auch Rinnensedimente-Konglomerate, Dammsedimente und tonig-schluffige Totarm-Ablagerungen.

Fazieskomplexe sind Gruppen von Faziesassoziationen, die zusammen einem gemeinsamen Ablagerungssystem angehören. Zum fluviatilen Fazieskomplex gehören neben den Rinnensedimenten auch die limnischen und palustrinen Sedimente der Überflutungsebenen und deren Paläoböden.

Faziesräume sind dagegen paläogeographische Einheiten. Es sind Gebiete, in denen in einer bestimmten stratigraphischen Einheit gewisse Fazieskomplexe oder ein bestimmter Fazieskomplex vorherrschen. Im Lettenkeuper sind dies vor allem der brackisch-marine Faziesraum im Süden, der paralische Faziesraum zwischen Schwarzwald und Harz und der fluviolakustrine Faziesraum im Norden.

weisen auf Zeiträume hin, in denen keine neuen Sedimente abgelagert wurden, oder sie zeigen Ereignisse an, die eine Sedimentschicht wieder ausradiert haben. Zwischen den aufeinander folgenden Gesteinslagen verschweigt die geologische Überlieferung einen Teil der Geschichte. Das Verhältnis zwischen den im Sediment dokumentierten Ablagerungsmilieus und den in den Schichtflächen verborgenen Milieus der Sedimentruhe und der Erosion ist nur schwer zu ermitteln und eine der größten Herausforderungen für die sedimentologische Interpretation der Lettenkeuper-Schichtfolgen.

Eine weitere Schwierigkeit liegt in der Benennung. Fast alle feinstratigraphischen Horizonte haben im 20. Jahrhundert Namen erhalten, die von einer bestimmten Lithofazies abgeleitet wurden. Die Bearbeiter, die diese Namen vergaben, hatten dabei oft nur ein begrenztes Arbeitsgebiet vor Augen, eine Region von nur wenigen hundert Quadratkilometern. Für diese Region sahen sie dann eine Fazies als

besonders „typisch“ für eine Schicht an und übertrugen den Faziesnamen auf die Schicht.

Weitet man den Blick jedoch auf einen etwas größeren Ausschnitt des Germanischen Beckens, auf 100 km und mehr, zeigen sich in jeder dieser Schichten gleich mehrere Fazies (PROSI 1922; BRUNNER 1973). So sind in den Sandigen Pflanzenschiefern (ein stratigraphischer Name) nicht nur schiefrige, sandige Schlufftonsteine mit Pflanzenhäcksel entwickelt, von denen sie ihren Namen erhalten haben, sondern auch Rinnensandsteine (wie für den Hauptsandstein namengebend), Muschelsandsteine (wie beim Anoplophorasandstein), feingeschichtete Conchostrakentonsteine (wie beim Estherienton), Mergelsteine (wie bei den Grünen Mergeln) und, besonders ganz im Süden, auch Pyritführende schwarze Tonsteine (wie beim Vitriolschiefer) – abgesehen von den Lettenkohlen natürlich, die einst der ganzen Formation ihren Namen liehen. Umgekehrt lässt sich für jeden dieser stratigraphischen Horizonte eine Gegend in Süddeutschland finden, in der dessen Fazies eben jener von ‚sandigen Pflanzenschiefern‘ entspricht. Um Verwechslungen vorzubeugen, sind hier die stratigraphischen Namen gesperrt geschrieben, Faziesbezeichnungen dagegen in normaler Schrift.

Die folgende Übersicht soll einen Eindruck geben von der faziellen Vielfalt, die sich in den Schichtfolgen des Lettenkeupers eröffnet. Die Auswahl der beschriebenen Lithofazies orientiert sich vornehmlich an der Beckenfazies im süddeutschen Raum und ist keineswegs vollständig. Da sich die meisten Fazies in verschiedenen Schichten wiederholen, wenn auch meist mit unterschiedlichem geographischem Muster, sind sie hier nach genetischen Gesichtspunkten angeordnet und dabei in Fazieskomplexe und Faziesassoziationen gegliedert (Kasten S. 289). Dabei ist der Blick stets auf die Lebensräume der Tiere und Pflanzen gerichtet, deren fossile Überreste das Thema dieses Buches sind. Den Abschluss des Kapitels bildet daher der Versuch, die wichtigsten der vergangenen Landschaften aus den faziellen Informationen zu rekonstruieren.

Ausführlichere petrographische und sedimentologische Einzelbeschreibungen und weiterführende Literatur findet der Interessierte bei DUCHROW (1968, 1984), AUST (1969), DOCKTER et al. (1970), KÄSTNER (1972), BRUNNER (1973, 1977, 1980), ESSIGMANN (1979), BEUTLER & SCHUBERT (1987), DOCKTER & LANGBEIN (1995), PÖPPELREITER (1999), BEUTLER (2005a, b), DOCKTER & SCHUBERT (2005), ETZOLD & SCHWEIZER (2005), FREUDENBERGER (2005), VATH (2005a, b) und GEYER et al. (2011). Die Hochrhein-Fazies beschrieben MERKI (1961), GENSER (1963) und GEYER et al. (2003). Übersichten zur rotbunten Nordfazies unter Niedersachsen, Brandenburg und Mecklenburg gaben KUMM (1941), KOOTZ & SCHUMACHER (1967), TESSIN (1976), BEUTLER (1976, 1980), BEUTLER & TESSIN (2005), FRANZ (2008), BARNASCH

(2009) und FRANZ et al. (2013); die stratigraphischen Beziehungen zu den Nachbarländern stellten BEUTLER (2005c) und BACHMANN et al. (2010) dar. Zur Randfazies am südöstlichen, vindelizischen Beckenrand erlauben WEISS (1932), DILL (1990) und FREUDENBERGER & ROHRMÜLLER (2006) einen Einstieg in die spärliche Literatur, am westlichen, ardenischen Beckenrand BERNERS et al. (1984), BOCK (1988), DITTRICH (1989, 2005a, b), DITTRICH et al. (1998), KNAPP (1999, 2005) und DITTRICH & SCHOCH (2004).

3.1. Sumpf – Land – Fluss: Der Fluviale Fazieskomplex

Betrachtet man den Lettenkeuper des ganzen Germanischen Beckens, nehmen fluviale und fluviolakustrine Sedimente den Großteil sowohl des Sedimentvolumens als auch der Verbreitungsfläche ein. Das meiste davon liegt allerdings verdeckt unter den jüngeren Ablagerungen der Norddeutschen Senke. Doch noch in Westfalen und Thüringen bilden die Sedimente des fluvialen Fazieskomplexes den Hauptanteil am Schichtaufbau der Erfurt-Formation. Es sind überwiegend Ton- und Schluffsteine mit eingeschalteten Sandsteinsträngen und -bänken.

Das fluviale Gepräge dieser Sedimente ändert sich dabei von Nord nach Süd – im unteren und oberen Ab-

schnitt der Erfurt-Formation z.T. schon in Thüringen, im mittleren Teil dann endgültig in Süddeutschland. Die Fazies wird zunehmend ästuarin. In Mittelfranken und Nordwürttemberg zeigen sich schließlich keine typischen Fluss-sedimente mehr. Selbst was auf den ersten Blick danach aussieht, trägt schon Marken und Spuren des Mündungsbereiches. Gezeiten bilden sich im Sediment ab und belegen eine Verbindung in das Meer. Die Rinnenfüllungen sind nun immer öfter horizontal geschichtet und höchstens wenige hundert Meter breit, kilometerbreite Sandsteinbänder mit schräger Gleithangschichtung werden seltener. Stattdessen springen die Rinnen von einem Ort zum anderen, werden hier zu Totarmen, um sich dort neu einzuschneiden. Zwischen den Rinnen nehmen Marschen immer größere Areale ein, jedoch keine Salzmarschen, eher schon Brackmarsch oder Süßwassermarsch mit Landpflanzen. In Nordwürttemberg findet sich der fluviale Komplex nur noch in drei Horizonten, in Südwürttemberg bald nur noch in einem. Die Schweiz erreicht er nicht.

Faziesassoziationen

Der fluviale Fazieskomplex setzt sich im Wesentlichen aus drei Faziesassoziationen zusammen, den eigentlichen

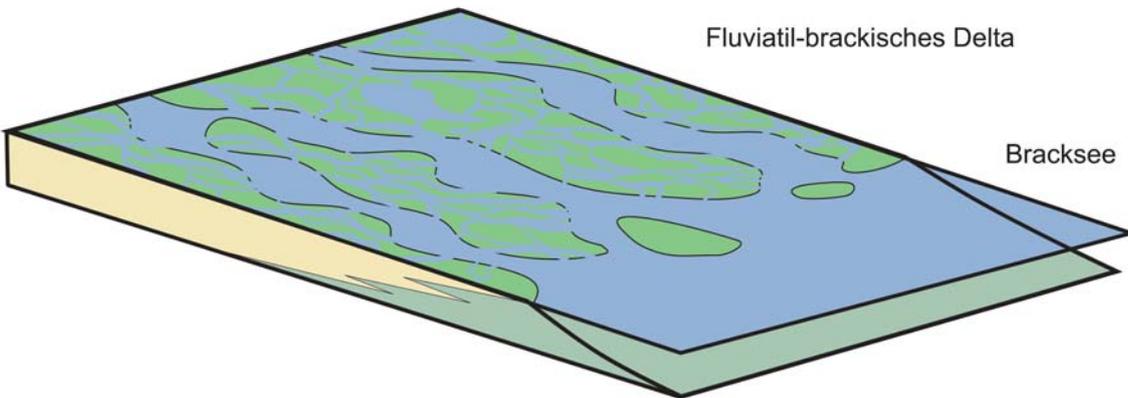
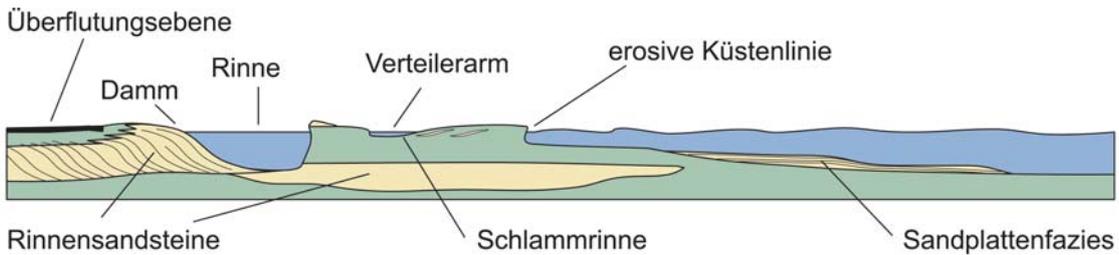


Abb. 13.5 Vereinfachtes Faziesmodell für den Mündungsbereich der Lettenkeuper-Flüsse in den Bracksee-Faziesraum (Einzelheiten im Text).



**Abb. 13.6** Sohlfläche eines Rinnensandsteins im höheren Unterkeuper (S 3 - Komplex) mit eingeregelt Pflanzenresten und Muschelschalen, Erfurt-Molsdorf (Thüringen); Foto E. NITSCH 1997.

Rinnensedimenten, den Sedimenten der Überflutungsebenen zwischen den Rinnen (fluviatile Flächenfazies) und Ablagerungen an Flussmündungen (ästuarine Flächenfazies, Abb. 13.5). Die äußeren, eher flächig verbreiteten Lithofazies dieser zuletzt genannten Assoziation bilden den Übergang in den Bracksee-Komplex und könnten mit gleichem Recht auch dort behandelt werden, die inneren, stärker an Rinnen gebundenen Lithofazies sind dagegen noch deutlich von fluviatilen Prozessen geprägt und passen besser hier herein. Eine Trennung der Rinnensedimente in rein fluviatile und eher ästuarine Rinnenfüllungen wäre in einigen Fällen ebenfalls gut möglich, doch bleiben in der Praxis viele Beispiele des Übergangs, die sich einer einfachen Einteilung entziehen, weshalb sie hier zusammen besprochen werden sollen.

In der Fossilführung beherrschen gewöhnlich die Pflanzen das Bild. Sie wuchsen wohl vor allem zwischen den Rinnen und haben dort auch ihre Wurzelspuren hinterlassen. Doch liegen oft abgerissene Zweige und Blätter, auch abgebrochene Stämmchen im Rinnensand (Abb. 13.6) oder im Schluff der Ruhigwasserzonen, aus dem sich auch ihre Pollen und Sporen gewinnen lassen. Meist blieb nur Häcksel übrig, doch finden sich noch genügend größere, bestimmbare Reste, um den Unteren Keuper zu einer paläobotanisch bedeutenden Fossilagerstätte zu machen (Kap. 5). Da die Rinnen offenbar immer wieder ihren Lauf änderten, finden sich auch in den Sandsteinen aufgegebener Rinnenzüge manchmal Wurzelspuren und die Rhizome von Schachtelhalmen. Am häufigsten jedoch, ja fast regelmäßig, sind solche Wurzelspuren in der Flächen-

fazies zu finden, sowohl in der rein fluviatilen als auch in der ästuarinen. Wo der Sand von Süßwasser durchflossen wurde, konnten Pflanzen – besonders die Schachtelhalme – in dichten Beständen stocken und schlickdurchsetzten Torf bilden, der als Lettenkohle noch heute erhalten ist. Diese sind die ältesten subtropischen Kohlebildungen der Trias. Seit der großen Krise am Ende der Permzeit waren mehr als zehn Millionen Jahre lang keine Kohlen mehr entstanden, erst in der Mitteltrias setzte die Torfbildung wieder ein – zunächst in den gemäßigten Breiten jener Zeit (Australien, Neuseeland), und nun auch im subtropischen Germanischen Becken.

Im Wasser schwammen Fische umher, deren Schuppen und Zähne sich auf Schichtflächen ansammelten. Darunter waren auch kleine Haie, die in brackische Gewässer vordringen konnten, vielleicht sogar ins Süßwasser. Lungenfische waren vergleichsweise häufig, ihre Zähne fehlen in keiner größeren Keuper Sammlung. Diese und auch die Lurche des Lettenkeupers symbolisieren wie keine andere Fossilgruppe den amphibischen Charakter dieser Ablagerungsräume (Kap. 8, 9).

Über die Wirbellosen des Süßwassers ist wenig bekannt; vielleicht waren es nur gewisse Ostrakoden, die gut daran angepasst waren; sie finden sich immer wieder zusammen mit den Resten von Süßwasseralgen aus der Gruppe der Characeen (Kap. 6, 15). Doch mag es auch Süßwassermuscheln gegeben haben. Wo das Wasser brackisch wurde, wanderten die Unioniten ein und pflasterten mit ihren Schalen die Sedimentoberflächen. Hier kommen nun auch weitere Ostrakoden und Conchostraken hinzu, und bei genügend hohen Salzgehalten sogar robuste Meerestiere wie *Lingularia* oder Anneliden, deren Wohnbaue als *Rhizocorallium*-Spuren hier und da gefunden wurden.

### Rinnensedimente

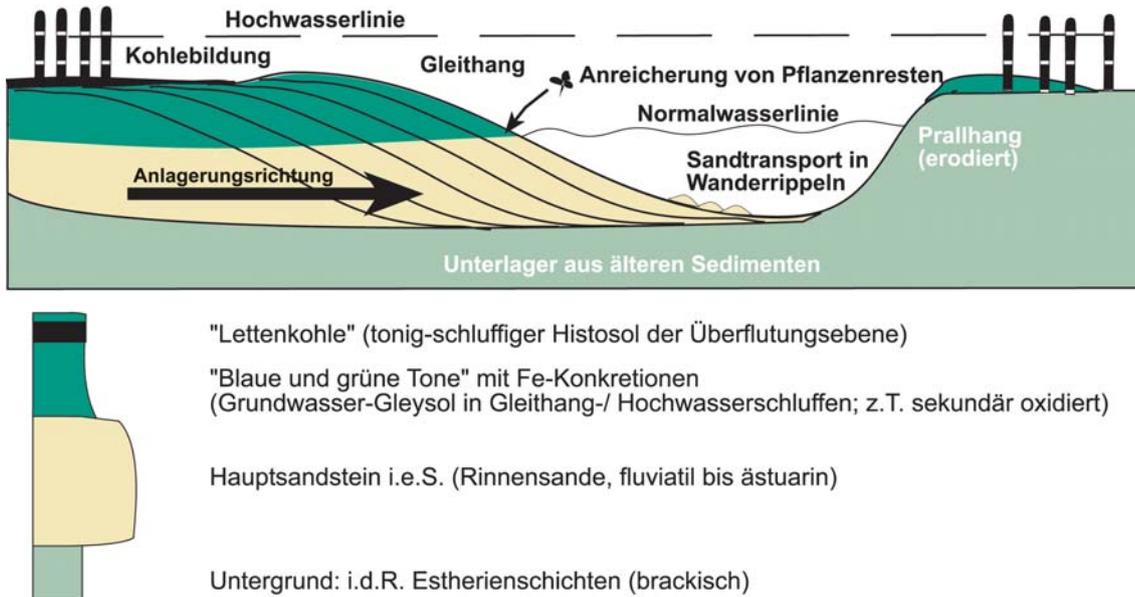
Rinnenfüllungen treten im Lettenkeuper in ganz unterschiedlichen Dimensionen auf. Die kleinsten sind nicht einmal einen Meter mächtig und dabei nur wenige Meter breit, so dass sie an einer Steinbruchwand in voller Größe erschlossen sein können. Die größten erreichen eine Mächtigkeit von fünf bis zehn Metern und eine Breite von

über 50 Metern. Die Sedimentkörper, die als Rinnensedimente abgesetzt wurden, sind in ihrer Dimension aber oftmals noch größer. Einerseits haben sich die Rinnen seitwärts verlagert, dabei am Prallhang Sediment erodiert, am Gleithang jedoch eine zusammenhängende Sedimentschicht hinterlassen, die dann als Sandsteinband überliefert ist. Solche Sandsteinbänder können bis zu mehrere Kilometer breit und mehrere Meter mächtig sein und erscheinen in Aufschlüssen daher oft als Bänke (Abb. 13.7). Die schräg durch diese Sedimentschicht einfallende Anlagerungsschichtung zeugt noch heute von den immer neuen Gleithängen, die bei der seitlichen Rinnenverlagerung aufgeschüttet wurden (Abb. 13.8). Andererseits haben sich vielfach auch mehrere Rinnen nacheinander an bevorzugte Talwege gehalten und die Sedimente ihrer Vorläufer dabei nur teilweise abgetragen. Die Sedimente mehrerer Rinnen sind dann aufeinander gesetzt, bei ähnlicher Korngröße am Kontakt sind sie miteinander zu einem geschlossenen Sandsteinpaket verschmolzen und kaum noch unterscheidbar. Für den Norddeutschen Hauptsandstein (den S2-Komplex Thüringens) haben BEUTLER & SCHUBERT (1987) anhand zahlreicher Bohrprofile solche Talwege nachzeichnen können (Abb. 1.3). Für den südwestdeutschen Raum hat WURSTER (1968) Rinnenstränge der Sandigen Pflanzenschiefer und des Süddeutschen Hauptsandsteins in Karten zusammengestellt, für Mainfranken AUST (1969).

