

ARBEITEN AUS DEM
**INSTITUT FÜR GEOLOGIE
UND PALÄONTOLOGIE**
AN DER UNIVERSITÄT **STUTTGART**

Untersuchungen über Bau
und Entstehung der fein-
körnigen Sandsteine des
Schwarzen Jura α (Het-
tangium u. tiefstes Sine-
murium) im schwäbischen
Sedimentationsbereich

S.1

von Gert Bloos

Über die Brauchbarkeit

von β_{ss} -Diagrammen

S. 271

von Wolf Siewert

Schriftleitung: Dr. Knut Hinkelbein

Herausgeber: Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart
7000 STUTTGART 1, Böblinger Straße 72

Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Schwarzen Jura α (Hettangium u. tiefstes Sinemurium) im schwäbischen Sedimentationsbereich⁺

von GERT BLOOS

KURZFASSUNG: Während des Hettangiums und tiefsten Sinemuriums wurde in Württemberg und dem angrenzenden Teil Bayerns eine Schichtfolge von Tonen und feinkörnigen Sandsteinen abgelagert, die sich faziell deutlich vom höheren Unter-sinemurium mit seinen überwiegend kalkigen, feinsandfreien Gesteinen unterscheidet. Das Gebiet war Teil eines Streifens flachmariner Ton- und Feinsandsedimentation im untersten Lias, der sich von der westlichen Ostsee bis ins Allgäu und zum Bodensee erstreckt hat. Auf der Grundlage umfangreicher, detaillierter Profilaufnahmen wurden Untersuchungen durchgeführt über die Korngrößenverteilung und die mineralogische Zusammensetzung der Sande, die Sedimenttexturen, die ökologischen Indikatoren sowie die räumlichen Beziehungen zwischen den Bauelementen der Schichtfolge. Ziel der Untersuchungen war es, Einblick in Bau und Entstehung der marinen Sandsteinkörper innerhalb des Schichtenkomplexes zu gewinnen.

Die untersuchte Schichtfolge läßt einen Aufbau aus dreierlei Großbauelementen ("Sedimenteinheiten") erkennen: Tonsteinhorizonte, Horizonte mit Sandsteinkörper und Aufarbeitungshorizonte. Jede dieser Einheiten zeigt eine eigene laterale Faziesdifferenzierung von W nach E; die Streifen gleicher Fazies sind beckenparallel orientiert, sie lassen auf eine Wasserverflachung von W nach E schließen.

Die Tonsteinhorizonte weisen die geringste laterale Differenzierung auf. Ihr Fossil- und Kalkgehalt nimmt nach E stark ab. Zum Teil sind dünne Siltlagen eingeschaltet, die an die "Sturmflutlagen" heutiger Schelfmeere erinnern.

Die Horizonte mit Sandsteinkörper beginnen im W mit siltigem Tonstein, der nach E in eine Wechsellagerung von Tonstein und dünnen Sandsteinplättchen übergeht. Hierauf folgt der Sandsteinkörper selber. An ihn schließt sich wieder eine Wechsellagerung von meist wesentlich größerer Ausdehnung an, die sich zudem durch stärkere Aufarbeitungerscheinungen (Kolkrinnen) und z.T. stärkere Durchwühlung auszeichnet. Ganz im E schließlich treten tonfreie Fein- und Mittelsandmassen auf. Ein fluvialer Faziesbereich ist nicht erhalten. Die Sandsteinkörper bilden 40-200 km lange, 15-70 km breite und 1-4 m mächtige, beckenparallel erstreckte Linsen. Sie bestehen aus Bänken feingeschichteten Sandes und eingeschalteten Wechsellagerungen, die bei manchen Körpern im Zentralbereich völlig zurücktreten können.

Bei den Aufarbeitungshorizonten handelt es sich um meist weit verfolgbare biotritische, z.T. eisenoolithische Kalk- und Kalksandsteinbänke mit Anzeichen wiederholter Aufarbeitung (aus dem Liegenden und bankintern umgelagerte Komponenten). Generell kann eine Zunahme des Sandgehalts, eine Vergrößerung und dichtere Packung des Schills sowie eine Abnahme des Durchwühlungsgrades nach E festgestellt werden. Damit verbunden ist i.a. auch eine Abnahme des Tongehalts nach E.