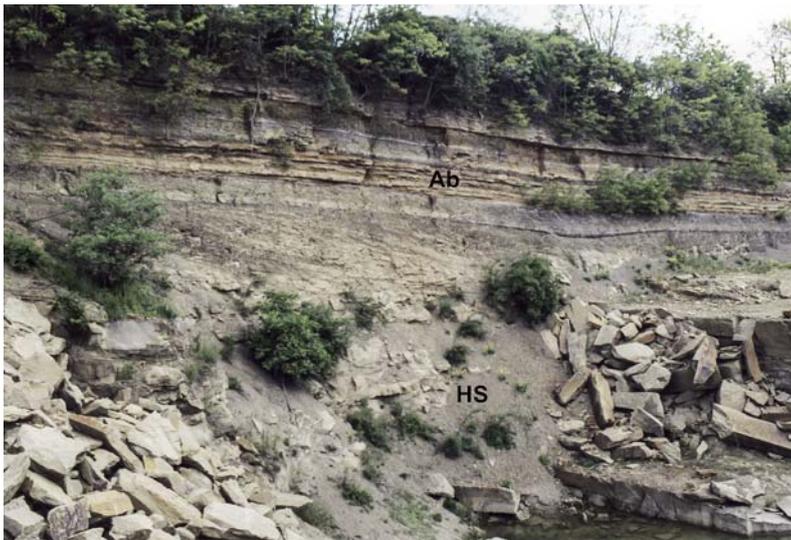
Meist füllten sich die Rinnen mit Sand von feiner bis mittlerer Körnung, der als Bodenfracht vor allem unter dem Normalwasserpegel transportiert und abgesetzt wurde. Die resultierenden schwach tonigen Rinnensandsteine waren über Jahrhunderte der wichtigste Rohstoff des Lettenkeupers und wurden als Werkstein für Steinmetzarbeiten und als Bauquader genutzt (Kap. 20). Sie zeigen sich vornehmlich nördlich des Mains, nach Süden werden sie bald von den Sandsteinen und Schluffsandsteinen der Ästuarsandfazies (s.u.) abgelöst, aus der früher ebenfalls Werksteine gewonnen wurden. An Sedimentstrukturen finden sich überwiegend trogförmige Schrägschichtungen, die sich auf schichtparallelen Anschnitten auch als meterweit durchhaltende Rippelgassen von einigen Zentimetern Breite abzeichnen. Die großmaßstäblichen, flach einfallenden Gleithangschichten ziehen als übergeordnete Struktur durch die Sandsteinbänke (Abb. 13.8).

Über dem Normalwasserspiegel wurde nur während der gelegentlichen Hochwässer sedimentiert. Abgesetzt wurde zunächst schlickiger Sand, heute toniger Schluffsandstein, weiter oben am Prallhang sandiger Schlick, heute sandig-toniger Schluffstein. In diesen Uferschluffbänken haben sich nicht selten abgerissene Pflanzenreste angesammelt (KELBER & NITSCH 2005).

Wahrscheinlich hat es neben jeder Rinne wie an heutigen Flüssen auch Uferdämme aus fast horizontalen sandig-schluffigen Ablagerungen gegeben, denn die hydrody-



**Abb. 13.7** Auch Rinnenablagerungen können als flächig ausgebreitete Sandsteinbänke erscheinen, wenn die Sedimentation am Gleithang seitlich mit einem langsam wandernden Flusslauf fortschreitet. Die Sandsteinbank zeigt dann durchgehende, flach einfallende Gleithangschichtung und wird nach oben immer feinkörniger, um schließlich in die Schluffe der Hochwasserzone überzugehen (aus KELBER & NITSCH 2005).



**Abb. 13.8** Rinnensandstein mit überlagernden schluffigen Hochwasserabsätzen und dünner ‚Lettenkohle‘ im Steinbruch Schleierieth bei Werneck (Unterfranken, Bayern). Sandstein (Hauptsandstein) und überlagernde Schluffsteine verbindet eine durchgehende Gleithangschichtung. Die harten Bänke im oberen Teil der Aufschlusswand entsprechen dem Albertibank-Horizont. Foto E. NITSCH 2004.

namischen Gesetze galten damals so wie heute, doch sind diese kaum einmal überliefert. Die von URLICHS (1982) aus Kupferzell beschriebene Schluffsteinbank, die dort auf einer Lettenkohlenlage der *Anoplophoraschichten* liegt, könnte so ein Dammsediment einer benachbarten Fließrinne sein. Flache rinnenartige Erosionsflächen, nur 20 cm tief, aber 3 bis 5 m breit, erinnern hier stark an Dambruchrinnen, wie sie bei ansteigendem Hochwasser durch die natürlichen Uferdämme reißen. Gerade hier fanden sich die meisten Saurierknochen.

Am Rinnenboden war die Strömung am stärksten, hier sammelten sich die vom Prallhang gelösten Brocken als Gerölle und bildeten Rinnenboden-Konglomerate. Solche Konglomerate finden sich daher meist an der Basis der Sandsteine. Wo mehrere Rinnen zu einem geschlossenen Sandsteinpaket amalgamiert sind, zeigen sie gelegentlich noch die Grenzen der aufgestapelten Rinnen an. Die Gerölle bestehen gewöhnlich aus Ton- und Schluffsteinen, also den am Prallhang wieder abgetragenen Absätzen der Überflutungsebene, manchmal auch aus Sandsteinen, die aus bereits schwach verfestigten Rinnen- oder Hochwassersanden stammen. Auch Zähne und Knochen sammelten sich stellenweise in solchen Konglomeraten an und bildeten Bonebeds an der Rinnenbasis (Kap.14). Anders als die Bonebeds der anderen beiden Fazieskomplexe dehnen sich diese jedoch seitlich wenig aus und werden oft schon nach wenigen Metern von gewöhnlichem Konglomerat oder Sand abgelöst.

Immer wieder wurden Rinnenläufe aufgegeben, wenn sich das Wasser nach einer Hochflut einen neuen Ablauf suchte. Der verlassene Totarm füllte sich dann mit Ruhigwasser-Sedimenten, mit Ton und Schluff, doch konnte bei späteren Hochwässern auch wieder etwas Sand eingeschwemmt werden. Solche Totarm-Füllungen schließen sich nicht selten lateral an gleithanggeschichtete Sandsteinbänke an. Sie liegen dabei auf der geneigten Fläche des letzten aktiven Gleithanges, unter dem der Sandstein auskeilt, während die Totarm-Füllung in derselben Richtung mächtiger wird und schließlich die gesamte Rinnenfüllung ausmacht (Abb. 13.9). Über dem Rinnenboden-Konglomerat folgt im Totarm eine Abfolge von blättrigen Schlufftonsteinen

und tonigen Schluffsteinen, dazwischen liegen dünne Sandsteinlagen. Auf den meist horizontalen Schichtflächen sammelte sich häufig Pflanzenhäcksel an, auch inkohltes Holz oder, seltener und meist erst ganz oben, etwas Kohle.

Nach Süden zu ändert sich der fazielle Bau der Rinnen allmählich. Auf den trogförmigen Schrägschichtungsblättern finden sich immer wieder Tonhäute. Mal sind dies nur einzelne, mal regelmäßig sich wiederholende dünne Schlammdecken auf den Rippeln. Sie belegen kurz andauernde Ruhigwasserbedingungen. Es dürfte sich um einen Gezeiteneinfluss im Mündungsbereich handeln, um Rückstau des Flusswassers während der Flut, wie er aus vielen heutigen Flüssen bekannt ist. Echte Gezeitenströmungen, in denen sich die Strömungsrichtung umkehrt, sind bislang nicht dokumentiert. Dennoch ändert sich das Strömungsregime, je weiter man einen Horizont nach Süden verfolgt. Die Rinnenfüllungen werden schluffiger und toniger. Wechseln von Sandsteinbänkchen, tonbedeckten Wellen- und Strömungsrippen und dünnen Schluffsteinlagen finden sich bald häufiger als die für den Norden typischen massiven Sandsteine. PÖPPELREITER (1999) hat hierfür etliche Beispiele aus Nordwürttemberg zusammengetragen und betont, wie verbreitet die Anzeichen von Gezeiteneinflüssen hier sind. Manche Rinnen sind mit metermächtigen Schluffsandsteinen gefüllt, deren Sandrippeln Flaser- und Linsenschichtungen bilden. Sandgefüllte Kolke und Kleirrinnen, planar schrägschichtete Bänke sowie Keile wandernder Megarippeln und Sandwellen, flach-erosiv abge-

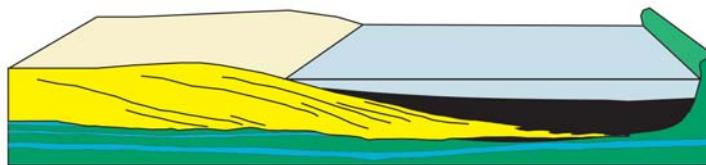
Aufschluss



Deutung



Faziesmodell



**Abb. 13.9** Rinnensandstein und Totarm-Füllung im mittleren Unterkeuper (Haupt- und Pflanzenschiefer-Sandstein) von Vellberg-Eschenau (Baden-Württemberg; Foto E. NITSCH 2004). Die Rinne mit Gleithangschichtung (Mitte) hat sich von links nach rechts in eine der Mündung vorgelagerte Schlicksandbank (links) und in den liegenden Estherienton eingeschnitten und wurde kurz darauf offenbar durch Avulsion vom Oberlauf abgeschnitten. Rechts des letzten sandigen Gleithanges sind noch mehrere Meter mächtige schwarzgraue tonige Totarm-Ablagerungen erhalten.

schnittene Wurzelhorizonte und unvermittelt eingeschaltete Tonlinsen lassen die Rinnenfüllungen dieser Ästuarsand-

fazies komplex und wechselhaft erscheinen (Abb. 13.10). Neben die wenig aussagekräftigen *Cylindricum*- und *Planolites*-Spuren treten nun vereinzelt auch *Rhizocorallium*-Baue, die für einige Rinnen eine salzige Unterströmung nahelegen, in der brackwassertolerante Meerestiere stromaufwärts wandern konnten. Auch *Unio*-*nites* stellt sich ein, stellenweise lassen massenhaft auftretende, heute aufgelöste Schalen die Sandsteine ganz durchlöchert erscheinen.



**Abb. 13.10** Ästuarine Rinnensandsteine (Hauptsandstein) im Unteren Keuper von Crailsheim (Baden-Württemberg). Rippelgeschichtete Sandsteinbänke, teilweise mit Megarippeln (wandernden Sandbänken innerhalb der Rinne), kleinere Rinnen- und Kolkstrukturen und Flächen mit Wellenrippen prägen das fazielle Bild dieser wahrscheinlich mündungsnah abgesetzten Sandsteine. Foto E. NITSCH 2009.

Sedimente der Überflutungsebenen (fluviatile Flächenfazies)

Die Rinnensedimente schalten sich in einen schluffig-tonigen Hintergrund aus Hochwasserabsätzen ein. Lassen sich auch die Uferdämme nur



**Abb. 13.11** Fleckletten des höheren Unterkeupers (Lichte Mergel) bei Erfurt-Molsdorf (Thüringen). Die grüngrauen Flecken in den vorherrschend violettrotten bis rotbraunen und fast völlig entschichteten Schlufftonsteinen deuten durch ihren vertikal orientierten und teilweise nach unten verzweigten Verlauf wahrscheinlich vergangene Wurzelbahnen an. Foto E. NITSCH 1997.



**Abb. 13.12** Lettenkohle-Bänke in Hochwasser-Absätzen (Grauletten) des mittleren Unterkeupers (Blaue und Grüne Tone) bei Werneck-Schleerieth in Unterfranken (Bayern); Foto E. NITSCH 2004. Unter der stark tonigen und schluffigen Braunkohle sind noch kurze Wurzelspuren zu erkennen. Verrosteter Pyrit und Brauneisen-Konkretionen weisen auf mehrfach wechselnde Redox-Bedingungen im einstigen Grundwasserbereich hin.

selten identifizieren, so sind doch die Ablagerungen der eigentlichen Überflutungsebenen hinter dem Damm klarer erkennbar. Hinweise auf Bodenbildung sind häufig und die ursprüngliche horizontale Schichtung daher nur noch selten erhalten. Am ehesten zeigt sich die ursprüngliche Schichtung noch in zentimeter- bis höchstens dezimetermächtigen schräggeschichteten Sandsteinbänken, die als sandige Dammbuchfächer gedeutet werden können.

Nur örtlich sind laminierte Tonsteine oder Schlufftonsteine entwickelt, die den Bracksee-Sedimenten ähneln, aber nicht deren Verbreitung erreichen. Sie füllen lokale Vertiefungen aus, liegen manchmal in Totarmen oder großen Kolken der Überflutungsebene oder sind als Tonlinsen über einige hundert Meter ausgebreitet. In solchen Sedimenten lassen sich dann auch Fossilien finden: Reste von Süßwasseralgen (Characeen) etwa oder Ostrakodenschälen, gelegentlich auch Pflanzenreste.

In der Regel sind die Ablagerungen jedoch durch einsetzende, wenn auch meist früh abgebrochene Bodenbildung zu schwach feinsandigen Schlufftonsteinen homogenisiert. Pflanzenwurzeln und abgerissenes Pflanzenhäcksel sind mal schwarz und kohlig erhalten, mal sind sie vergangen und haben graue oder blassgrüne Bleichungshöfe hinterlassen. Rotbraune, grün marmorierte Fleckletten zeugen von trockeneren Standorten, in denen Luft in den Boden eindringen konnte (Abb. 13.11). Sie nehmen besonders im Norden Deutschlands so große Gebiete ein, dass sie schon eher als ephemer-lakustrin denn als fluviatile Sedimente angesprochen werden müssen, als Absätze häufig ausgetrockneter und dann von Pflanzen bewachsener Playaseen.

Grüngraue und blaugraue Grauletten weisen dagegen auf stagnierendes Grundwasser im Boden hin. Der geringe Eisen-gehalt der Sedimente ist dabei im durchnässten Boden reduziert; erst verwittert zeigt sich das fein verteilte Eisen durch gelbe und schmutzigbraune Verwitterungsfarben. Dass sie nicht weniger ‚eisenhaltig‘ als die roten Gesteine sind, zeigt sich in den Roteisensteinknollen, die hin und wieder Kristallformen verrosteter Pyritkristalle nachbilden. Grauletten haben ihre Farbe daher nicht so sehr den Ablagerungsbedingungen zu verdanken als der anschließenden Bodenbildung, genauer dem reduzierenden Grundwasser eines Gleybodens. Nach

oben folgt manchmal der rotfleckige Oxidationshorizont des Bodenprofils, manchmal aber auch eine Kohlenlage als Ausdruck von Torfbildung an nassen Standorten (Abb. 13.12; NITSCH 2005a). Diese raschen Wechsel der Redoxbedingungen im Sediment und das enge Nebeneinander von kohligem Material, Pyrit und Eisenoxiden haben dem Lettenkeuper in zumindest einem dokumentierten Fall ein Vorkommen eines der seltensten irdischen Minerale beschert: BORNEMANN (1853) fand bei Mühlhausen in Thüringen eine nur wenige Zentimeter große Knolle aus natürlichem gediegenem Eisen mit Eisenoxid-Kruste in einem kohligen, von Pyrit durchsetzten Tonstein.

Die bekannteste Lithofazies der Überflutungsebenen ist sicherlich die Lettenkohle. Es handelt sich dabei meist um schwarze, stark kohlige Schluffsteine und Schlufftonsteine und nur im besten Falle um stark schluffig-tonige Kohlen. Die kohligen Lagen haben eine Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und etwa einem halben Meter. Sie liegen oft noch auf den Wurzelspuren ihrer ersten Pflanzengeneration, die sich in den darunter liegenden Graulletten abzeichnen. Die stärkeren Kohlenlagen erscheinen dabei oft etwas schiefbrig oder undeutlich feingeschichtet durch eingeschwemmten Schluff und Ton. Die einzelnen Flöze sind nie weit verbreitet, nur selten findet man eines nach einigen Kilometern noch wieder. So schwarz diese Kohlen auch im Handstück erscheinen, ihr brauner Strich auf dem Papier verrät, dass sie den Braunkohlengrad noch nicht verlassen haben. Messungen ihres Inkohlungsgrads haben dies bestätigt und dabei Hinweise auf z.T. mehr als 1000 m mächtige Sedimentschichten ergeben, unter denen diese Kohlen in ganz Süddeutschland einst begraben lagen und die heute weithin schon wieder abgetragen sind (BACHMANN et al. 2002).

Seltener erscheinen die völlig entschichteten Würgeletten, massive schichtungslose Tonsteine oder Schlufftonsteine, völlig durchsetzt von schrägen, manchmal welligen Schmierharnischen. Sie sind meist von rotbrauner oder von grüner Farbe, oft auch beides in Flecken, seltener sind sie grau. Es handelt sich wohl um fossile Vertisole, Tonwürgeböden, in denen toniges Sediment durch den jahreszeitlichen Wechsel von Trockenschrumpfung und Nassquellen zu einem metermächtigen, gleichförmigen Tonboden durchgeknetet wurde (NITSCH 2005a). Erst im folgenden Gipskeuper wird dieser Paläoboden-Typ vor allen anderen vorherrschend, im Lettenkeuper bleibt er auf wenige Horizonte und auch darin auf begrenzte Gebiete beschränkt.

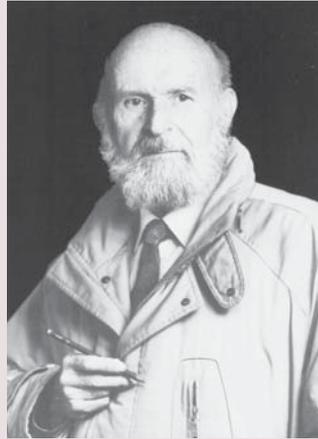
### Sedimente der Flussmündungen (ästuarine Flächenfazies)

In Süddeutschland ändert sich nicht nur die Fazies der Rinnensedimente. Zwischen den Rinnen liegt hier

### PAUL WURSTER

\* 13. 4. 1926 in Pfullingen

† 28. 3. 1994 in Bonn



PAUL WURSTER (AUS MEYER 1999).