Die Sedimenteinheiten folgen oft in bezeichnender Weise übereinander: auf einen Tonsteinhorizont unten folgt ein Horizont mit Sandsteinkörper, der oben abgeschlossen wird durch einen Aufarbeitungshorizont. Es gibt davon auch Ausnahmen.

Kontinuierliche laterale Faziesverschiebungen wurden nicht beobachtet, weder von Sedimenteinheit zu Sedimenteinheit noch innerhalb der Sedimenteinheiten selber. Aus der Tatsache, daß jede Sedimenteinheit eine eigene laterale Faziesabfolge mit i.a. nur ihr eigentümlichen Faziesbereichen besitzt, die während der Ablagerung der Sedimenteinheit ortsfest blieben, wird geschlossen, daß für die vertikalen Fazieswechsel An-

⁺ Dissertation an der Universität Stuttgart

Anschrift des Verfassers: Dr. Gert Bloos, Staatliches Museum für Naturkunde,
Arsenalpl. 3, 7140 Ludwigsburg

derungen der Meerestiefe (Re- und Transgressionen) keine ausschlaggebende Rolle gespielt haben können. Hierbei wären in erster Linie laterale Verschiebungen gleichbleibender Faziesbereiche zu erwarten. Es wird gezeigt, daß sich tektonische Bewegungen vornehmlich auf die Mächtigkeiten, nicht aber auf die Fazies ausgewirkt haben. Bei den Mächtigkeiten lassen sich unterscheiden: die Entwicklung der Gesamtmächtigkeit (von einer beckenparallelen Achse nach W und E abnehmend), lokale, über längere Zeit ortsfeste Mächtigkeitsmaxima und -minima sowie schließlich von E nach W zyklisch fortwandernde Mächtigkeitsmaxima im Laufe der Sedimentation. Die letztgenannten Verschiebungen haben zur Folge, daß die größten Schichtlücken in Ostwürttemberg nicht, wie bisher angenommen, an der Basis, sondern im oberen Teil der Schichtfolge auftreten. Es bestehen keine direkten Beziehungen zwischen Mächtigkeit und Fazies.

Die Sedimente bestehen aus terrigenen und untergeordnet aus im Sedimentationsraum entstandenen Komponenten (Fossilresten, Konkretionen, Eisenoxiden, Tonscherben u. a.). Die Korngrößen der Sande bewegen sich im Grenzbereich Grobsilt-Feinsand, ihre Mediandurchmesser bleiben fast durchweg im Siltbereich (M_d 35-80 μ). Die Korngrößen-skala bricht bei 0,1 mm ab. Die Feinheit und die Charakteristik der Korngrößenverteilung ("feiner Schweif", Fehlen eines "groben Schweifs") spricht für Transport in Suspension. Die Sortierung ist gut bis sehr gut und zeigt hohe strukturelle Reife der Sande an. In einem Teil der Sandsteinkörper, besonders den kompakten, steigen die Korngrößen und die Sortierung von W nach E bis zu einem Extremwert an und bleiben von da weiter nach E konstant. Es zeigt sich hierin eine ausgeprägte Asymmetrie im Bauder Sandsteinkörper. Zum östlich anschließenden Wechsellagerungsbereich mit Silten besteht ein Korngrößenprung, im Gegensatz zum kontinuierlichen Übergang in den westlichen Wechsellagerungsbereich. Die Korngrößenverteilung ist kein Abbild der Transportrichtung, sondern der Turbulenz und damit der zunehmenden Tiefe nach W.- Sandsteinkörper mit vielen tonigen Einschaltungen bleiben i. a. in ihrer ganzen Ausdehnung feinkörnig und weisen allenfalls in einzelnen Bänken eine schwache Vergröberung nach E auf. Tonstein- und Aufarbeitungshorizonte zeigen keine regelhaften lateralen Korngrößenänderungen.- Ganz im E kommen lokal gröbere Sande vor; zwischen ihnen und den umgebenden feinkörnigen Sanden besteht eine Korngrößenlücke.