WURSTER studierte nach Kriegsdienst und Gefangenschaft bei HANS CLOOS in Bonn und GEORG WAGNER in Tübingen Geologie. An deren anschaulicher Darstellung landschaftsgeschichtlicher und tektonischer Prozesse schulte er seine hohe zeichnerische Begabung. Bei ROLAND BRINKMANN promovierte er dann 1957 in Bonn über Schichtungsgefüge und kam so zu seiner neuartigen Interpretation des Schilfsandsteins, mit der er sich 1964 an der Universität Hamburg habilitierte. Aus tausenden von Schrägschichtungsmessungen hatte er ein riesiges deltaisches Entwässerungssystem rekonstruiert, das sich im Lauf von wenigen 10.000 Jahren vom Baltischen Schild und der Russischen Tafel nach Südwesten über das Mitteleu-

ropäische Becken vorbaute. In den lokalen Vorkommen der feinkörnigen, grünen „nordischen“ Sandsteine, der „Flutfazies“, die in der Morphologie der Landschaft unter Reliefumkehr als Stränge erscheinen, erkannte er die Fließrinnen des triaszeitlichen (karnischen) Deltas, in der „Normalfazies“ die dazwischen liegenden Stillwasserbereiche. Diese Deutung führte zunächst zu einer wissenschaftlichen Kontroverse, wurde aber seither mit gewissen Modifikationen wissenschaftliches Allgemeingut. WURSTER konnte seine Ansichten auf die Entstehung der Lettenkeuper-Sandsteine übertragen, doch treten diese Sandsteinstränge im Landschaftsbild weniger in Erscheinung. Bis zu seiner Emeritierung 1992 leitete WURSTER das Geologische Institut der Universität Bonn.

MEYER, W. (1999): PAUL WURSTER (1926–1994) – Die „Geologie des Schilfsandsteins“. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias, Eine ganz andere Welt: 619–621; München (Pfeil).

meist eine Flächenfazies, die sich deutlich von den fluviatil geprägten Ablagerungen der Überflutungsebenen weiter nördlich unterscheidet. Besonders im Südwesten finden sich in den vier sandigsten Schüttungen, dem Süddeutschen Hauptsandstein, den Sandigen Pflanzenschiefern und den beiden Sandsteinen der Anoplophoraschichten, die eigentlichen Rinnensandsteine nur stellenweise, fast überall aber die Flächenfazies aus kilometerweit seitlich aushaltenden Sandstein- und Schluffsteinbänken. Schlicksandbänke erstrecken sich als mal massive, mal feinplattig in horizontalen Schichten aufblätternde und bis über einen Meter mächtige sandige Schluffsteine (Abb. 13.13–13.14).



**Abb. 13.13** Feingeschichtete Sandsteinbank mit Rippelzügen in grauen Bracksee-Ablagerungen des höheren Unterkeupers bei Erfurt-Molsdorf (Thüringen); Foto E. NITSCHE 1997. Die Bank trägt Merkmale der Plattensand- und Driftsand-Fazies und ist wahrscheinlich im mündungsnahen Bereich des Bracksee-Faziesraums abgelagert worden.

Nach oben geht der sandige Schluff gelegentlich in tonigen Schluff oder schwach feinsandig-schluffigen Tonstein über. Die Schlicksandbänke sind gelegentlich von Wurzel-

bänke immer wieder von Rinnenfüllungen, entweder indem sie seitlich in diese übergehen, oder indem sich von oben herab etwas jüngere Rinnen durch sie hindurch bis in den Untergrund einschneiden.



**Abb. 13.14** Schlicksandbank der Hauptsandstein-Schichten (links: HS) und darin eingeschnittener Rinnensandstein der Sandigen Pflanzenschiefer mit Gleitgangschichtung (rechts: PS, Erosionsfläche mit Pfeil markiert) in Vellberg-Eschenau (Ausschnitt aus Abb. 13.9). Erhalten ist nur der tiefere Teil ursprünglich mächtigerer fluvialer Ablagerungen, die nun an der Kappungsfläche faziesdiskordant durch die Bracksee-Ablagerungen des Anthrakonitbank-Horizonts (Ab) überlagert werden. ES: Estherien-ton, BS: Basischichten; Bildhöhe etwa 7 m. Foto E. NITSCHE 2004.

spuren durchdrungen und führen besonders im unteren Teil auch manchmal Grabspuren. Manche Schichtflächen sind mit Pflanzenhäcksel belegt. Pflanzenreste und Grabspuren wurden öfters pyritisiert, was sich vor allem in Bohrungen zeigt; in Aufschlüssen liegen sie nicht selten in brauner Limoniterhaltung vor. Seltener schließen Bänke dieser Fazies mit einer Lettenkohle ab. Die obersten Lagen sind aber kaum einmal erhalten. Wie oft diese Sedimentkörper erosiv gekappt wurden, belegen oben gekappte Schachtelhalm-Wurzeln, die heute aus einer Erosionsfläche zu kommen scheinen und deren Rhizom, aus dem sie ja gewachsen sein müssen, nicht mehr zu finden ist (Kap. 15). Unterbrochen werden die Schlicksand-

Ähnlich ergeht es den Plattensandbänken, dünnbankigen Wechselfolgen aus finger- bis armdicken Sandsteinplatten und zentimeterdünnen sandigen oder tonigen Schluffsteinfugen, gelegentlich auch mit Zwischenlagen in sandig-schluffiger Flaserschichtung (Abb. 13.15). Die Sandsteinlagen tragen hin und wieder Rippelmarken und sind bald schräggeschichtet, bald laminiert oder gradiert, bald schichtungslos. Die Stärke der aufeinander folgenden Sandsteinplatten nimmt manchmal nach oben etwas zu, als wenn sich eine Flussmündung nähert und mit jedem Hochwasser mehr Sand auf die Stelle schüttet. Das Wasserbecken stand manchmal unter Gezeiteneinfluss, wie die besonders von PÖPPELREITER (1999) dokumentierten Tonhüte zwischen



**Abb. 13.15** Plattensand-Fazies im mittleren Unterkeuper bei Kirchberg-Zwingelhausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992. Die Sandstein-Lagen zeigen Rippelmarken, einzelne Wühlspuren wirbelloser Tiere und Wurzelbahnen.

den Sandlagen zeigen. Solche Tonhäute erscheinen jedoch nicht in allen Horizonten in dieser Fazies. Im unteren Meter finden sich nicht selten horizontale als auch vertikale Grabspuren, manchmal auch sandgefüllte Trichter als Fluchtspuren verschütteter kleiner Tiere. Unzweifelhaft marine Fossilien fehlen offenbar, allenfalls Gemeinschaften des Brackwassers mit *Unionites*, *Conchostraken* oder *Lingularia* lassen sich identifizieren (Kap. 15). Von oben



**Abb. 13.16** Stark durchwurzelte dolomitische Schlufftonsteine aus der Schlammrinnen-Fazies im mittleren Unterkeuper von Rottweil (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992.

und gelegentlich von Schichtflächen innerhalb der Abfolge aus sind die Plattensandbänke aber auch häufig durchwurzelt. Die Grabspuren und die schichtweise häufigen *Unionites*-Schalen auf der einen, die Wurzeln auf der anderen Seite zeigen, dass es sich um eine Ablagerung zwischen Land und Brackwasserbecken handelt, mal der einen, mal der anderen Domäne zugehörig. Auch können einzelne durchwurzelte Sandsteinlagen dolomitisch gebunden sein, was an Zementationszonen im Uferaum denken lässt. Diese am Main z.T. noch über zwei Meter mächtige Fazies verringert sich in den geringmächtigen Profilen Württembergs zuweilen auf eine einzelne dünne Sandsteinplatte mit Wurzeln, die eingekeilt liegt zwischen brackischen und marinen Dolomitsteinbänken.

Eine eigenartige Fazies dieser Assoziation sind die Schlammrinnenbänke, metermächtige sandige Schlufftonstein-Horizonte von meist dunkelgrauer Farbe (Abb. 13.16, 13.17). Sie zeigen in kleineren Aufschlüssen oft überhaupt keine klaren Sedimentstrukturen, blättern aber an zuvor unsichtbaren Schichtflächen auf und zeigen dann ihr eingestreutes Pflanzenhäcksel und immer wieder auch

Wurzelspuren (Abb. 13.16). Die Wurzeln mussten manchmal Muschelschalen ausweichen und haben sie gelegentlich durchdrungen (KELBER 1987). Wo man dünne Sandsteinlagen eingeschaltet findet, sind diese nicht immer flach und horizontal, sondern stellenweise auch als schräge linsenförmige Körper eingelagert. Sie formen dann noch den Gleithang einer ansonsten unsichtbaren kleinen sandarmen Rinne ab, die sich fast ganz mit dem gleichen grauen Schlack füllte, in den sie sich zuvor auch eingeschnitten hat. Gelegentlich lässt sich ein Unterschied zwischen Rinnenfüllung und Umgebung erkennen. In Ilfeld bei Heilbronn war eine solche Schlammrinne



**Abb. 13.17** Dunkelgraue durchwurzelte Schlufftonsteine in Schlammrinnen-Fazies überlagern einen fossilarmen Schlammdolomit der Bracksee-Fazies (etwa 1 m mächtig) im mittleren Unterkeuper (Anthrakonitbank-Horizont und Untere Graue Mergel) von Pleidelsheim (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 2007. Die ineinander verschachtelten Schlammrinnen-Füllungen und ihre Zwischensedimente bestehen fast durchgängig aus dem gleichen Material und sind daher nur schwer zu unterscheiden.

von nicht einmal zehn Meter Breite und kaum einem Meter Tiefe aufgeschlossen, die sich nur durch eine etwas abweichende Graufärbung vom Nebengestein unterschied. Das Material ist in und zwischen den kleinen Rinnen jedoch so ähnlich, dass oft nicht klar ist, ob eine gerade noch erkennbare Schlammrinne wirklich in ein Zwischensediment anderer Entstehung oder in andere, ältere Kleirinnen eingeschnitten ist. Mit ihren vielen Pflanzenresten, ihrem kohligem Grau und den eingestreuten Brackwassermuscheln erscheinen die Schlammrinnen-Horizonte tatsächlich ganz wie SANDBERGERS (1867) „Marschland“, wie ein Küstensumpf, der von den dünnen Verteilerärmchen einer deltaischen Flussmündung durchzogen ist. Gelegentlich wurden auch einzelne Schichtlagen mit marinen Fossilien in dieser Fazies festgestellt (URLICHS 1982; HEUNISCH 1986). Teilweise scheint es sich hierbei um marine Resedimente der Muschelsandstein- und Muschelletten-Fazies zu handeln (s.u.), die sich andernorts als dolomitischer Horizont einschalten. Doch haben womöglich auch Sturmfluten kilometerweit Brackwasser und sogar Meerwasser über die Küstensümpfe getrieben und kleinere Meeresbewohner mitgebracht.

Auch die ästuarine Flächenfazies führt immer wieder Lettenkohle in dünnen Bänken. Sie findet sich meist über den Sedimenten der anderen Fazies dieser Assoziation, wird aber nicht selten noch einmal von weiteren Ablagerungen überdeckt, bevor die Sedimentation in den

brackischen oder marinen Fazieskomplex wechselt. In der Kohlensubstanz lassen sich manchmal noch größere Reste der Landpflanzen nachweisen, aus denen sie entstanden. Selbst in einem der südlichsten Kohlenvorkommen, in Proben aus Frommenhausen in Mittelwürttemberg, fand PÖPPELREITER (1995) noch die „terrestrischen“ Bestandteile Cutinit und Inertinit vorherrschend, während kleine Mengen an Alginat auf Zeiten der Wasserbedeckung hindeuten, beispielsweise nach Unwettern mit anhaltendem Hochwasser.

### 3.2. Nur eine Prise Salz: Der Bracksee-Fazieskomplex

Zwischen die Schichten des fluviatilen Fazieskomplexes schieben sich im Lettenkeuper

immer wieder tonig-dolomitische Horizonte einer Brackwasserfazies, die nach Südwesten auch zunehmend als fazielle Vertretung der fluviatil-ästuarinen Sedimente erscheint und hier als „Bracksee-Fazieskomplex“ vorgestellt werden soll. Die paläogeographische Bedeutung dieser Fazies ist bislang noch rätselhaft. Sie wurde in der Vergangenheit häufig als „marin“ bezeichnet (z.B. PÖPPELREITER 1999), doch fehlt ihr im Gegensatz zu den Ablagerungen des Ingressions-Fazieskomplexes eine wirklich marine Fauna. Zwar wanderten einzelne wenig anspruchsvolle Gattungen wie *Lingularia* aus dem Meer ein, erreichen hier jedoch nicht die Größe der marinen Exemplare aus dem Muschelkalk oder in der Alpinen Trias und finden sich gemeinsam mit nichtmarinen Brackwasserbewohnern, insbesondere mit Conchostraken (KOZUR 1972).

Sedimente mit einer Brackwasserfauna paläogeographisch zu bewerten, ist stets schwierig. Sind es eingedampfte Seen oder ausgesüßte Meeresbuchten? Die Salzseen Australiens oder Südamerikas zeigen noch heute, wie unter trockener Wüstenluft das Wasser der Flüsse und Binnenseen so weit verdunstet, dass diese brackisch oder sogar übersalzen werden (WAISER & ROBARTS 2009). Selbst robuste Meeresorganismen können sich darin ansiedeln, wenn ihre Larven mit Fischen über den Abfluss oder auf anderem Weg in den See gelangen (HAMMER 1986; LEVY 1989). Für Biologen sind solche Meerestiere in salzigen Binnenseen derart gewöhnlich, dass sie sogar den Aus-

druck „athalassisch“ geprägt haben für Salzseen, die ausnahmsweise keine solchen Einwanderer enthalten, und den „thalassischen“ Seen mit ansonsten „eigentlich marinen“ Arten gegenüberstellen (BAYLEY 1967). So ließe sich bei den Ablagerungsräumen des Bracksee-Fazieskomplexes gut an einen thalassischen brackischen See denken, das Sediment müsste dann als „lakustrin“ bezeichnet werden (z.B. bei BEUTLER et al. 1999).

Doch bestehen auch enge Verbindungen zu den marinen Sedimenten des Ingressions-Fazieskomplexes, zumindest für einzelne Horizonte. Acritarchen, Plankton aus dem Meer, fand HEUNISCH (1986) in solcher Fazies im unteren Abschnitt des *E s t h e r i e n t o n s*, nahe an den marinen *U n t e r e n D o l o m i t e n*, wo gelegentlich auch noch Dentalien, typische Muschelkalkformen, zu finden sind. Auch der Gezeiteinfluss, der sich in den Sedimenten der Flussmündungen in Süddeutschland abbildet, belegt eine offene Verbindung des südlich anschließenden Brackwasserbeckens mit dem Weltmeer. Hier scheint wirklich Meerwasser zugeströmt zu sein und das Brackwasser somit durch Mischung, nicht allein durch Eindampfung entstanden zu sein: ein „brackisch-marines“ Milieu. Doch auch dies gilt nicht für alle Sedimente dieser Fazies.

So finden sich in den Brackwasser-Sedimenten immer wieder Trockenrisse, die nach kurzer Zeit wieder überflutet wurden und dabei teils zugequollen sind, teils mit Tonschlamm verfüllt wurden. Man könnte an eine Gezeitenebene, ein brackisches Watt denken, doch fehlen alle Anzeichen von Gezeitenströmung oder von Prielen; es fehlt der gleichmäßige Takt einer Gezeitenschichtung. Stürme haben die Sedimente aufgewühlt, wie PÖPPELREITER (1999) zeigen konnte, und nach den Erosionsflächen, die sie hinterlassen haben, war das Wasser einige Meter tief, als sie wüteten. Dann fiel der Tonschlamm aber zwischenzeitlich wieder trocken und bekam Risse. Derart stark und dabei unregelmäßig schwankende Wasserstände sind ein Zeichen, dass die offene Verbindung zum Meer verloren ging, dass zumindest ein Teil der brackischen Sedimente doch in einem Binnensee entstanden ist.

Die Geschichte der Neogenen Paratethys in Südosteuropa und Mittelasien zeigt, wie im Inneren eines Kontinents große Brackwasserbecken ihren Anschluss an das Weltmeer verlieren und wieder gewinnen konnten und dabei bald Binnensee, bald Nebenmeer sind (RÖGL & STEININGER 1983; RÖGL 1998). Das Germanische Becken der Mittleren und Späten Trias kann ebenfalls als eine Art „Paratethys“ betrachtet werden, doch ist die Überlieferung hier weitaus lückenhafter. Brackwassersedimente sind gerade im Unteren Keuper über enorme Gebiete abgelagert worden, die nur zeitweise über schmale Pforten mit dem Ozean verbunden waren. Zumindest ein Teil der Brackwassersedimente dürfte daher tatsächlich in einem flachen und breiten ausgesüßten Meeressgolf entstanden sein, gewis-

ermaßen „kolpoidal“ (von griech. *kólpos*, Bucht). Doch dieser Golf war wohl nicht ständig mit dem Meer verbunden und damit auch immer wieder ein brackischer Binnensee mit starken, von Wetter und Klima abhängigen Schwankungen des Wasserspiegels.

Eine Unterscheidung zwischen „kolpoidalen“, eher brackisch-marinen Sedimenten und echt lakustrinen, brackisch-nichtmarinen und zuweilen fast limnischen Ablagerungen ist jedoch nur mit umfangreichen mikropaläontologischen Untersuchungen zu erreichen. Aus den Lithofazies lassen sich diese Wechsel nicht ableiten, selbst wenn durch charakteristische Marken oder Fossilfunde die eine oder andere Schichtfläche deutbar wird. Einen Unterschied macht erst der Wandel in ein echt marines Milieu, da dann sogleich marine Einwanderer im Sediment erscheinen und die Abgrenzung eines eigenen, marinen Fazieskomplexes erlauben. So scheint es angemessen, die Eigenständigkeit des brackischen Ablagerungssystems deutlicher hervorzuheben, als dies bisher geschehen ist.

Eine kurze und passende Bezeichnung für solcherlei „paratethyale“ Brackwasserbecken ist jedoch leider nicht zur Hand. Die Bezeichnung „lakustrin“ für diesen Fazieskomplex, im Sinne von BEUTLER et al. (1999), betont die Meerferne des Wasserbeckens stärker als die Verbindungen, die jedoch zeitweise zweifellos bestanden haben und die auch ihre Spuren hinterließen. Die Unterschiede zu den lakustrinen Binnensedimenten des späteren Mittelkeupers bleiben dabei wohl zu sehr vernachlässigt. Die Bezeichnung „marin“ unterschiedslos auf alle Sedimente großer Wasserbecken anzuwenden – selbst auf schwach brackische und limnische, wie PÖPPELREITER (1995, 1999) dies bevorzugte – würde wiederum den Meereseinfluss überbetonen. Die Biofazies wird aus ähnlichen Gründen gelegentlich als „lagunär“ bezeichnet, was den ambivalenten Charakter zwischen Land und Meer, zwischen Süß- und Salzwasser ausdrücken soll (SCHULZ & HEUNISCH 2005). Die Bracksee oder der Bracksee – das Brackwasserbecken des Unteren Keupers war wahrscheinlich beides im zeitlichen Wechsel.

## Faziesassoziationen

Der Bracksee-Fazieskomplex umfasst eine ganze Anzahl charakteristischer Lithofazies, die hier vor allem nach der Korngröße der beteiligten Sedimente in zwei Assoziationen gegliedert werden sollen: Eine Sandplattenfazies und eine Brackschlammfazies.

### Sandplatten-Fazies

In bestimmten stratigraphischen Horizonten schalten sich Schluffstein-, Schluffsandstein- oder sogar Feinsand-



**Abb. 13.18** Schuffleistone und eingelagerte Schlammdolomite des Bracksee-Fazieskomplexes (Estherienton) bei Pleidelsheim (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 2007. Die dolomitischen Tonsteine führen auf einzelnen Schichtflächen Anreicherungen von Conchostraken, gelegentlich auch von Süßwasser-Ostrakoden oder von Brackwasser-Fossilien.

stein-Bänke in die tonigeren Brackwassersedimente ein. Sie bilden meist großflächig ausgebreitete Schichtbänke und tragen daher teilweise als stratigraphische Leitbänke eigene Bezeichnungen, z.B. Wagner-Plattenhorizont oder Hauptquarzitschieferplatten.



**Abb. 13.19** Aufgearbeitete Einzelklappen von *Lingularia tenuissima* auf einer Schichtfläche in Schluffleistonen des mittleren Unterkeupers von Kirchberg-Zwingelhausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH. Die einheitliche Schalengröße von etwa 8–12 mm spricht dafür, dass es sich um eine gescheiterte Gründerpopulation handelt, die, nimmt man ähnliche Wachstumsraten wie bei heutigen Linguliden an, nach höchstens 1–2 Jahren aus ihrem Substrat ausgespült wurde, weshalb die Individuen ihre volle Größe nicht erreicht haben.

Die Fossilführung ist meist spärlich, gelegentlich findet man auf Schichtflächen *Planolites*-Spuren, ab und zu Schalen von *Unionites* oder verstreute Fischreste. In Untermünkheim-Wittighausen wurden auch Abdrücke von Hydromedusen entdeckt (HAGDORN 2013).

Eine typische Lithofazies sind die Sturmsandplatten, feinsandige Schluffsteine bis Feinsandsteine in feiner Strömungslamination, stellenweise auch in Beulenschichtung (engl. Hummocky Cross Stratification, HCS) oder mit flachen Kolkrinnen-Füllungen (gutter casts) an ihrer Basis. Gradierungen sind bei den geringen Korngrößenunterschieden nur selten auszumachen, kommen aber vor.

Driftsandplatten sind petrographisch ähnlich, allerdings mit etwas dickeren Feinschichten; sie haben einen höheren Sandanteil und sind intern schräggeschichtet und nicht selten geripelt. Die Driftsandplatten können halbmeter- und metermächtige Bänke aufstapeln, bleiben aber meist dünner. Der Übergang in die Plattensand- und Schlicksandbänke der Mündungs-Sedimente erscheint fließend (Abb. 13.14), manchmal lagert eines sogleich auf dem anderen. Doch fehlen der Sandplattenfazies sowohl die Wurzelspuren als auch die Nachbarschaft zu Rinnensedimenten, was fast immer eine Unterscheidung zulässt.

Bonebedplatten sind schon seltener, meist bleiben Knochensand-Anreicherungen beschränkt auf einzelne braun bestreute Schichtflächen der Sandsteine, Tonsteine und Dolomitsteine. Doch treten auch regelrechte Knochenschuttgesteine auf, in denen Zähne, Knochen, Fischschuppen und manchmal phosphorisierte Koprolithen die Rolle des Sandes und der Gerölle übernehmen und bis zu 40 Prozent des manchmal sandigen, sonst dolo-



**Abb. 13.20** Conchostraken-Massenvorkommen können als Beleg für kurzzeitige Überflutungen durch Süßwasser gelten. Links adulte Conchostraken (*Euestheria minuta*), nahezu unverdrückt erhalten im Schlammdolomit der Brunner-Bank (Dolomit 1) im Estherienton von Pleidelsheim (Schalenlänge etwa 3–4 mm). Mitte: Kompaktierte Conchostrakenschalen in Fossilgemeinschaft mit umgelagerten juvenilen Lingulidenschalen einer gescheiterten Pioniergeneration weisen auf eine erosive Süßwasserflutung im Anschluss an eine höchstens wenige Monate dauernde Brackwasserphase hin (weiße Lingulidenschalen 1–3 mm lang), Estherienton von Kirchberg-Zwingelhausen. Rechts: Gelegentlich weisen Schichtflächen mit juvenilen Conchostraken darauf hin, dass auch Süßwasserbedingungen örtlich nicht länger als einige Tage andauerten und selbst schnell wachsende Conchostraken nicht ihre volle Größe erreichen konnten (Schalenlängen um 0,5 mm), Estherienton von Bad Wimpfen (alle Baden-Württemberg); Makrofotos: I. RUPF.

mitischen oder mergeligen Gesteins ausmachen. Die Wirbeltierreste stammen von terrestrischen, limnischen und euryhalin-marinen Arten (HAGDORN & REIF 1988). Lithofaziell lassen sich keine deutlichen Unterschiede zu den nach ihrer Fauna vollmarinen Bonebeds des Muschelkalks und basalen Lettenkeupers erkennen (REIF 1982). Die Mächtigkeit einzelner Bonebedplatten kann auf engstem Raum zwischen wenigen Millimetern und mehreren Dezimetern schwanken. Anders als die Bonebeds des fluviatilen Komplexes sind sie aber dennoch flächenhaft über oft viele Kilometer verbreitet.

### Brackschlamm-Fazies

Der Hauptanteil der brackischen Gesteine besteht jedoch aus meist schwach dolomitischen, manchmal schluffigen Tonsteinen, aus Mergelsteinen und eingelagerten feinkörnigen tonigen Dolomitsteinen (Abb. 13.18). Dabei können sich die verschiedenen Lithofazies dieser Assoziation auch lateral im selben Horizont vertreten, der dann erst aus dem Profilvergleich heraus erkennbar wird. Die Fossilfauna ist durchweg ärmlich in ihrem Artenspektrum, oft findet sich gar nichts. Manche Schichtflächen sind mit Conchostraken-Schälchen bedeckt, andere davon locker bestreut. Gelegentlich gesellen sich Einzelklappen von *Lingularia* dazu, aber immer nur von kleinen verkümmerten oder von jungen Exemplaren, die nach ihrer Größe zu urteilen kein zweites Jahr erlebt haben (Abb. 13.19,



**Abb. 13.21** Schluffleistentone (Estherienton) im Mittleren Unterkeuper von Kirchberg-Zwingelhausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992. Hammer als Maßstab.



**Abb. 13.22** Schlamm dolomite mit fließenden Übergängen zu angrenzenden Schluffleistentonen belegen die frühdiagenetische Dolomitabscheidung im noch unkompaktierten Tonsediment. Linguladolomite von Kirchberg-Zwingelhausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992.

13.20). Muscheln (besonders „*Anodonta*“ *gregaria*) sind nur manchmal anzutreffen, doch wenn, dann oft in rauen Massen. Größere Brackwasserbewohner gab es ebenfalls, doch haben die meist nur ihre Koprolithen hinterlassen. Gelegentlich finden sich aber auch Fischschuppen, Zähne oder verstreute Knochen.

dominierende Prozess in der Überlieferung der Schluffleistentone. Dazu mussten die Stürme nicht häufiger sein als in heutigen subtropischen Breiten, doch wühlten sie das Sediment stets tiefer auf als die nur flachgründig wirkenden Schönwetterprozesse, löschten deren Spuren und setzten so unter jedes geologische Dokument noch einmal



**Abb. 13.23** Brackmergel zwischen Schlamm dolomit und Meerschlammdolomit in Untermünkheim-Wittighausen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 2004. UDO: Untere Dolomite, DMS: Dolomitische Mergelschiefer, Bk: Blaubank, VS: Vitriolschiefer.

Schluffleistentone sind besonders in der unteren Erfurt-Formation, im Estherienton, weit verbreitet. Es sind dolomitische Tonsteine, deren geringer Schluffanteil in millimeterdünnen Feinschichten angereichert ist (Abb. 13.21). PÖPPELREITER (1999) erkannte in solchen Gesteinen flach eingeschnittene Erosionsflächen, die er auf grundlaufende Sturmwellen zurückführte. Gelegentlich sind die Sedimentfüllungen von Sturmkolken oder Kolkrinnen mit Dolomit zementiert und liegen nun als isolierte Dolomitsteinlinsen und -stangen im Tonsteinsediment. Das Wasser dürfte dann einige Meter tief gewesen sein, tiefer jedenfalls als über den strömungsbeeinflussten Driftsandplatten. Die Sturm-erosion erscheint sogar als der

ihre eigene Unterschrift. Dass die Fossilien fast immer nur als ausgespülte Einzelschalen auf uns kommen, könnte darin seine Erklärung finden. Gerade auf den Erosionsflächen und in den Kolken finden sich oft die meisten Fossilreste: Knochensand und Fischschuppen, Weichtierschalen und manchmal etwas Pflanzenhäcksel.

Der Ablagerungsraum der Schluffleistentone lag jedoch nicht ständig unter Wasser. Von immer wieder neuen Schichtflächen greifen tongefüllte Trockenrisse als schlanke Keile in die Feinschichtung. Manchmal fallen hier mehreckige Tonsteinscheiben aus dem Schichtverband, die auf ihrer Unterseite von radialstrahligen Harnischlinien gezeichnet sind.



**Abb. 13.24** Brackmergel mit dolomitischen Septarien im Niveau der Unteren Anoplophoradolomite, Oberndorf-Bochingen (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 2012.

Die Striemen weisen vom Zentrum nach allen Richtungen und biegen auch noch um die Kanten der Scheibe herum nach oben. Eine derartige Schmierbewegung nach allen Seiten zugleich lässt sich wohl nur mit Tonquellung erklären, die entstand, als das trocken geschrumpfte Sediment wieder durchnässt wurde. Manchmal sind die einstigen Risse im kompaktierten Tonstein aber auch nicht mehr sichtbar und verraten sich nur durch das von oben anzementierte Netzleistenmuster auf der Oberseite der darunter liegenden, im Material abweichenden Schicht. Auf Schichtflächen finden sich gelegentlich kleine Kalzitscheibchen, die schattenhafte Reste inzwischen aufgelöster Gipsknöllchen darstellen. Drei- und viereckige Marken in den Schlufflagen, nur wenige Millimeter im Durchmesser, dürften auf Salzkriställchen zurückgehen, die im ausgetrockneten Sediment wuchsen und bei der nächsten Brackwasser-Flutung wieder in Lösung gingen.

Eingelagert in die Schluffleistentone sind immer wieder Schlamm-dolomite mit derselben Brackwasserfauna. Die Dolomitsteinbänke sind häufig weder oben noch unten scharf gegen die Tongesteine abgegrenzt und entstanden wohl frühdiagenetisch im wassergefüllten Porenraum der frisch abgesetzten Tonsuppe (Abb. 13.22). Sedimentstrukturen und Fossilführung sind daher ähnlich wie in den begleitenden Mergeln und Tonsteinen, nur die spätere Kompaktion blieb ihnen fast ganz erspart. Die Lamination der Tonsteine erscheint hier als zentimeterdicke Feinschichtung. Im frischen Bruch wirken manche Dolomite völlig homogen, doch springen verwitterte Blöcke an fast ebenen Schichtflächen auf. Stellenweise liegt auf einer Erosionsfläche eine dünne Packung aus Unionitenschill, selten mehr als zwei oder drei Schalenlagen. Vor

allem in Süddeutschland finden sich auch in diesen Dolomiten Gipsknollen oder deren Auslaugungshohlräume. Sie sind hier jedoch nicht ganz so regelmäßig anzutreffen wie in den marinen Dolomiten. Wie dort müssen solche „Handkäsle“ als vadose Bildungen betrachtet werden, als Abscheidungen in verdunstendem, kapillar aufsteigendem Grundwasser eines Wüstenbodens (s.u., Salinarfazies). Ähnlich wie die Trockenrisse der Tonsteine zeugen sie von Zwischenzeiten, in denen das Brackwasser vertrocknet war und die Sedimente brach im Freien lagen.

Wie ein Bindeglied zwischen den Tonsteinen und den Dolomitsteinen nehmen sich hier die Brackmergel aus, feingeschichtete oder fast homogene Dolomitmergelsteine mit derselben brackischen Fauna aus Conchostraken und manchmal Linguliden, die sich auch in den anderen Gesteinen dieses Komplexes findet (Abb. 13.23). Hinzu treten örtlich *Unionites*, „*Anodonta*“ oder Ostrakoden, aber oft fehlen Fossilien darin ganz. Gelegentlich erscheinen sie durchwühlt, besonders in den Dolomitischen Mergelschiefern Nordwürttembergs, doch fehlen meist eindeutige Spurenfossilien. Der Übergang in Brack-schlamm-Dolomite erfolgt zuweilen nicht an Schichtgrenzen, sondern als diagenetische Grenzfläche zwischen Bereichen mit geringer Karbonatabscheidung im Sediment (Mergelstein) und solchen mit stärkerer Zementation (Dolomitstein). Fleckenhaft auftretende frühdiagenetische Zementationszonen zeigen sich dann in knollig-linsigen Konkretionen, die im Inneren septarienartige Schrumpfrisse zeigen können (Abb. 13.24).

Mächtigerer Abfolgen, wie die Grünen Mergel Württembergs, enthalten gewöhnlich zwischengeschaltete

Schlamm-dolomite und können mit zahlreichen pedogenen Gipsknollen durchsetzt sein, die jahrhunderte-, vielleicht jahrtausendelange Auftauchphasen belegen.

Begrenzte Verbreitung weisen die schwach bituminösen Schwarzmergel auf, die dem unteren Lettenkeuper der Schweiz den Namen *Alaunschiefer* einbrachten und im Horizont der *Vitriolschiefer* an vielen Stellen Süddeutschlands anzutreffen sind. Sie sind dennoch nicht die einzige Fazies in diesem Horizont und auch nicht ganz darauf beschränkt. Die spärliche Fauna besteht wiederum aus Conchostraken und Linguliden, gelegentlich auch Ostrakoden. Pyritkugeln und kleine Kriställchen finden sich zwar auch in den anderen Fazies dieses Komplexes, manchmal auch pyritisierte Grabspuren, hier sind sie jedoch so reichlich vorhanden, dass der zu Sulfat oxidierte Schwefelkies an verwitterten Aufschlussflächen vielfach weiße Gipsausblühungen entstehen lässt. Sie sind auch der Grund für ihren früheren (wenig bedeutenden) Abbau zur Gewinnung von Alaun und Vitriol (Kap. 19). Seitlich im selben Horizont werden sie oft schon nach einigen Kilometern von gewöhnlichen Schluffleistentonen oder von Brackmergeln vertreten (BRUNNER 1973).

### 3.3. Landunter in der Keuperbucht: Der Ingressions-Fazieskomplex

Eindeutiger als für die Brackwassersedimente lässt sich die paläogeographische Bedeutung der marinen Sedimente bestimmen. Als eingeschränkt marin dürfen die Sedimente dieses Fazieskomplexes allein schon wegen ihrer Muschelfauna gelten (Kap. 15). Neben die robusten Formen der Gattungen *Unionites* und *Pseudocorbula*, die wir auch aus brackischen Ablagerungen kennen, treten hier etliche Arten, die wir sonst im Muschelkalk finden. Besonders die Myophorien und Costatorien haben zuweilen so viele Schalen hinterlassen, dass dezimeterdicke Dolomitsteinbänke nur aus ihnen zu bestehen scheinen. In einigen wenigen dünnen Schichtbänken findet sich sogar ein vergleichsweise reichhaltiges Artenspektrum, mit *Plagiostoma*, *Bakevellia*, *Pleuromya*, *Pseudomyoconcha* und mehreren Myophorien-Arten (Kap. 15). Gegenüber der Muschelkalkfauna bleibt freilich auch dieses Artenspektrum ärmlich, doch ist es die „marinste“ Fauna, die der Keuper bis ins Rhät zu bieten hat.

Vollmarine Bedingungen wurden allerdings zu keiner Zeit erreicht, anspruchsvolle Organismen wie Echinodermen, Conodonten oder Foraminiferen wurden trotz zweihundertjähriger Fossiliensuche noch nirgends im Unteren Keuper entdeckt. Einzelne Funde von Nautiliden- und Ammonoideen-Steinkernen (Kap. 4, 7) müssen wohl als Treibgut gelten, ebenso eine Handvoll Terebrateln bei Kupferzell (URLICHS 1982), die vielleicht an einen Tang ge-

heftet waren. Sie alle sind viel zu selten, um für Bewohner des Keuperbeckens gehalten zu werden. Doch belegen ihre herangedrifteten Schalen immerhin einen Zustrom von Meerwasser in der Zeit, als ihre Fundschicht sich gerade bildete. Auch die Acritarchen, die sich in den palynologischen Proben finden (HEUNISCH 1986), sind wohl in das Becken eingeschwemmt worden. Wie lange sie sich hier noch vermehren konnten, lässt sich kaum beantworten.

Das Nebenmeer, das diese Sedimentlagen im Keuperbecken hinterlassen hat, war wohl kein allzu freundlicher Ort für Meerestiere. Der Salzgehalt entsprach nicht dem des Ozeans und war vermutlich nicht einmal stabil. Wo Unioniten auftreten, war er vermutlich ein wenig herabgesetzt durch noch anhaltende Süßwasserzuflüsse, wo die Costatorien das Meer für sich alleine hatten, war die Salinität womöglich schon etwas über dem Normalwert. Die metermächtigen Gipslager im Süden, nahe der Burgundischen Pforte, belegen die Instabilität dieser Meeresanbindung. Die kleinste Senkung des Meeresspiegels konnte die Germanische „Paratethys“ vom Tethysozean trennen und aus dem Nebenmeer wieder einen Binnensee machen oder eine Gipswüste.

### Faziesassoziationen

Der marine Ingressions-Fazieskomplex beschränkt sich fast überall auf geringmächtige Karbonatbänke, meist Dolomitsteine, die sich in die Tonstein-Dolomitfolgen der brackischen Horizonte einschalten und nur selten unmittelbar zwischen Sedimenten des fluviatilen Komplexes liegen. Lateral werden diese Muscheldolomite örtlich von marin aufgearbeiteten klastischen Schichtbänken, Resedimenten, vertreten. In Süddeutschland spielen zudem evaporitische Gesteine – Anhydrit und Gips – eine nach Süden zunehmende Rolle, meist als frühdiagenetische Bildungen, regional aber auch als Sedimente. Ihre Deutung als randmarine Absätze ist nicht immer ganz sicher, aber auch nicht unwahrscheinlich.

### Muscheldolomite

Marine Sedimente verraten sich durch marine Fossilien, und so zeigen eine Reihe von Dolomitsteinbänken des Unteren Keupers, dass sie nicht dem brackischen Milieu angehören wie die oben besprochenen Schlamm-dolomite, sondern echte Meeresablagerungen sind. Meerschlammdolomit- und -Kalksteine ähneln ihren brackischen Entsprechungen zwar stark, zeigen aber kaum einmal deren Feinschichtung und führen eine mehr oder weniger artenreiche marine Muschelfauna. Gelegentlich erinnern sie an die Blaukalke des Muschelkalks, sind jedoch oft dolomi-



**Abb. 13.25** Meerschlam-Dolomit als gebankte Abfolge mikritischer Kalksteine (Blau-bank, unten beim Hammer) und Einzelbänke mikrosparitischen Dolomitsteins (Untere Dolomite, über dem Mergelband der Dolomitischen Mergelschiefer) bei Kirchberg an der Jagst (Baden-Württemberg); Foto H. HAGDORN 2012.

tisiert (Abb. 13.25). Undeutliche Flecken weisen wahrscheinlich darauf hin, dass das Sediment von Bodenbewohnern zerwühlt wurde, von denen keine Körperfossilien erhalten sind. Auch hier gibt es aber Erosionsflächen, die dann mit einer Schalenpackung oder einem dünnen Bonebed belegt sein können. Lokal zeigen sich Schichtflächen mit konvex-oben eingekippten Muschelschalen, manchmal dicht an dicht als Schalenpflaster.