Die mineralogische Zusammensetzung der feinkörnigen Sande ist im ganzen Gebiet überaus einheitlich. Es überwiegen bei weitem Stabilmineralien (Quarz; Zirkon, Turmalin, TiO_2 -Mineralien). Weniger stabile Komponenten sind Feldspat (0-6 %, überwiegend Orthoklas), Glimmer (Muskowit, Biotit), Apatit und Granat (je 0-3 % der transparenten Schwermineralien). Die Sande sind somit auch kompositionell reif. Ihr Schwermineralgehalt beträgt 0,4-0,8 Gewichtsprozent; in bestimmten Horizonten im E des Gebiets kann er wesentlich höher liegen. Die mittelkörnigen Sande ganz im E haben einen wesentlich höheren Gehalt an Feldspäten, die überdies stärker verwittert sind.

Die Ausmerzung der instabilen Komponenten ist ganz überwiegend verwitterungsbedingt. Ausgangsgesteine waren Granite, Gneise und verwandte Gesteine; einen nur geringen Anteil hatten mesozonal und kontaktmetamorphe Gesteine.

Die Schwermineralspektren sämtlicher Sande sind sich überaus ähnlich; quantitative Unterschiede sind Korngrößenbedingt. Durch Akzessorien und vor allem durch Schwermineralvarietäten (Turmalin- und Zirkonfarben) gelang es, eine beckenparallele Hauptschüttung von lokalen radialen (meist gröberen) Einschüttungen im E zu unterscheiden. Es besteht eine mineralogische Verwandtschaft zum Lettenkeuper- und Schilfsandstein, was auf gemeinsame Herkunft, wahrscheinlich vom baltischen Schild, hinweist.

Die Sandkörner sind überwiegend eckig. Rundungserscheinungen bei manchen Mineralien (Glimmer, Zirkon, Turmalin, Apatit) werden als im Liefergebiet entstanden betrachtet (magmatisch oder durch Verwitterung).

Das Bindemittel läßt sich großteils aus organogenen Komponenten der Sedimente ableiten. Es sind in der Hauptsache Kalzit, Siderit und Kieselsäure in den Kombinationen: a. reiner Kalzit, b. Kalzit mit Siderit und i. d. R. Kieselsäure, c. Kieselsäure ohne Karbonat. Bis auf die reinen Kalksandsteine weisen alle frischen Sandsteine eine Restporosität auf, worauf in erster Linie die unterschiedliche Stärke der Entkalkung von Sandsteinbänken im selben Aufschluß zurückzuführen ist. Als diagenetische Abscheidungsfolge wurde festgestellt: 1. Kalzit und Pyrit (überwiegend konkretionär), 2. Kieselsäure und seltenere Mineralien (Baryt), 3. Kalzit (mit Pyrit), 4. Siderit.

Die anorganogenen Texturen lassen sich in drei Größenklassen einteilen, die sich um je eine bis anderthalbfache Zehnerpotenz unterscheiden; zwischen ihnen liegen Lücken (Meter-, Zentimeter- bis Dezimeter- und Millimeterbereich).