**Abb. 13.26** Schilldolomit (Anthra konitbank) des mittleren Unterkeupers von Rottweil (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1992. Die auf den ersten Blick zusammenhängende Bank besteht faziell aus zwei an einer Erosionsfläche amalgamierten Schillablagerungen.

Dies leitet über zu den eigentlichen Schilldolomiten. Diese bestehen ganz, oder jedenfalls fast ganz, aus aufgeschütteten Muschelschalen (Abb. 13.25, 13.26). Meist sind Costatorien oder Myophorien darin unter sich und nach der Größe sortiert, die kleinsten oben (Abb. 13.27). Diese Schilldolomite liegen gewöhnlich als dezimeterstarke Lage auf einer unebenen, ausgekolkten Erosionsfläche, unter die während der Diagenese oft noch eine fingerbreite Schlammschicht des Unterlagers anzementiert wurde. Manchmal liegen mehrere solche Lagen übereinander und bilden eine halbmeter- oder metermächtige Bank (Abb. 13.25). Es dürfte sich um

Sturmabsätze handeln, um aufgewühlte Schalen mehrerer Muschelgenerationen, von Sturmwellen aus den unterlagernden Sedimenten ausgegraben und angereichert und im nachlassenden Sturm unterhalb der Reichweite späterer Schönwetterwellen wieder abgesetzt. Die Wassertiefe wird daher wohl wenigstens vier oder fünf, eher aber mehr als zehn Meter betragen haben. Eingelagert in die marinen Ablagerungen sind gelegentlich kleine Stotzen der austernähnlichen Muschel

*Placunopsis ostracina*. Diese Bioherme sind, ähnlich jenen im Oberen Muschelkalk, von dicklinsiger, runder Gestalt, bleiben aber stets deutlich unter einem Meter im Durchmesser. Sie sind insbesondere aus der Anthra konitbank und aus dem Grenzdolomit bekannt geworden (ETZOLD & SCHWEIZER 2005). Der örtlich oolithische Grenzdolomit zeigt ansonsten jedoch bereits mehr fazielle Ähnlichkeit mit den marinen Bänken des darüber folgenden Gipskeupers und ist eher dessen Faziesassoziationen zuzurechnen (Abschnitt 13.4.3).

Als lokale Besonderheit ist hier auch der Hohenacker Kalk zu nennen, eine offenbar nur bei Ludwigsburg (Baden-



**Abb. 13.27** Marine Muschelschalen (vorwiegend *Costatoria*) im Schilldolomit von Abb. 13.24. Rechts Anschnitt senkrecht zur Schichtung (Makrofoto: I. RUPF; Maßstab 1 cm): Grადierter Muschelschill in der oberen Schillablagerung. Die meisten Schalen sind mit der konkaven Seite nach oben abgesetzt und wurden bei der Kompaktion des Sediments deformiert. Der Schillhorizont wird von einer bioturbirten Schlammlage abgedeckt.

Württemberg) ausgebildete Fazies eines eingeschränkt-marinen Schilldolomits. Neben marinen Molluskenschalen führt das Sediment lagenweise Sand und ungewöhnlich viele Wirbeltierreste, darunter auch artikulierte Skelette (vgl. Kap. 14). Die Mächtigkeit erreicht im Zentrum des Vorkommens bei Ludwigsburg-Hoheneck mehr als acht Meter. Das gesamte Vorkommen erstreckt sich jedoch nur als etwa 10 km langer und kaum 3 km breiter Streifen zwischen Asperg im Südwesten und Marbach am Neckar im Nordosten und markiert paläogeographisch die Vergitterung zweier aus Mächtigkeitsverteilungen bekannter Schwellenzüge, der ebenfalls von Südwest nach Nordost streichenden Nordschwarzwald-Schwelle und der etwa Nord-Süd streichenden Spaichinger Schwelle. Gegen die Ränder des Vorkommens keilt die Fazies auf weniger als einen Meter Mächtigkeit aus und geht im Oberen Linguladolomit auf. Stratigraphisch entspricht der Hohenecker Kalk offenbar der ebenfalls marinen Schalch-Petrefaktenbank im Linguladolomit Südwürttembergs, wobei der Quarzsandgehalt dann aus dem liegenden Lingulasandstein aufgearbeitet wäre. Über Sedimentstrukturen und Schichtung dieser Fazies ist nur bekannt, was sich aus den Handstücken der Sammlungen ablesen lässt, da seit über einem Jahrhundert keine größeren Aufschlüsse mehr aufgenommen werden konnten. Zumindest einige Handstücke zeigen einen engen Wechsel zwischen groben, teils sandigen Schilllagen und feinkörnigen Zwischenlagen (Schlammlagen?) im Zentimeterbereich. In den verwitterten Stücken sind die Muschelschalen häufig aufgelöst und die Wän-

de der Hohlräume mit feinen Quarzrasen überzogen. Dies deutet auf einen aufgelösten Gips- oder Anhydritzement hin, der ähnlich wie in den Grundgipsschichten des Mittelkeupers (NITSCH 1996) auch kalzitische Schalen ersetzt hat. Nach paläogeographischer Lage und Mächtigkeit handelt es sich wahrscheinlich um eine Schillanreicherung auf einer Untiefe im flachen Ingressionsmeer, die früh genug zementiert wurde, um als topographische Hochlage längere Zeit erhalten zu bleiben und vom Brackschlamm der Grünen Mergel nur in reduzierter Mächtigkeit überlagert zu werden. Jedenfalls spricht die marine Fauna des Hohenecker Kalks gegen eine zeitgleiche Bildung mit den stark wechselnden, zwischen brackisch und hypersalinar schwankenden Milieubedingungen von Böhlingen-Sulfat und Grünen Mergeln, die in der Umgebung des Vorkommens auf den dort nur einige Dezimeter mächtigen Linguladolomit folgen und sich nur in der Diagenesegegeschichte (insbesondere im mutmaßlichen Sulfatzement) der langsam einsedimentierten Schillbarre abbilden.

Die ursprünglich wohl stets kalkigen Ablagerungen des Ingressions-Fazieskomplexes liegen heute meist als Dolomitstein vor. Sie wurden vielfach erst spätdiagenetisch dolomitisiert, was sich an den etwas größeren Dolomitkriställchen zeigt, aus denen diese Dolomite bestehen (Korngröße > 50 µm), und die die ursprünglichen Sedimentpartikel (Bioklasten, Peloiden) nur noch teilweise in veränderter mineralischer Zusammensetzung nachbilden. Bei diesen spätdiagenetischen Dolomiten ist meist erst unter dem Mikroskop oder gar nicht mehr zu erkennen, ob sie auf

eine Schlammfazies zurückgehen oder auf eine Schillfazies. Schalenmaterial wurde bei der Dolomitisierung häufig zerstört, selbst ehemalige Schillgesteine können gelegentlich in homogen aussehenden, spätigen Dolomitstein umgewandelt sein (BRUNNER 1973: 40f). Häufig finden sich jedoch auch frühdiagenetische Dolomite, deren Korngröße kaum 30 µm erreicht. Sie wechseln manchmal mit erhaltenen Schlammkalklagen ab oder liegen als aufgearbeitete Dolomitsteingerölle in einer Kalksteinbank (BRUNNER 1973). Diese frühdiagenetische Dolomitisierung ist, besonders wenn sie mit frühdiagenetischen Gips- und Salzabscheidungen im gleichen Sediment einhergeht, ein Hinweis auf längeres Trockenfallen zwischen der Ablagerung des Karbonatsediments und dessen weiterer Überdeckung und damit auf (festländisch geprägte) Sedimentationspausen.

### Resedimente

Nicht alle marinen Sedimente des Lettenkeupers sind jedoch Karbonatsedimente. An etlichen Stellen finden sich die marinen Muschelfaunen auch in grauen oder braunen Schlufftonsteinen oder in karbonatisch gebundenen Sandsteinen (Abb. 13.28). Diese Muschelletten und Muschelsandsteine sind aber selten mächtiger als einige Zentimeter, vielleicht auch einmal zwei Dezimeter. Ihr klastisches Material entspricht meist demjenigen ihres Unterlagers, ist jedoch aufgearbeitet und gradiert oder feinschichtig neu

abgesetzt. Die Muschelsandsteine sind meist dolomitisch gebunden, seltener kalkig. Gelegentlich wird Glaukonit erwähnt (BRUNNER 1973). Im Profilvergleich korrelieren sie gut mit Muscheldolomiten der Nachbarschaft, so dass hier wohl nur das sandige Substrat eine reinere Dolomitbildung unterbunden hat. Auf stärker verfestigtem Untergrund entstanden Gerölldolomite, in denen sich auch aufgearbeitete Dolomitsteingerölle finden. JUNGWIRTH et al. (1996) fanden solche geröllführenden und meist sandigen Dolomitsteine vorwiegend an Stellen, die sie nach der Profilentwicklung als Untiefen des überfluteten Paläoreliefs deuten, während die tieferen Bereiche lediglich Meerschlam-Dolomite als Sediment empfangen. Ähnliche Gesteine sind auch mehrfach in Süddeutschland angetroffen worden, so im Horizont der *Linguladolomite* bei Aalen (BRUNNER et al. 1981: 64) oder in den Unteren Dolomiten von Ummenhofen (BRUNNER 1973: Taf. 1).

Offenbar sind auch manche Bonebeds im marinen Milieu entstanden (Kap. 15; Abb. 13.29). Im Grenzbonebed sowie in Bonebeds der marinen Blaubank und der Unteren Dolomite finden sich häufig marine Wirbeltierreste (HAGDORN & REIF 1988). Im Grenzbonebed liegen auch marine Weichtierschalen (*Costatoria*, *Coenothyris*), die aber auch aus den liegenden Muschelkalk-Sedimenten aufgearbeitet sein könnten, und eingeschwemmte Amphibienreste (Kap. 15). Wie bei den Bonebeds des brackischen Fazieskomplexes besteht das Sedimentmaterial dieser zentimeterdünnen, höchstens dezimeterstarken Schichtbänke

vorwiegend aus Knochensand, Zähnen, größeren Einzelknochen und Karbonatschlamm, zu denen oft Dolomitsteingerölle, phosphatische Koprolithen oder Quarzsand treten. Die Sohlfläche dieser Bonebeds ist stets erosiv; gelegentlich sind kleine Kolkritten (gutter casts) und sogar Schleifmarken ausgebildet. Gebietsweise ist gut sortierter Knochensand zu Rippelmarken aufgeworfen (Abb. 13.29). Das Sediment wurde offenbar mehrfach aufgearbeitet, wohl vor allem durch Stürme in nicht allzu großer Wassertiefe. Entsprechend weit sind diese Bonebeds verbreitet. Allein das Grenzbonebed ist, wenn auch mit lokalen Lücken, im süddeutschen Ausstrichgebiet über mehr als 200 km hinweg nachgewiesen (REIF 1982).



**Abb. 13.28** Feinsandiger Schluffstein, schwach dolomitisch, mit Abdrücken mariner Muschelschalen aus dem Horizont des Guthmannshäuser Kalks von Erfurt (Thüringen; Makrofoto: I. RUPF, Bildbreite ca. 11 cm). Aufgearbeitetes klastisches Material aus dem Liegenden S-1-Komplex hat hier die Ausbildung reinerer Karbonatsedimente unterdrückt.



**Abb. 13.29** Anreicherungen von Knochensand und Koproolithen (Bonebed) treten in verschiedenen Niveaus des Lettenkeupers auf. Links das marine Grenzbonebed mit Wellenrippeln aus Knochensand in Untermünkheim-Wittighausen (Baden-Württemberg); Foto H. HAGDORN 2012, rechts oben zeigt die Vergrößerung eines Rippelkammes Knochenreste, Zähne und Fischschuppen der Mittelsandfraktion mit Karbonatsandkörnern und Karbonatschlamm (hellgrau) in einem Rippelkamm des Grenzbonebeds von Vellberg-Eschenau (Makrofoto: I. RUPF, Bildbreite ca. 2 cm). Rechts unten grobkörnige Fazies des Bonebeds an der Basis der Anthrakonitbank von Kirchberg an der Jagst (Baden-Württemberg) mit zentimetergroßen Koproolithen und verstreuten Knochen (sogenannte „Kloake“); Foto H. HAGDORN 2011, Bildbreite ca. 20 cm.

### Salinarfazies

Evaporite sind in Süddeutschland in den brackischen und marinen Karbonatbänken als frühdiagenetische Abscheidungen fast allgegenwärtig. Es handelt sich gewöhn-

lich um Anhydritknollen (in tieferen Bohrungen), Gipsknollen (als deren Verwitterungsprodukt in Aufschlüssen und flachen Bohrungen, Abb. 13.29) oder deren runde oder diskusförmige Lösungshohlräume (in Aufschlüssen, oft mit Kalzitdrusen). BRUNNER (1973) erwähnt sogar kubische Lö-



**Abb. 13.30** Rötliche Gipsknollen in Brackmergeln (Grüne Mergel) von Haigerloch-Stetten (Baden-Württemberg); Foto E. NITSCH 1991.

sungshohlräume, die auf einstige Steinsalzkristalle im Sediment hindeuten. Die bis zu 30 cm großen Gipsknollen belegen, dass die Sedimentation dieser Karbonat-Tonstein-Horizonte immer wieder für Jahrhunderte und Jahrtausende unterbrochen wurde, dass die Sedimente in dieser Zeit trocken fielen und in wüstenhaft trockenem Klima aus der Kapillarfeuchte unter der Sedimentoberfläche Gips ausfiel. Damit weisen sich die marinen Bänke als Meeresboden und Landfläche zugleich aus, sind erst das eine gewesen und bald darauf das andere. Unklar bleibt dabei allerdings, ob sich das Meer in dieser Zeit ganz aus dem

Becken zurückgezogen hatte, oder ob nur der südöstliche Randbereich verlandete – dessen Ablagerungen wir heute in Süddeutschland finden – während ein schmalerer Meeresarm in der Beckenachse weiter bestand – dessen Ablagerungen heute abgetragen sind.

Doch sind Gips und Anhydrit im Unteren Keuper nicht auf knollige Abscheidungen beschränkt. Zumindest in Mittel- und Südwürttemberg sind darüber hinaus in wenigstens drei Horizonten sedimentäre Gipslager eingeschaltet. Das älteste findet sich im Horizont der *Albertibank* (*Bondorf-Gips*), das mächtigste auf den *Linguladolomiten* (*Böhringen-Gips*), ein drittes an der oberen Grenze des Lettenkeupers (*Dürheim-Gips*). Sie ähneln stark der Felsengips- und der Plattengips-Fazies der hangenden *Grundgipsschichten*, mit denen sich die beiden zuletzt genannten Lager im Wutachgebiet zu einer geschlossenen Gipsabfolge zusammenschließen.

WARTH (1977) beschrieb eine solche Gipseinschaltung in der *Albertibank* bei Bondorf, etwa 15 km westlich Tübingen. Die Gipsschicht ist bis zu 80 cm mächtig, keilt aber beiderseits nach wenigen Zehnermetern aus. Sie wird nach seinen Angaben von brackischen Dolomitsteinen und Tongesteinen sowohl unter- wie überlagert und war am Aufschlusspunkt bereits zu ungeschichtetem Alabastergips rekristallisiert, so dass keine näheren faziel- len Beobachtungen angestellt werden konnten. Der Horizont ist auch weiter südlich in mehreren Bohrungen angetroffen worden (A. ETZOLD, pers. Mitt.). Sichere Belege für eine Verbindung zu marinen Ablagerungsräumen liegen bislang nicht vor. Doch könnte es eine randliche Abscheidung zu der weiter nördlich (beckenwärts) ausgebildeten marinen Muschelbank des *Alberti-Horizonts* sein – Absätze einer küstennahen Gipslagune, die nur bei Sturmfluten vom Meerwasser erreicht wurde.

Besser bekannt sind der *Böhringen-Gips*, unmittelbar aufgelagert der marinen *Schalch-Petrefaktenbank* der *Linguladolomite* und dabei bis über drei Meter mächtig (PAUL 1974; ETZOLD et al. 1975; ETZOLD & SCHWEIZER 2005), und der *Dürheim-Gips* zwischen *Mauchachbank* und *Grenzdolomit* mit über zwei Metern. Beide Gipsabscheidungen grenzen im Schichtverband direkt an marine Sedimente (MÜNZING 1983). Sie können daher wahrscheinlich auf küstenbegleitende Gipspfannen zurückgeführt werden, auf eine „Gipsküste“ über dem normalen Flutpegel. Es sind teils massive Gipsbänke, die noch vage die Umrisse aufrecht gewachsener Kristalle zeigen, teils dünn geschichtete Sulfate mit dolomitischen, z.T. auch tonig-mergeligen Lagen zwischen finger- bis armdicken Gipsschichten. Ursprünglich entstanden diese Sulfatbänke wohl ähnlich wie die der Grundgipsschichten als Kristallrasen, die am Grund eines flachen, gipsgesättigten Laugenkörpers aufwuchsen

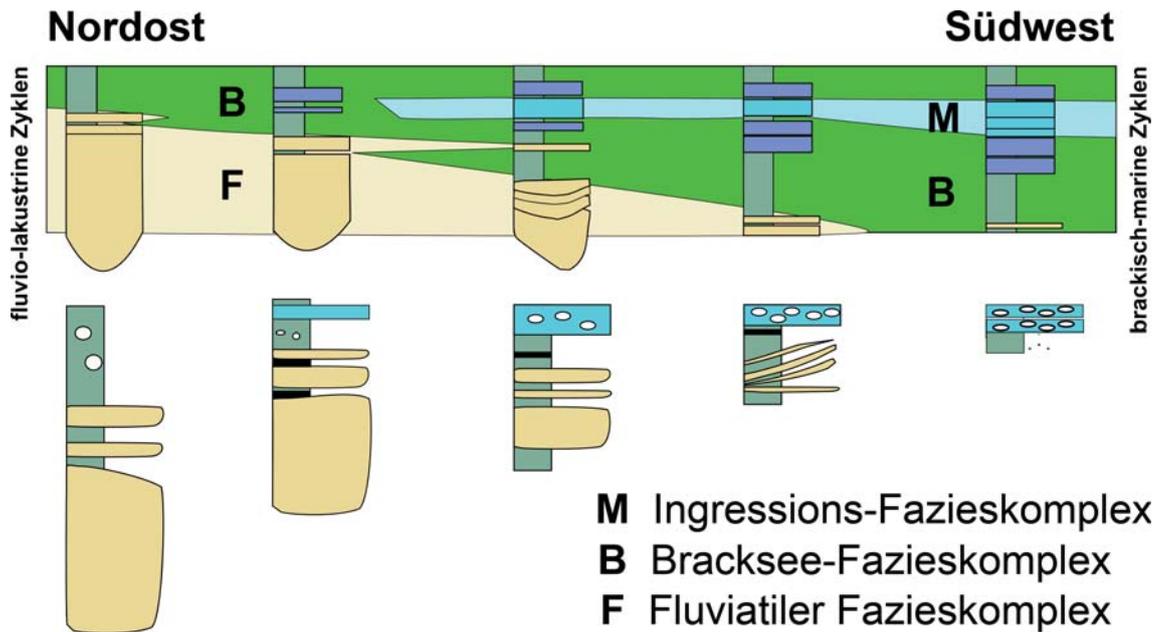
(NITSCH 1996). Teilweise deuten flache Rippelmarken auch aufgearbeitete Gipssande an.

Meist hat allerdings ihre spätdiagenetische Rekristallisation zu Anhydrit und heutige erneute Umkristallisation zu Alabastergips diese und vielleicht auch andere primären Gefüge ausgelöscht. Während der Spätdiagenese sind zudem örtlich Sulfatlösungen in die liegenden Karbonat- sedimente eingedrungen und haben diese ganz oder teilweise durch sekundären Anhydrit ersetzt, der im Aufschluss dann ebenfalls als Alabastergips erscheint. Selbst Muschelschalen sind dabei manchmal in Gips umgewandelt worden, auch wenn dies im Unteren Keuper nicht so häufig auftritt wie bei den „Muschelgipsen“ im Grundgips des Mittleren Keupers (PAUL 1974; NITSCH 1996). Oft lässt erst eine genauere petrographische Untersuchung eine Unterscheidung zu zwischen den „echten“, primären Gips- sedimenten und „falschen“ sekundären Gipsbänken, die zwar heute aus Gips bestehen, ursprünglich aber als Kalk- sediment abgelagert wurden.

#### 3.4. Faziesmodelle: Versuche über ein unvollständiges Puzzle

Die beschriebenen und weitere Lithofazies wechseln im Unteren Keuper in rascher Folge einander ab, sowohl vertikal über das Profil als auch lateral zwischen verschiedenen Aufschlüssen. Noch FRANK (1928) und ähnlich RICHTER (1936) waren daher der Meinung, innerhalb des Lettenkeupers lasse sich, über einige spezifische marine Leitbänke hinaus, keine genauere Gliederung treffen. Erst detaillierte Profilaufnahmen (KÄSTNER 1972; BRUNNER 1973) brachten zu Beginn der 1970er Jahre die Einsicht, dass einzelne Schichten zwar durchaus seitliche Fazieswechsel aufweisen, diese aber nur ein begrenztes Spektrum zeigen, das sich jeweils von dem der hangenden und der liegenden Schicht unterscheidet.

Den wichtigsten Schritt machte dabei vermutlich KÄSTNER (1972), als er eine schon zuvor von SEIDEL (1965) angedachte zyklisch-fazielle Untergliederung des Unteren Keupers in Thüringen ausarbeitete und dabei Fazieswechsel innerhalb einzelner Horizonte mit berücksichtigte. Nach KÄSTNER beginnt ein Kleinzyklus mit fluviatilen sandigen und tonigen Schluffsteinen, lokal mit Sandsteinen. Diese klastischen Sedimente sind unten meist grau reduziert, oben rotbunt oxidiert – wie wir heute wissen, als Ausdruck hydromorpher Bodenbildungen. „Der Zyklus endet mit mariner Sedimentation“, mit Ton- und Mergelsteinen und eingelagerten Dolomitsteinbänken (KÄSTNER 1972: 841). Bezogen auf die oben durchgeführte Einteilung nach Fazieskomplexen entsprechen diese Kästner-Zyklen dem regelmäßigen Übergang von Sedimenten des fluviatilen Fazieskomplexes in solche des brackischen und des marinen



**Abb. 13.31** Der fazielle Aufbau der Lettenkeuper-Zyklen verändert sich mit zunehmender Entfernung vom Tethys-Ozean im Süden. Während die Zyklen am Hochrhein noch von Bracksee- und marinem Fazieskomplex beherrscht werden, nimmt nach Norden der fluviale Fazieskomplex immer größere Bedeutung an und stellt unter der Aller meist den einzigen Fazieskomplex der Zyklen dar.

Komplexes. Bemerkenswert an diesen Kästner-Zyklen ist insbesondere ihre große Ähnlichkeit mit paralischen Kohlezyklothemen des Karbon (WELLER 1930; RIEGEL 1991) – lediglich die stets schwächtigen Lettenkohlen stehen hier in Kontrast zur üppigen Kohlebildung des Paläozoikums. Die Ökosysteme der Kohlesümpfe standen jedoch im Karbon in voller Blüte, während sie in der Mitteltrias gerade anfangen, sich vom großen Massenaussterben des späten Perm zu erholen (Kap. 5).

KÄSTNERS Gliederung in mehrere transgressive Kleinzyklen hat sich seither in Thüringen auch als Kartiergliederung bewährt (DOCKTER & LANGBEIN 1995; DOCKTER 1997). Ähnliche Wechsel nahm zu etwa der gleichen Zeit auch HORST BRUNNER (1973) zur Grundlage seiner Feingliederung des Lettenkeupers in Nordwürttemberg. Entsprechend der distaleren Lage seines Untersuchungsgebietes zeigen sich die Wechsel der tonig-schluffigen und tonig-dolomitischen Horizonte hier jedoch vielfältiger und, trotz einer für rein stratigraphische Zwecke klaren Abfolge, in ihrem paläogeographischen Bild verwirrender. BRUNNER verzichtete auf eine zyκλοstratigraphische Deutung und untersuchte die Ablagerungsbedingungen der meist gut gegeneinander abgrenzbaren Einzelschichten individuell und nacheinander. Auch hier zeigte sich ein deutlicher und über weite Gebiete offenbar korrespondierender Wechsel zwischen Sedimenten des fluvialen Komplexes und weithin ausge-

breiteten Horizonten, in denen Bracksee- und Ingressions-Sedimente vorherrschen (Abb. 13.31).

Eine zyκλοstratigraphische Deutung der süddeutschen Verhältnisse versuchten erst AIGNER et al. (1990) für den Aufschluss Wilhelmglück bei Schwäbisch Hall. In den klastischen Horizonten überwiegen hier die Sedimente der ästuarinen Flächenfazies und des Bracksee-Komplexes, und so hielten sie die Erosionsflächen unter einigen marinen und brackischen Karbonaten für bedeutender als diejenigen unter den Sandsteinen. Ohne auf KÄSTNERS transgressive Zyklen einzugehen, fassen die Autoren ihre „transgressiv/regressiven Zyklen“ als „bei generell abnehmender Wassertiefe abgelagert“ auf, d.h. in ihrem Hauptanteil als regressiv. Nach dieser Interpretation beginnen die Zyklen mit rascher und erosiver Transgression, die „subtidale“ Karbonatbänke hinterlässt. Brackische und marine Sedimente werden dabei nicht weiter differenziert. Darüber progradieren dann „inter-/supratidale“ brackische und limnische Tongesteine und „supratidale“ limnische, deltaisich-fluviale Sandsteine. Vereinfacht gesagt, deuten AIGNER et al. (1990) die Lettenkeuper-Zyklen als Verlandungszyklen eines immer wieder vordringenden flachen Nebenmeeres. Damit finden die Wurzelhorizonte der Sandsteine zwar eine plausible Position nahe dem Dach dieser Zyklen, gewissermaßen als abschließende Bodengefüge, doch die Gipskrustenböden, die AIGNER

et al. (1990: 136) durchaus als „Gypcrete“ erwähnen und die überwiegend in den Karbonatbänken auftreten (BRUNNER 1973), fallen dann meist in den unteren Teil, in die Zeit maximaler Wasserbedeckung.

Wenige Jahre später beschäftigte sich PÖPPELREITER (1995, 1999) nochmals mit der Abfolge und untersuchte eine größere Zahl Bohrkern- und Aufschlüsse in Württemberg und Franken. Er unterschied dabei 13 Lithofazies und interpretierte sie als marine und ästuarine Ablagerungen, wobei er ausdrücklich auch Sedimente mit limnischem Fossilinhalt als „marin“ bezeichnete. Nach PÖPPELREITER (1999) ordnen sich die von ihm beschriebenen Lithofazies in linearer Reihe zu transgressiv-regressiven Zyklen, wobei er jedoch zwischen proximalen (nordöstlichen) und distalen (südwestlich gelegenen) Ausprägungen dieser Zyklik differenziert. Die distale Zyklenfazies beginnt mit den Karbonaten der maximalen Transgression, auf die brackische Tongesteine und Sandsteine mit Wurzelspuren folgen. Dieser Zyklentypus ähnelt damit dem Zyklenmodell von AIGNER et al. (1990). In seinen proximalen Zyklen stellt sich unter dem Karbonathorizont zusätzlich noch ein „transgressiver tidaler Komplex“ ein, bestehend aus erosiv eingeschnittenen ästuarinen Rinnenfüllungen, was dem Modell von KÄSTNER (1972) näher kommt. Allerdings rechnete PÖPPELREITER über dem Karbonathorizont auch einen Teil der folgenden klastischen Sedimente als „regressiven klastischen Komplex“ noch mit in den liegenden Zyklus. Seine Zyklingrenzen fallen somit nicht wie bei KÄSTNER an das Ende der größten Transgression, sondern an den Beginn der Rinnenerosion, die nach seiner Auffassung oft erst in der Mitte oder am Ende der klastischen Horizonte einsetzt (PÖPPELREITER & AIGNER 2003).

Mit der sedimentologischen Bearbeitung wichtiger Lithofazies des Lettenkeupers durch PÖPPELREITER (1999) und PÖPPELREITER & AIGNER (2003) und ihrer Weiterentwicklung der KÄSTNERSchen Zyklicität ist das Verständnis der Unterkemper-Sedimente um einen wichtigen Schritt vorangekommen. Weitere Schritte bleiben aber notwendig, um die komplexen paläogeographischen Muster, die sich in der Abfolge verbergen, näher aufzuschlüsseln. Zum einen finden sich selbst in PÖPPELREITERS vergleichsweise komplexem Modell noch immer verschiedene wichtige Faziesmerkmale vernachlässigt, insbesondere im Bereich der Frühdiagenese (Dolomitisierung, Evaporitknollen, Paläoböden) und der Evaporite. Zum anderen erscheinen kontinuierliche Faziesabfolgen, die sich mit Hilfe der WALTHERschen Faziesregel auf benachbarte Ablagerungsräume zurückführen lassen, immer nur in kurzen Ausschnitten – abgehackt zwischen den allfälligen Erosionsflächen und Paläoböden, welche die Schichtfolge im Meter- oder sogar Dezimeterabstand zergliedern. Die Ablagerungsräume der erhaltenen Sedimente flackern zwischen diesen Lücken hindurch als ein stroboskopartiges Bild vom Ablauf

des Geschehens, täuschen manchmal wie ein Film Kontinuität vor, um in nächsten Moment mit einem irritierenden Schnitt einen Szenenwechsel zu vollführen.

Schon AUST (1969) hatte beobachtet, dass die Schichtfolge des Lettenkeupers von zahlreichen Erosionslücken geprägt ist, von Schichtfugen, an denen mehrere Meter Sediment entfernt wurden, bevor die nächste Schicht sich ablagern konnte. Anhand gekappter Wurzelspuren schätzte AUST (1969: 78) die vor der Ablagerung einer Dolomitbank erodierte Sedimentsäule auf 3,5 bis 4,5 m Mächtigkeit. Die verlorenen Sedimente ergeben eine Überlieferungslücke in der Abfolge der Paläomilieus, die nur schwer und unsicher deutbar bleibt. Die Erosionsfläche selbst lässt eine von Abtragung geprägte Transgressionsküste vermuten und damit ein gewisses kleinräumiges Paläorelief. Wie kompliziert die Küstenlinien eines Großgewässers – sei es nun brackisch oder marin – mit zudem schwankendem Wasserspiegel verlaufen sein müssen, mit wie vielen Inseln und Buchten, Schlickufern und Steilküsten, lässt sich daraus nur erahnen. Dennoch scheinen die brackischen und marinen Karbonathorizonte zumindest in Süddeutschland auf weite Entfernungen in überraschend gleichförmigen Abständen in die klastischen Abfolgen eingeschaltet zu sein. Die erhebliche Bedeutung von Transgressionsküste und Sturmereignissen, die schon PÖPPELREITER nach dem Zeugnis der Sedimentstrukturen hervorhob, wird daher wohl noch übertroffen von ihrer gemeinsamen Arbeit als „Nivellierhobel“: In Zeiten ausgedehnter Wasserbedeckung räumten Wellenschlag und Stürme die höchsten Erhebungen beiseite und stützten die Mächtigkeiten der klastischen Horizonte auf Gleichmaß zurück – tilgten dabei allerdings viele Spuren der Ablagerungsgeschichte aus der Überlieferung.

Was erhalten blieb, zeigt mit dem Wechsel von sandig-tonigen Horizonten fluviatiler und brackischer Prägung einerseits, tonig-dolomitischer Horizonte brackischer und mariner Prägung andererseits, den hin und her wogenden „Kampf“ von Schwemmlandebene, Bracksee und Meeresbucht – eine zyklische Gliederung, wie sie bereits von SEIDEL und KÄSTNER erkannt worden ist und wie sie PÖPPELREITER nun mit höherer stratigraphischer Auflösung erneut bestätigt hat. Hatte KÄSTNER (1972) erst vier solcher Zyklen sicher unterscheiden können, fand PÖPPELREITER (1999) deren zehn. Noch bleiben gewisse Korrelationsprobleme zu lösen (NITSCH 2005b), weshalb sich frühestens in einigen Jahren die genaue Zahl dieser Trans- und Regressionen wird zuverlässig angeben lassen. Doch dürfte es bei ungefähr zehn Zyklen bleiben. Unklar bleibt auch noch, wie viel Zeit diese einzelnen Flutungszyklen beansprucht haben. Es mögen etwa 50, 100 oder bis zu 400 Jahrtausende gewesen sein, unterschiedliche Werte zwischen den Zyklen sind dabei nicht unwahrscheinlich. Die Dauer des gesamten Lettenkeupers wird daher auf wenigstens eine,

höchstens zweieinhalb Millionen Jahre geschätzt (NITSCH et al. 2005). Zehntausende von Jahren sind somit in die Sedimente einer am Main vielleicht drei oder vier, am oberen Neckar nicht einmal einen Meter mächtigen Schicht zusammengepresst. Wirklich überliefert ist freilich nur ein Bruchteil des gesamten Zeitraums. Nur die Zeiten, in denen etwas abgelagert wurde und auch davon nur das, was die Erosion nicht wieder wegfraß. Manchmal sehen wir von hunderttausend Jahren nur ein paar stürmische Tage, die uns etwas Sediment hinterließen.

#### 4. Keuperglades und Paratethys: Lebensräume des Lettenkeupers

All dies erschwert freilich eine Antwort auf die Frage nach den Lebensräumen der Lettenkeuper-Faunen oder -Floren. Die Problematik beschränkt sich nicht allein darauf, den Lebensort der Organismen zu bestimmen. Natürlich wurden auch im Unteren Keuper viele Reste ortsfremd (allochthon) eingebettet und fossilisiert. Zum Beispiel sind die Insektenreste meist in den Brackwasser-Ablagerungen zu finden, obwohl die Käfer und Schaben sich zweifellos an den Pflanzen des Festlandes genährt hatten. Ähnlich ist es bei den Reptilien des Festlandes, deren Zähne und Knochenreste in den Bonebeds am Boden der Flussrinnen liegen und sogar in jene der Bracksee und des Meeres hinausgespült wurden (vgl. Kap. 15). Aber auch ortstreu eingebettete (autochthone) Fossilien stecken nicht immer in den Sedimenten ihrer Lebensumwelt, meist wurden auch ihre Überreste aufgearbeitet, wenn auch ohne weite Verfrachtung.

Bezeichnenderweise können in einem zunächst gleichförmig aussehenden Sediment kaum fingerbreit übereinander liegende Schichtflächen Fossilgemeinschaften aufweisen, die sich drastisch unterscheiden. Das beste Beispiel sind die Schichtlagen mit *Lingularia*-Schälchen, die fast immer als ausgespülte Einzelklappen gefunden werden und höchst selten eingegraben in Lebendstellung (Kap. 7, 15). Das Substrat, in dem sie leben konnten, wurde aufgearbeitet; das Sediment, in dem ihre Schalen jetzt liegen, wurde von ihren Nachkommen nicht mehr besiedelt. Eine der Hauptschwierigkeiten bei der Interpretati-

on der Lettenkeuper-Fazies liegt daher in der Wechselhaftigkeit der Umweltbedingungen, deren Fluktuationen am Ende als Ergebnis und Zusammenfassung die heute noch erhaltenen Sedimente hinterließen.

Der Lebenszeitraum der Individuen, deren Überreste man heute als Fossilien findet, bemisst sich in einer zeitlichen Dimension von Jahren oder Monaten. Oft sind die Fossilien auf einzelne Schichtflächen beschränkt und bezeugen dann Umweltbedingungen, die nur vorübergehend bestanden und sich in den Ablagerungen womöglich gar nicht direkt widerspiegeln. Ihre Lebensspannen fallen in Zwischenzeiten, in denen gerade keine Sedimentation stattfand, in denen eine lebensfreundlichere Zeit der Sedimentruhe herrschte. Diese Zwischenzeiten sind es ja auch in unserer heutigen Welt, die wir als den „Normalzustand“ betrachten: ruhiges Wetter, ohne Stürme und Hochwässer – Zeiten, in denen sich die Landschaft kaum verändert.

Dennoch erlauben es die erhaltenen Sedimente, zumindest einige Schlaglichter in die dunklen Tiefen der Keuperzeit zu werfen, einige der vergangenen Umwelten zu rekonstruieren, in denen die einstigen Besitzer der fossilen Knochen, Zähne und Schalen lebten. Die dabei gewonnenen Bilder bleiben zweifellos unvollständig, manchmal etwas unscharf und sicherlich auch öfters fehlerhaft. Sie helfen uns aber ein wenig zu verstehen, wie unsere Region vor mehr als 230 Millionen Jahren beschaffen war und warum wir gerade diese Fossilien in den zu Stein erhärteten Schlämmen und Sanden jener Zeit wieder finden.