Unter den primären Schichtungsformen der feinkörnigen Sandsteine überwiegt ebene und flachwellige Feinschichtung. Eine besondere, bisher nicht näher bekannte Art großdimensionaler Schräg- und Kreuzschichtung (aufgrund ihrer Flachheit eine "low angle stratification") erwies sich im ganzen als lokale Störung der ebenen Feinschichtung. Es handelt sich dabei um Auflagerungsgefüge auf flache, muldenförmig geschlossene Erosionsformen oder um einseitige Anlagerungen im Strömungsschatten derartiger Formen, nicht jedoch um Strömungsrippeln. Schüttungsdiagramme zeigen keine eindeutige Schüttungsrichtung; es ließ sich ein verwaschenes Maximum auf der nördlichen Hälfte der Lagekugel erkennen (Schüttung von N).- Die kleindimensionalen primären Sedimenttexturen umfassen im wesentlichen Seegangsrippeln mit meist asymmetrischem Innenbau; sie treten bevorzugt an der Oberseite von Sandsteinbänken in dünner Lage, seltener als mächtigere "climbing ripples" auf. I. d. R. gehen sie kontinuierlich aus der ebenen Feinschichtung darunter hervor. Die Käme sind in der Überzahl SW-NE orientiert, die Leeblätter fallen bevorzugt nach NW, also weg vom Land, ein. Strömungskleinrippeln finden sich nur selten und ganz lokal.- An primären Kleinstgefügen werden Oszillations-Kleinstrippeln und Kleinstflaserung beschrieben. Sie sind nur in glimmerreichen Silten ausge-

bildet; ihre Entstehung wird als Korngrößen-, evtl. auch als Kornformeffekt, betrachtet, nicht jedoch als Zeichen flachsten Wassers. Unklar ist weiterhin die Entstehung der "Kinneya-Rippeln". Im Unterschied zu den Oszillations-Kleinrippeln kommen sie immer nur einlagig und in glimmerarmem Sand vor; besonders sei hervorgehoben, daß an ihrer Basis stets eine Schwerminerallage beobachtet wurde.- In allen Größenklassen fehlen ausgedehnte Strömungsrippelfelder. Daraus wird auf geringe Stärke der Strömungen geschlossen. Es tritt jedoch Strömungstreifung in vielen Sandsteinbänken im E des Gebiets auf, wenn meist auch nur schwach ausgeprägt und durch Diagenese verwischt; sie verläuft bevorzugt SE-NW.

Erosion gehört zu den häufigsten Erscheinungen im ganzen Sedimentationsraum. Die Erosionsbeträge übersteigen einige Dezimeter nicht (maximal 70 cm). Neben flächenhafter Erosion kommt flecken- und linienförmige vor. Letztere bildet nie dendritisch verzweigte Netze, es handelt sich vielmehr um kurze, gerade oder nur schwach gewundene, SE-NW orientierte, voneinander isolierte, in beiden Richtungen stumpf endende Rinnen ("Kolk-rinnen"). Aus ihrer Form läßt sich keine Richtung der erodierenden Wasserbewegung ablesen, Stoßmarken zeigen bipolar wechselnde Strömungen an. Soweit die Sandfüllung schräg geschichtet ist, fallen die Schrägschichtungsblätter durchweg nach SE, also zum Land hin, ein. Die Genese ist noch unklar; es wird auf die Unterschiede zu den Strömungsmarken (flute casts) und die daraus resultierenden genetischen Unterschiede hingewiesen.- Schleifmarken sind vor allem im E des Gebiets auf der Unterseite von Sandsteinbänken und in Kolkinnen häufig. Sie sind vorwiegend SE-NW orientiert. Die stets mit ihnen auftretenden Stoßmarken bezeugen bipolar wechselnde Strömungsrichtungen.

Sackungserscheinungen weisen auf rasche Sedimentation ohne nachfolgende Aufarbeitung hin. Bankinterne Sackungen, meist in oder über glimmerreichem Silt, lassen sich im Handstück nicht immer leicht erkennen. Großdimensionale Sackungen sind relativ selten. Am häufigsten findet man Sedimentafrübe (Sanddiapire). Beschrieben werden außerdem einige seltenerere und noch wenig bekannte syn- und postsedimentäre Setzungsercheinungen.

Die Fauna zeigt ein relativ einheitliches Gepräge. An Individuenzahl überwiegen epibiontische und flach eingegrabene Muscheln tiefer eingegrabene bei weitem; unter den Ichnofossilien sind Freßbauten häufiger als einfache Wohnbauten. Es handelt sich um eine typische Flachwasserfauna des Sublitorals; ausgesprochene Litoralgemeinschaften fehlen. Nur die sehr verarmte Fauna der Sandmassen ganz im E deutet auf verstärkten Einfluß vom Land her.