##### 4.1. Sumpfland der Riesenlurche: Das fluviatile Ablagerungssystem

Die Ablagerungen des fluviatilen Fazieskomplexes sind sicherlich die markantesten Sedimente des Lettenkeupers. Ihre fazielle Vielfalt auf engstem Raum spiegelt offenbar reich gegliederte Flusslandschaften wieder, die sich immer wieder nach Süden über das Keuperbecken ausbreiteten (Abb. 13.32). Die Ablagerungsräume änderten dabei ihren Charakter flussabwärts. Im Norden finden wir zwischen den gewundenen Flussrinnen kleine und größere Süßwasserseen, in deren laminierten Tonen Characeen und Ostrakoden eingebettet wurden. Dazwischen lagen

**Abb. 13.32** Hypothetische Landschaften der Lettenkeuper-Zeit als Fotocollagen: Oben das fluviatile Rinnensystem der „Lettenkohlen-sandsteine“ in der fluviolakustrinen Zone Norddeutschlands, mit zwischengelagerten teils sandigen, teils schlammigen „Equiseten-inseln“ und einzelnen Bennettiteen an trockeneren Standorten; Mitte das Sumpfland im Mündungsbereich (fluviodeltatische Zone), mit aktiven und stillgelegten Verteilerarmen; unten ein imaginärer Blick über die/den Bracksee, im Hintergrund die Uferbereiche des Lettenkeuperdeltas; Farbnuancen im Wasser weisen auf unterschiedliche Wassertiefen und Salzgehalte hin, z. B. durch dichteren Algenbewuchs auf Untiefen (z.B. Sandbänken) oder unterschiedliche Phytoplanktongehalte zwischen Süßwasserströmen und Brackwasserzonen.



trockene, landfeste Lehmböden, die nahe der Uferdämme sandiger werden. Pflanzenwuchs auf diesen Flächen ist nur noch indirekt zu belegen: in rotbunten Letten beispielsweise durch längliche grüne Flecken, die nach ihrer Form auf Wurzelbahnen schließen lassen. Vielleicht wuchsen hier auch Bäume, Baumfarne oder Cycaspalmen, deren Reste immer wieder verdriftet und in den Rinnensandsteinen eingebettet wurden. In der Nähe der Rinnen stand das Grundwasser meistens hoch im Sediment – viele Bodenbildungen zeigen Hinweise auf stagnierendes Grundwasser, wenn auch mit wechselnden Wasserständen. Hier kam es zu intensiv grünen oder blaugrauen Bodenbildungen und zu Pyritabscheidungen. Nur im oberen Teil sind diese fossilen Gleyböden gelegentlich rotbraun oxidiert, und die Eisenabscheidungen, mal in kleinen Flecken, mal in dicken Knollen, wurden umgewandelt in rotbraunes Eisenoxid. Das Wasser kam offenbar vor allem mit den Flüssen und kaum durch Niederschläge, denn an trockeneren Standorten bildeten sich sogleich Bodenkrusten aus Kalk, Dolomit, oder sogar Gips.

Das Gefälle dieser Schwemmlandebene war sehr gering, das belegen die mäandrierenden, nach Hochwässern oft aufgegebenen und immer wieder neu orientierten Flussrinnen ebenso wie die weiten Gebiete, die von den Flutungen betroffen waren. Es dürfte ähnlich dem der heutigen großen Schwemmlandebenen bei 1:7000 (unterer Mississippi), 1:8000 (Ganges, Euphrat), 1:10.000 (West-sibirisches Tiefland) oder sogar bei nur 1:20.000 (Amazonas) gelegen haben. Dies entspricht einer mittleren Neigung von nur 0,008° bis 0,002°, die jedoch vom kleinräumigen Relief der Flussrinnen, Uferdämme und Küstenböschungen überlagert war. Für die 700 km Luftlinie zwischen sandarmer Hochrhein-Fazies und bunter Nordfazies bedeutet dies immerhin einen topographischen Höhenunterschied von über 25 m, vielleicht über 100 m während der Ablagerungszeit.

Im Unterlauf der Flüsse, in Annäherung an die Flussmündungen, nahmen die staunassen Böden geradezu überhand, und immer häufiger gediehen üppige Schachtelhalm-Dickichte in nassen Senken zwischen den Wasserläufen (Abb. 13.32). Torfpolster entstanden, wenn auch unreine, da regelmäßige Hochwässer Schlick in die Moore spülten. Die vielen kleinen Rinnen der Schlammrinnenfazies lassen zudem vermuten, dass sich die Flüsse nahe der Mündungstrichter in Verteilerarme zergliederten und viele kleine gewundene Verbindungskanäle ein Netzwerk aus schmalen und breiten Wasserläufen schufen, wie wir es in heutigen Deltaplattformen sehen können. In diesem Irrgarten lagen Sümpfe und Schlammflächen zwischen den Wasserläufen, nur wenige Meter, vielleicht sogar nur wenige Dezimeter über dem Wasserspiegel des Beckens. Die alljährlichen Tropenstürme aus dem Golf der Tethys im Südosten trafen das Keuperbecken vielleicht nicht jedes

Mal, aber oft genug, um in den meisten Jahren wochenlange Überschwemmungen auszulösen.

Die Stürme und Unwetter haben dabei die Sedimente abgelagert, die wir jetzt vorfinden, doch das Leben im Delta blühte vor allem über den Rest des Jahres, bei schönem oder zumindest ruhigem Wetter, das so wenig Spuren hinterlässt. Aus der Luft muss die Landschaft wie ein Mosaik gewirkt haben: sehr flach, auf hunderte von Kilometern keine Erhebung über mehr als ein paar Meter, aber alle paar hundert Meter zerteilt von den Kurven spiegelnder Wasserläufe mit bleichen Uferbänken, dazwischen grünes Equisetengestrüpp, landwärts hier und da vielleicht auch ein Wäldchen.

Eine Vorstellung von dieser vergangenen Landschaft können Teile der Everglades in Florida geben, so viel dort auch anders sein mag durch die heute ganz andere Vegetation, durch eine andere Tierwelt und sogar einen durchaus abweichenden geologischen Untergrund aus anderen, kalkigeren Sedimenten (PLATT & WRIGHT 1992). Dennoch zeigen sich trotz all dieser Unterschiede im kleinräumlichen Wechsel von Wasserläufen und Vegetationsinseln, Süßwasser und Brackwasser, trockenen Brachflächen, stehenden Tümpeln und kleinen Seen auch eigenartige Gemeinsamkeiten zu dem, was die Lettenkeuper-Sedimente in unserem Raum für die Triaszeit nahelegen. Es gab gewiss keine Everglades im Germanischen Triasbecken, doch es gab etwas mit ähnlichen Aspekten – „Keuperglades“.

Wie breit die eigentliche Sumpflandzone war, die sich zwischen den Flusslandschaften des Nordens und der Deltaküste ausbreitete, lässt sich nur vage schätzen. Ihre Sedimente finden sich heute von Schwaben bis West- und Ostfalen über hunderte von Kilometern, doch ist dies das Resultat vor- und zurückwandernder Küstenlinien. Auch im selben stratigraphischen Horizont ist ja nicht alles auf einmal und gleichzeitig entstanden – nur können Altersunterschiede von einigen tausend Jahren stratigraphisch nicht mehr erkannt werden. Betrachtet man aber das südlichste Vorkommen rotbunter Paläoböden (in Nordwürttemberg) und das südlichste Vorkommen ästuariner Rinnensandsteine (in Südwürttemberg) als möglicherweise gleichzeitig, bleiben noch immer mehr als 100 Kilometer Abstand der ersten dauerhaft trockenen Standorte von der Küste. Dies entspricht etwa der Ausdehnung des eigentlichen Deltabereiches heutiger Schwemmlandebenen, insbesondere an Ganges, Indus und Euphrat.

Die Küste selbst war dabei sicherlich keine gerade Linie. Die ästuarine Fazies der südlichsten Rinnen weist bereits auf ihre Gliederung durch trichterförmige Flussmündungen hin. Plattensandbänke und Schlicksandbänke lassen kilometerbreite sandige Untiefen vor den Mündungen vermuten, die manchmal – das zeigen die Wurzelspuren – auch einige Zeit als flache Insel oder Halbinsel aus dem Wasser ragten.

Vielleicht nicht zu allen Zeiten des Lettenkeupers, aber sicherlich immer wieder über Jahrtausende hinweg, war das Brackwasserbecken so offen gegen das Meer, dass Gezeitenströmungen eindringen konnten. Der Zufluss aus den Wasserläufen wurde dadurch aufgestaut, wenn auch, soweit wir heute wissen, nicht gewendet. Der Rückstau könnte jedoch ausgereicht haben, um an manchen Stellen einen brackischen oder sogar limnischen Litoralbereich entstehen zu lassen, der mit den Gezeiten geflutet wurde und wieder verebte, ohne je von Meerwasser benetzt zu werden.

Brackwasser und Süßwasser, Gezeiten und Flussläufe, trockene Uferdämme und sumpfige Zwischensenen, eben die „Keuperglades“ boten gewiss vielfältige und kleinräumlich wechselnde Lebensräume, die das bunte Nebeneinander der darin gefundenen Fossilien kaum noch überraschend wirken lassen: Fische und Landtiere, Muscheln und Insekten, Landpflanzen und Algen liegen heute beieinander und lebten womöglich auch damals nicht allzu weit voneinander entfernt.

#### 4.2. Leben in der Estheriensee: Das brackische Ablagerungssystem

Immer wieder versanken diese Flusslandschaften aber mehrere Meter tief unter schwach salzigem Wasser, das bis in die heutige Bördenregion Norddeutschlands über das Becken flutete und die Sedimente des Bracksee-Fazieskomplexes hinterließ (Abb. 13.32). Zwischen den Sedimenten des fluviatilen Komplexes und den hangenden Brackwasserablagerungen ist fast überall eine Erosionsfläche ausgebildet, aber offenbar fehlen eigentliche Strand-sedimente – mit den dort üblichen Wellenrippen oder glatten Brandungsrampen. Die Transgression ging daher wohl stets mit Abtragung am Küstensaum einher, der Wellenschlag nagte an der vordringenden Küste und nahezu jährliche Stürme fraßen sich zum Teil mehrere Meter tief in die Sumpf- und Flussablagerungen hinein. Der Wurzelhorizont der Pflanzendecke und steifere Torflager haben sicherlich einen stärkeren Widerstand geleistet als die lockeren Flusssande, so dass sich womöglich auch niedrige Steilkanten ausbilden konnten. Hinweise auf Gezeiten finden sich hier eigenartigerweise nicht, aber vielleicht sind sie durch die Stürme immer wieder ausgelöscht worden.

Umgelagerte Sande und Schluffe der Sturmsandplatten und Driftsandplatten fanden erst ein wenig hinter der Transgressionsküste ihre letzte Ruhestätte, in etwas tieferem Wasser, in dem der Grund zwar noch von den hohen Sturmwellen erreicht wurde, aber nicht mehr von den gewöhnlichen Windwellen. Auch dort war der Grund des Wasserkörpers keineswegs eben, auch wenn die Stürme manches eingeebnet haben dürften. Es gab offenbar tiefe-

re und flachere Bereiche. In strömungsarmen Senken stagnierte das Bodenwasser und schwarzer, nach Schwefelwasserstoff stinkender Schlamm lagerte sich ab, der heute als Schwarzmergel voller Pyrit erhalten ist. Die Fossilschalen, die sich darin gelegentlich finden, mögen aus flacheren Bereichen von Sturmwellen hereingewirbelt sein, doch die vereinzelt Wühlspuren zeigen, dass auch hier noch etwas Bodenleben möglich war. In den flacheren Gebieten blieb zur selben Zeit genug Sauerstoff im Bodenwasser, um einigen wenigen Arten Lebensraum zu geben. Dies zeichnet sich jedenfalls in den Wühlgefügen und den Fossilhorizonten der Brackmergel, Schluffleistentone und Schlammdolomite ab. Hier erreichten die Sturmwellen den Seegrund öfter und wühlten das Sediment immer wieder auf.

Eine offene Frage bleibt jedoch der Wasserhaushalt dieses Brackwasserbeckens: wie viel Flusswasser, wie viel Meerwasser beteiligt war, wie hoch die Salzgehalte an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten ausfielen. Auch lässt sich aufgrund der Marken und Spuren zwar feststellen, dass der Grund der Bracksee – oder des Bracksees? – immer wieder für Tage und Monate, vielleicht Jahre trocken fiel, aber es bleibt noch ungeklärt, warum dies so war. Eigenartig, aber dennoch unbestreitbar vorhanden, sind auch die knolligen Gipsabscheidungen in und zwischen den Brackwassersedimenten. Alles spricht für eine Entstehung im trockenen Wüstenboden. Ähnliche Gipsknollen unter den sonnendurchglühten Sebkhafächen Arabiens, Afrikas und Australiens mussten jedoch Jahrtausende lang wachsen, um diese Größe zu erreichen. Der Bracksee fiel daher offenbar immer wieder für Jahrtausende trocken, um dann wieder die alte Größe zu erreichen. Auch hierfür liegen die Gründe noch im Dunkeln. Antworten darauf bleiben zukünftigen Untersuchungen vorbehalten.

#### 4.3. Der alemannische Keupergolf: Das marine Ablagerungssystem

Den geringsten Anteil am Aufbau des Lettenkeupers haben die marinen Ablagerungen. Selbst innerhalb der ansonsten brackischen Dolomitbank-Horizonte sind sie in der Regel immer nur durch einzelne dünne Bänke vertreten. Durch die Burgundische Pforte im Südwesten Deutschlands und der Schweiz strömte über relativ kurze Zeiten von vermutlich wenigen Jahrtausenden genügend Meerwasser ein, um marine Ablagerungen zu hinterlassen (HEUNISCH 1986; PÖPPELREITER & AIGNER 2003). Während dieser Zeiten konnten auch Meerestiere im Keuperbecken leben. Nur zweimal erreichen die Meeresablagerungen jedoch eine vergleichbare Ausdehnung nach Norden wie die der brackischen Dolomitsteinbänke, nämlich im Horizont

des Guthmannshäuser Kalks (Blaubank-Horizont in Süddeutschland) und im Grenzdolomit. Einige Myophorien, in Westfalen in der Mitte des Profils gefunden (DUCHROW 1984), lassen eine begrenzte weitere Ingression durch die Hessische Senke vermuten. Die übrigen marinen Bänke finden sich nur im Südwesten, besonders zwischen Oberrhein und Neckar. In Franken werden marine Faunen selten, selbst der an Kocher und Jagst noch deutlich marin geprägte Horizont der Anthrakonitbank führt am Main offenbar nur noch Brackwasserfossilien.

Da die Meeresablagerungen im selben Schichtniveau auftreten wie die viel weiter verbreiteten brackischen Sedimente, insbesondere die Brackschlamm-Dolomite, sieht man letztere meist als die Ablagerungen ausgesüßter Randbezirke desselben Meeressgolfes an. Nordöstlich der Verbreitungsgrenze mariner Sedimente markieren sie nach dieser Ansicht die Höhepunkte des Meereseinflusses, repräsentieren die küstennahen, von Süßwasser beeinflussten Bezirke des Lettenkeuper-Golfs: eine Mischungszone, in der nur Brackwasserfaunen leben konnten.

Tatsächlich scheint es auch unter den marinen Sedimenten keine Küstenablagerungen zu geben. Die Meeresablagerungen bestehen offenbar überall aus Schlamm oder Sturmabsätzen des tieferen Wassers (PÖPPELREITER 1999), ohne die Überleitung einer marinen Flachwasserregion. Nur der Grenzdolomit macht hier eine Ausnahme und zeigt stellenweise, ebenso wie die marinen Sedimente der im Profil darüber folgenden Grundgipsschichten im Mittelkeuper, marine Ufersedimente: Mikrobematten, Dolomитkonglomerate und Ooidsande, die das Ingressionsmeer bis an den Saum hin als marin dokumentieren (NITSCH 1996). Insbesondere Ooidsande scheinen im übrigen Lettenkeuper vollständig zu fehlen, weshalb der ‚Grenzdolomit‘ wahrscheinlich bereits die Ablagerungssysteme des Mittelkeupers einleitet und nicht mehr den Faziesmustern des eigentlichen Lettenkeupers folgt.

Die Gipsablagerungen, die sich im Südwesten in die Abfolgen einschalten, lassen andererseits statt einer brackisch-deltaischen Küste eher eine evaporitische Salzmeerküste vermuten, ähnlich den Verhältnissen der wenig jüngeren Grundgipsschichten. Bemerkenswert ist dabei, dass sich diese Gipslager offenbar nur ganz im Südwesten finden, am Rande des Einstroms aus der Tethys und am Fuße des Vindelizischen Hochlands. Dies könnte bedeuten, dass wirklich alles Süßwasser aus dem Norden kam, wie es auch die Sandschüttungen nahe legen. Drang das Meer weit genug in das Becken vor, um die vindelizische Küste im Süden von diesen Strömen abzuschneiden, forderte das Wüstenklima seinen Tribut. Gipspfannen und Salzlagunen bildeten sich nun am Ufersaum, der Jahrhunderte oder Jahrtausende zuvor noch von Brackwasser umspült worden war.

Das paläogeographische Bild, das sich daraus als Modell für die marinen Ingressionsbänke ergibt, gewinnt nun Konturen: Ein randlich ausgesüßter breiter Meeressgolf, im Südwesten immer wieder mit beinahe vollmarinen Salzgehalten, nach Nordosten jedoch zunehmend in Brackwasser übergehend. Von Norden brachten Flussläufe Süßwasser in das Becken, doch versanken ihre Mündungen mit fortschreitender Transgression in der Bracksee. Meerwasser strömte aus dem Süden von der Tethys her ein und drängte das Brackwasser nach Norden zurück. Die Küstensäume im Süden, die dabei ganz zum Meeresufer wurden, vertrockneten zu Gipsküsten.

Doch auch hier bleiben noch etliche Fragen offen. Auch die marinen Bänke sind von Gipsknollen durchsetzt, auch sie fielen offenbar nach ihrer Ablagerung für Jahrtausende trocken. Was brachte dieses Nebenmeer dazu, sich immer wieder aus großen Teilen des Beckens zurückziehen, so dass seine Sedimente zu Gipsböden wurden? Wie konnten sich Flüsse und Ästuarie bei ihrem erneuten Vormarsch nach Süden bis zu zwölf Meter tief in die älteren Sedimente einschneiden, wenn ihre gleichzeitig abgesetzte Gleithangschichtung schon wieder – oder immer noch – Marken des Gezeitengangs trägt? Und überhaupt: wie konnte Skandinavien in einer Zeit, als es eigentlich im subtropischen Trockengürtel lag, solche enormen Mengen Süßwasser und Sediment spenden?

Sicherlich haben all diese Fragen etwas mit der schwankenden Höhe des Meeresspiegels zu tun und mit Veränderungen im Windsystem, das Regen in die Hochländer brachte. Das Keuperbecken lag noch nicht in einem von Meeren umgebenen Europa, es lag in Pangäa, dem Riesenkontinent, dessen subtropische Breiten vom Tethysmonsun beherrscht wurden (PARRISH 1999; vgl. Abb. 1.4). Um ganz Süd- und Mitteldeutschland bis unter die Wellenbasis zu überfluten und anschließend wieder trocken zu setzen – innerhalb von zehntausenden von Jahren –, musste der Meeresspiegel, bezogen auf das Sedimentniveau, um mehr als 20 oder 30 Meter steigen und fallen. Wie dies geschehen konnte, bleibt vorerst ein ungelöstes Rätsel. Aus den Polargebieten der Mittleren Trias wurden bislang keinerlei Hinweise auf einen Eisschild bekannt, der diese Wassermassen hätte binden und wieder freisetzen können. Im Gegenteil: Baumringe mitteltriassischer Hölzer aus der Antarktis zeigen zwar Ruheperioden während der dunklen Polarnacht an und aus manchen Jahren auch Frostschäden. Während des ständig taghellen Polarsommers wuchsen die Bäume jedoch viel schneller als heute in vergleichbar hohen Breiten – offenbar aufgrund höherer Sommertemperaturen (TAYLOR et al. 2000). Polargebiete, deren Schnee im Frühjahr schmilzt, ein Kontinent, der fast alles Festland des Planeten vereinigt und sich von Polarkreis zu Polarkreis erstreckt, ein Ozean, der die übrigen drei Viertel des Erdballs mit einer geschlossenen Wasserfläche

umspannt – die Welt der Trias war in vieler Hinsicht eine andere als die heutige. Der Lettenkeuper erlaubt einen kleinen Einblick in diese fremde Welt. Hier haben Keuperglades und Estheriensee im Sediment faszinierende Aufzeichnungen hinterlassen von ihrem wechselvollen Kampf um die Vorherrschaft, um Küstenlinien und Lebensräume, illustriert durch Fossilbeispiele aus der damaligen Lebewelt.

D a n k

Mein Dank gilt HANS HAGDORN, RAINER SCHOCH und THEO SIMON für ihre zahlreichen Anmerkungen und Kommentare, die dieses Manuskript verbessern halfen, sowie ISABEL RUPF für ihre Unterstützung bei den Abbildungen.

## 5. Literatur

- AIGNER, T., BACHMANN, G.H. & HAGDORN, H. (1990): Zyklische Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen von Hauptmuschelkalk, Lettenkeuper und Gipskeuper in Nordost-Württemberg (Exkursion E am 19. April 1990). – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge, **72**: 125–143.
- AUST, H. (1969): Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk-Keuper in Franken. – Dissertation Universität Würzburg. 175 S.; Bad Windsheim (Delp); Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg, **10**: 3–155.
- BACHMANN, G. H., HILTMANN, W. & LERCHE, I. (2002): Inkohlung des Unteren Keupers in Südwestdeutschland. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **226**: 271–288.
- BACHMANN, G.H., GELUK, M.C., WARRINGTON, G., BECKER-ROMAN, A., BEUTLER, G., HAGDORN, H., HOUNSLOW, M. W., NITSCH, E., RÖHLING, H.-G., SIMON, T. & SZULC, A. (2010): Triassic. – In: DOORNENBAL, J. C. & STEVENSON, A. G. (Hrsg.): Petroleum geological atlas of the Southern Permian basin area: 149–173; Houten (EAGE Publications).
- BAYLY, I.A.E. (1967): A general biological classification of aquatic environments with special reference to those of Australia. – In: WEATHERLEY, A. H. (Hrsg.): Australian inland waters and their fauna: 78–104; Canberra (Australian National University Press).
- BARNASCH, J. (2009): Der Keuper im Westteil des Zentraleuropäischen Beckens (Deutschland, Niederlande, England, Dänemark): diskontinuierliche Sedimentation, Litho-, Zykl- und Sequenzstratigraphie. – Dissertation Universität Halle-Wittenberg: 222 + 28 S. (<http://digital.bibliothek.uni-halle.de>).
- BERNERS, H., BOCK, H., COUREL, L., DEMONFAUCON, A., HARY, A., HENDRIKS, F., MÜLLER, E., MÜLLER, A., SCHRADER, E. & WAGNER, J. F. (1984): Vom Westrand des Germanischen Trias-Beckens zum Ostrand des Pariser Lias-Beckens: Aspekte der Sedimentationsgeschichte. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge, **66**: 357–395.
- BEUTLER, G. (1976): Zur Ausbildung und Gliederung des Keupers in NE-Mecklenburg. – Jahrbuch für Geologie, **7/8**: 119–126.
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **8**: 1001–1018.
- BEUTLER, G. (2005a): Die Erfurt-Formation (Trias, Unterer Keuper) im Subherzynen Becken. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, (B), **27**: 1–12.
- BEUTLER, G. (2005b): Lithostratigraphie. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 65–84.
- BEUTLER, G. (2005c): Korrelation des deutschen Keupers mit den Nachbarländern. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 265–273.
- BEUTLER, G., HAUSCHKE, N. & NITSCH, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: 129–174; München (Pfeil)
- BEUTLER, G. & SCHUBERT, J. (1987): Fazielle Entwicklung des Mittleren Lettenkeupers im Thüringer Becken. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **15**: 475–484.
- BEUTLER, G. & TESSIN, R. (2005): Der Keuper im Norddeutschen Becken. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 134–150.
- BOCK, H. (1988): Die Ausbildung und Fazies der Lettenkohlen-Gruppe und der Bunten Mergel in Belgisch-Luxemburg. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge, **70**: 353–382.
- BORNEMANN, J. G. (1853): Ueber gediegen Eisen aus der Keuperformation bei Mühlhausen in Thüringen. – Annalen der Physik und Chemie, **164**: 145–156.
- BRUNNER, H. (1973): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen am Unteren Keuper (Lettenkeuper, Trias) im nördlichen Baden-Württemberg. – Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart, Neue Folge, **70**: 1–85.
- BRUNNER, H. (1977): Zur Stratigraphie und Sedimentpetrographie des Unteren Keupers (Lettenkeuper, Trias) im nördlichen Baden-Württemberg. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge, **59**: 169–193.
- BRUNNER, H. (1980): Zur Stratigraphie des Unteren Keupers (Lettenkeuper, Trias) im nordwestlichen Baden-Württemberg. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge, **62**: 207–216.
- BRUNNER, H., ETZOLD, A., HAGDORN, H., SCHRÖDER, B., SCHWARZ, H.-U., SIMON, T., WURM, F. & ZIMMERMANN, E. (1981): Schichtenfolge und geologische Bedeutung der Thermalwasserbohrung Aalen 1. – Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, **136**: 45–104.
- DILL, H. G. (1990): Die Schwermetallführung in der Trias zwischen Weiden und Pressath mit besonderer Berücksichtigung der Buntmetallvererzungen. – Erlanger Geologische Abhandlungen, **118**: 61–73.
- DITTRICH, D. (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Dienstes, **26**: 1–223.
- DITTRICH, D. (2005a): Der Keuper des Trier-Bitburger Beckens. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 259–264.
- DITTRICH, D. (2005b): Keuper. – In: LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.): Geologie von Rheinland-Pfalz: 175–186; Schweizerbart (Stuttgart).

- DITTRICH, D. & SCHOCH, R. (2004): Wirbeltierreste in der arden-nischen Unterkeuper-Randfazies – das Bonebed von Irsch (nördlich Bitburg/Südeifel). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **32**: 83–112.
- DITTRICH, D., HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **27**: 159–212.
- DOCKTER, J. (1997): Bemerkungen zur Zyklustratigraphie des Unteren Keupers (Erfurt-Formation, Trias) zwischen Weimar und Apolda (Thüringer Becken). – *Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge*, **4**: 63–71.
- DOCKTER, J. & LANGBEIN, R. (1995): Keuper. – In: SEIDEL, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen* (1. Aufl.): 332–362; Stuttgart (Schweizerbart).
- DOCKTER, J. & SCHUBERT, J. (2005): Der Keuper im Thüringer Becken und im Thüringischen Grabfeld. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 192–202.
- DOCKTER, J., LANGBEIN, R., SEIDEL, G. & UNGER, K. P. (1970): Die Ausbildung des Unteren und Mittleren Keupers in Thüringen. – *Jahrbuch für Geologie*, **3**: 145–194.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **117**: 620–662.
- DUCHROW, H. (1984): Keuper. – In: KLASSEN, H. (Hrsg.): *Geologie des Osnabrücker Berglandes*: 222–334; Osnabrück (Naturwissenschaftliches Museum).
- ESSIGMANN, J. H. (1979): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen am Unteren Keuper im südlichen Baden-Württemberg. – *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart, Neue Folge*, **74**: 71–139.
- ETZOLD, A. & SCHWEIZER, V. (2005): Der Keuper in Baden-Württemberg. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 215–258.
- ETZOLD, A., HAHN, W. & KOERNER, U. (1975): Keuper, Jura und Tertiär in Bohrungen der Planungsgemeinschaft BN-Stollen zwischen Bodensee und Neckar. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, **17**: 89–255.
- FRAAS, E. (1899): Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. – *Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg* **55**: 36–100.
- FRANK, M. (1928): Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwürttemberg und dem Kettenjura. – *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, (B), **1928**: 456–473, 481–497.
- FRANZ, M. (2008): Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zykl- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen Zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänemark, Schweden). – *Dissertation Universität Halle-Wittenberg*: 198 + 62 S. (<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/08/09H048/>).
- FRANZ, M., HENNIGER, M. & BARNASCH, J. (2013): The strong diachronous Muschelkalk/Keuper facies shift in the Central European Basin: implications from the type-section of the Erfurt Formation (Lower Keuper, Triassic) and basin-wide correlations. – *International Journal of Earth Science*, **102**: 761–780.
- FREUDENBERGER, W. (2005): Der Keuper in Franken und der Oberpfalz. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 203–213.
- FREUDENBERGER, W. & ROHRMÜLLER, J. (2006): Die Kernbohrung Schwarzenbach in der Trias-Randfazies bei Grafenwöhr/Oberpfalz. – *Geologische Blätter für NO-Bayern*, **56**: 99–122.
- GENSER, H. (1963): Die Ausbildung des Unteren Keupers im südlichen Oberrhein-Gebiet. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1963**: 249–260.
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): *Geologie von Baden-Württemberg* (5. Aufl.). 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, O. F., SCHOBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – *Sammlung Geologischer Führer*, **94**: 526 S.; Stuttgart (Borntraeger).
- HAGDORN, H. (2013): Medusen aus dem Lettenkeuper (Mittlere Trias, Ladinium) von Schwäbisch Hall. – *Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, Sonderbände*, **3**: 271–290.
- HAGDORN, H. & REIF, W.-E. (1988): „Die Knochenbreccie von Crailsheim“ und weitere Mitteltrias-Bonebeds in Nordost-Württemberg – Alte und neue Deutungen. – *Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, Sonderbände*, **1**: 116–143.
- HAMMER, U. T. (1986) *Saline lake ecosystems of the world*. 619 S.; Dordrecht (Junk).
- HEUNISCH, C. (1986): Palynologie des Unteren Keupers in Franken, Süddeutschland. – *Palaeontographica*, (B), **200**: 33–110.
- JUNGWIRTH, J., PUFF, P. & SEIDEL, G. (1996): Zur Ausbildung des Unteren Keupers zwischen Erfurt und Arnstadt (Thüringer Becken). – *Geowissenschaftliche Mitteilungen Thüringen*, **4**: 19–34.
- KÄSTNER, H. (1972): Versuch einer zyklischen Gliederung des Unteren Keupers im Thüringer Becken auf Grund neuer stratigraphischer Beobachtungen. – *Geologie*, **21**: 837–844.
- KELBER, K.-P. (1987): Spirobidae (Polychaeta, Sedentaria) auf Pflanzen des Unteren Keupers – Ein Beitrag zur Phyto-Taphonomie. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **175**: 261–294.
- KELBER, K.-P. (2009): Lebensbilder der Unterkeuperzeit im Spiegel der paläontologischen Forschung. – *Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museums Schleusingen*, **24**: 27–52.
- KELBER, K.-P. & NITSCH, E. (2005): Paläoflora und Ablagerungsräume im unterfränkischen Keuper (Exkursion H am 1. April 2005). – *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge*, **87**: 217–253.
- KNAPP, G. (1999): Ein Profil des Unteren Keupers am Nordrand der Eifel. – *Scriptum*, **4**: 71–78.
- KNAPP, G. (2005): Der Keuper am Nordrand der Eifel und am Niederrhein. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 151–154.
- KÖPPEN, A. (1997): Faziesentwicklung in der frühen Obertrias Mitteleuropas – ein sequenzstratigraphischer Vergleich. – *Gaea heidelbergensis*, **2**: 1–233.
- KÖPPEN, A. & CARTER, A. (2000): Constraints on provenance of the central European Triassic using detrital zircon fission track data. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**: 193–204.
- KOOTZ, G. & SCHUMACHER, K. H. (1967): Der Keuper im Bereich der Altmark-Südwestmecklenburg-Schwelle unter besonderer

- Berücksichtigung der Bohrung Salzwedel 1. – *Jahrbuch für Geologie*, **1**: 89–117.
- KOZUR, H. (1972): Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **21**: 623–660.
- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. – In: KUMM, A., RIEDEL, L. & SCHOTT, W. (Hrsg.): *Geologie und Lagerstätten Niedersachsens*, **2**: Das Mesozoikum in Niedersachsen, 1: 328 S.; Oldenburg (Stalling).
- LEVY, A. (1989): Lacs quaternaires sahariens à faunes margino-littorales. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), **5**: 63–71.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geologicae Helveticae*, **54**: 137–219.
- MÜNZING, K. (1983): Zur Stratigraphie des höheren Lettenkeupers am oberen Neckar und auf der Baar. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, **25**: 55–68.
- NITSCH, E. (1996): Fazies, Diagenese und Stratigraphie der Grabfeld-Gruppe Süddeutschlands (Keuper, Trias). – *Dissertation Universität Köln*: 355 S.
- NITSCH, E. (2005a): Paläoböden im süddeutschen Keuper (Exkursion E am 31. März 2005). – *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge*, **87**: 135–176.
- NITSCH, E. (2005b): Zyklusstratigraphie des Keupers. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 106–126.
- NITSCH, E., SEEGIS, D., VATH, U. & HAUSCHKE, N. (2005): Sedimente und Sedimentationspausen im deutschen Keuper: Wie vollständig ist die Überlieferung der späten Triaszeit? – *Newsletters on Stratigraphy*, **41**: 225–251.
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias, eine ganz andere Welt*: 37–42; München (Pfeil).
- PATZELT, W. J. (1964): Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. – *Erlanger geologische Abhandlungen*, **52**: 1–30.
- PAUL, J. & AHRENDT, H. (1998): Provenance of clastic Triassic sediments (Germanic Basin, Central Europe). – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, (B), Beihefte, **5**: 136–137.
- PAUL, J., WEMMER, K. & AHRENDT, H. (2008): Provenance of siliciclastic sediments (Permian to Jurassic) in the Central European Basin. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **159**: 641–650.
- PAUL, J., WEMMER, K. & WETZEL, F. (2009): Keuper (Late Triassic) sediments in Germany – indicators of rapid uplift of Caledonian rocks in southern Norway. – *Norwegian Journal of Geology*, **309**: 193–202.
- PAUL, W. (1974): Zur Stratigraphie und Fazies des Unteren (ku) und Mittleren (km) Keupers (Oberladin, Karn, Nor) der Westbaar und des Klettgaues (1). – *Mitteilungen des Badischen Landesverbandes für Naturkunde und Naturschutz, Neue Folge*, **11**: 87–98.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? – *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 1058–1071.
- PÖPPELREITER, M. (1995): Sequence and facies, analysis of selected sections in the Lettenkohle (Upper Triassic) in South West Germany. – *MSc. Thesis, University of Reading*: 40 S. [unpubliziert]
- PÖPPELREITER, M. (1999): Controls on Epeiric Successions Exemplified with the Mixed Siliciclastic – Carbonate Lower Keuper (Ladinian, German Basin). – *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, (A), **51**: 126 S.
- PÖPPELREITER, M. & AIGNER, T. (2003): Unconventional pattern of reservoir distribution in epeiric successions: Lessons from an outcrop analog (Lower Keuper, Germany). – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **87**: 39–70.
- PROSI, A. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des untersten Gipskeupers in Schwaben. – *Dissertation Universität Tübingen*: 137 S. [unpubl.]
- REIF, W.-E. (1982): Muschelkalk/Keuper bone-beds (Middle Triassic, SW-Germany) – Storm condensation in a regressive cycle. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cyclic and event stratification*: 299–325; Berlin (Springer).
- RICHTER, G. (1936): Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. – In: *Festschrift zum 60. Geburtstag von HANS STILLE*: 116–136; Stuttgart (Enke).
- RIEGEL, W. (1991): Coal cyclothems and some models for their origin. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cycles and events in stratigraphy*: 733–750; Berlin (Springer).
- RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **99A**: 279–310.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **85A**: 135–163.
- SANDBERGER, F. (1867): Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Äquivalente. III Lettenkohlegruppe. – *Würzburger naturwissenschaftliche Zeitschrift*, **6**: 192–208.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – *Geologie, Beihefte*, **50**: 1–115.
- SCHULZ, E. & HEUNISCH, C. (2005): Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 43–49.
- STARKE, R. (1970): Verteilung und Faziesabhängigkeit der Tonminerale in den geologischen Systemen. – *Freiberger Forschungshefte*, (C), **254**: 185 S.
- SCHWÖBEL, E. (1996): Tonmineralogisches Profil durch die Schichtenfolge vom Trigonodus-Dolomit (moδ) bis zum Schiffsandstein (km2) bei Sulz/Neckar, Süddeutschland. – *Diplomarbeit Geologisches Institut Universität Heidelberg*: 130 S. [unpubliziert]
- TAYLOR, E. L., TAYLOR, T. N. & CÚNEO, N. R. (2000): Permian and Triassic high latitude paleoclimates: evidence from fossil biotas. – In: HUBER, B. T., MACLEOD, K. G. & WING, S. L. (Hrsg.): *Warm climates in Earth History*: 321–350; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- TESSIN, R. (1976): Kurze Information zur Ausbildung des Keupers in Ost- und Südost-Brandenburg. – *Jahrbuch für Geologie*, **7/8**: 131–139.
- URLICHS, M. (1982): Zur Stratigraphie und Fossilführung des Lettenkeupers (Ob. Trias) bei Schwäbisch Hall (Baden-Württemberg). – *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge*, **64**: 213–224.
- VATH, U. (2005a): Der Keuper im südlichen Niedersachsen bei Göttingen. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper*. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**: 163–178.

- VATH, U. (2005b): Der Keuper in Nordost-Hessen. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV. Keuper. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **253**: 179–191.
- WAISER, M. J. & ROBERTS, R. D. (2009): Saline inland waters. – In: LIKENS, G. E. (Hrsg.): Encyclopedia of inland waters: 634–644; Oxford (Academic Press).
- WEISS, W. (1932): Der Lettenkohlenkeuper am Nordwest-Rand der Böhmisches Masse und seine Beziehungen zur Trias-Randfazies. – Dissertation Universität Erlangen: 82 S.; Kallmünz (Laßleben).
- WELLER, J. M. (1930): Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. – Journal of Geology, **38**: 97–135.
- WARTH, M. (1977): Ein Alabastervorkommen im unteren Lettenkeuper bei Bondorf (Kreis Böblingen). – Jahreshfte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, **132**: 190–191.
- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – Eclogae geologicae Helvetiae, **61**: 157–166.