Die Tonsteinhorizonte führen eine Fauna kleinwüchsiger, dünnschaliger, teils epi-, teils endobiontischer Muscheln. Unter den Ichnofossilien überwiegen dünne Tunnel und Freßbauten (Chondrites); oft ist die Durchwühlung nur gering oder fehlt. Es wird auf ruhige Verhältnisse mit mäßig günstigen Lebensbedingungen geschlossen.

In den Horizonten mit Sandsteinkörper ähnelt die Fauna insgesamt der der Tonsteinhorizonte. Lediglich in kompakten Sandsteinkörpern ist die Arten- und Individuenzahl gegenüber den nicht kompakten erhöht; die Fossilien sind in ihnen zu Schill-lagen und -linsen zusammengetragen. Neu sind hier große und dickerschälige Muscheln und Schnecken. Das Artenspektrum ändert sich lateral nur wenig; quantitativ ergeben sich nach E gewisse Verschiebungen, vor allem zugunsten der Gastropoden. Die generell geringe Durchwühlung der Sandsteinbänke wird mit rascher Sedimentation und (bzw. oder) relativer Sterilität des Substrats erklärt. I.a. zeigen die eingeschalteten und lateral benachbarten Silt-Ton-Mischgesteine die intensivste Durchwühlung. Die reichere Fauna der kompakten Sandsteinkörper wird auf lebhaftere Wasserbewegung zurückgeführt, worauf auch deren etwas gröbere Körnung hinweist.- Die Armut der Fauna in den Sandmassen im östlichsten Gebietsteil (fast nur Liostreen und Gyrochorte) deutet auf herabgesetzte Salinität hin.

Die Aufarbeitungshorizonte führen eine Fauna, die viel Ähnlichkeit mit der der kompakten Sandsteinkörper hat. Hinzu tritt eine Anzahl fixosessiler Formen, vornehmlich Bohrorganismen, seltener Serpeln, Brachiopoden und Korallen; im oberen Teil der Schichtfolge sind Gryphäen häufig. Wühlentschichtung, Anhäufung von Schill über große Flächen und Anzeichen von Kondensation lassen auf stark reduzierte Zufuhr terrigener Sedimente schließen. Hartgründe wurden nicht gefunden. Zum Teil läßt sich eine Abnahme der Artenzahl und Wuchsgröße von SW nach NE beobachten. Aus der Faunenzusammensetzung wird auf veränderte hydrographische Bedingungen mit zeitweise verstärkten Beziehungen nach SW und größeren zeitlichen Abständen zwischen Übersättigungen oder Umlagerungen geschlossen. Da bestimmte Elemente der Bio- wie der Lithofazies in der lateralen Faziesabfolge der anderen Sedimenteinheiten nirgends auftreten, kann die Annahme von Meeresspiegelschwankungen die besonderen Bedingungen nicht hinreichend erklären.

Zur genetischen Deutung der Sandsteine wird zunächst die ebene Feinschichtung und das mit ihr assoziierte Texturinventar diskutiert. Aus "climbing ripples" und Sackungsformen wird auf Ablagerung einzelner Sandsteinbänke in einem Akt geschlossen bei großem Suspensionsangebot und folglich starker Turbulenz. Das Texturinventar wird in erster Linie als Abbild winderzeugter Turbulenz betrachtet. Eine bedeutende Beteiligung von Gezeitenströmungen ist nicht wahrscheinlich, da wesentliche Merkmale von Watten fehlen. Ein Vergleich der Sandsteinkörper mit heutigen Barrensanden zeigt beträchtliche Unterschiede; es wird u.a. auf die paläogeographische Lage, die große Breite, die geringen Korngrößen, den andersartigen Innenbau und die Asymmetrie des Aufbaus insgesamt hingewiesen.

Es wird versucht das Sedimentationsgeschehen, für das kein rezentes Beispiel bekannt ist, in Umrissen aufzuhellen. Schauplatz war ein sehr flacher Schelf mit äußerst langsamer Tiefenzunahme nach W. Der Sandtransport erfolgte vermutlich durch Zusammenwirken einer schwachen (?Ausgleichs-)Strömung von N und winderzeugter Turbulenz in

diskontinuierlichen Schritten. Der Mechanismus scheint nur in einem bestimmten Tiefenbereich optimal gewirkt zu haben. Die Sandsteinkörper wurden nicht in Mulden oder auf Schwellen abgelagert (asymmetrische Korngrößenverteilung!). Ihre Ablagerung in einem begrenzten Gebiet muß deshalb auf einem Zusammenwirken verschiedener dynamischer Faktoren beruhen, das in der Umgebung nicht gegeben war.

Die Tonsteinhorizonte wurden nach diesem Modell in Zeiten sedimentiert, in denen die nördliche Strömung sehr schwach war und keinen Sand bis hierher mitführte oder aber in denen sonstige notwendige Faktoren oder deren optimales Zusammenwirken nicht gegeben waren.

Die Aufarbeitungshorizonte werden als Folge veränderter Strömungsverhältnisse betrachtet, die die Sedimente des nördlichen Ästuars in eine andere Richtung lenkten und in manchen Fällen Wasser mit anderen physiko-chemischen Eigenschaften, vermutlich aus SW, in den Sedimentationsraum brachten. Kennzeichnend für diese Horizonte ist nicht besonders häufige Aufarbeitung in kurzen Abständen, sondern die Summierung der Wirkung zeitlich u.U. weit auseinanderliegender Akte in einem Horizont aufgrund reduzierter Sedimentation. Da auch in den anderen Sedimenteinheiten Aufarbeitung weit verbreitet ist, muß für die Entstehung der Aufarbeitungshorizonte keine Wasserverflachung angenommen werden. Als rezentes Modell für diese Verhältnisse werden heutige Schelfe ohne Sedimentation betrachtet.

ABSTRACT: Shallow marine fine-grained sandstones occur wide-spread in the Lower Lias (Hettangian and basal beds of the Sinemurian) of South Germany. They are part of a belt with similar sandstones extending from the western Baltic Sea to the Lake of Constance. Regional stratigraphic and sedimentological investigations have provided insight into their structure and genesis.

The series considered is built up by three types of sediment units. They often are arranged in a characteristic vertical sequence beginning with a clay unit at the base, followed by a unit containing a sandstone body in the middle, and terminated by a unit with features of repeated intraformational reworking at the top. The boundaries between these units are sharp as a rule.

Within the clay units the fossil content as well as the carbonate content decreases from W towards the coast in the E. Thin siltstone layers are intercalated more or less frequently similar to those known as "storm sand layers" from Recent shelf muds. The fauna of these units prevailingly consists of small, thin-shelled pelecypods. They contain only scattered borrows.

The units with sandstone body exhibit the following lateral sequence of facies from W to E: bioturbated silty clay - interbedded clay and siltstone slabs - sandstone body - interbedded clay and siltstone slabs with scour channels; in the very east of the study area fine- and middle-grained sandstone masses occur. The sandstone bodies consist of laminated sandstone beds with intercalated clay and silt layers, the portion of which is reduced towards the center of the bodies more or less. The bodies form lenses 40 to more than 200 kilometers long, 15 to 70 kilometers wide and 1 to 4 meters thick. Their long axes follow the general trend of the basin, N-S or NNE-SSW.

Several features of this type of units obviously indicate continuous shallowing towards the E. From W to E there could be observed an increase of grain size - more or less distinct - from silt to fine sand (max. 0,1 mm), an increase of sorting, and in some cases of heavy mineral content, also an increasing frequency of parting lineation and intensity of reworking (content of reworked concretions within shell hashes, maximum depth of erosion). The spectrum of species of the fauna (predominantly molluscs) does not change conspicuously within these units laterally, but the portion of some faunal elements does, perhaps indicating reduced or frequent changing salinity near the coast. The units contain a rich ichnofauna in their clayey portions, especially in the eastern part (see SEILACHER 1964). Pure sandstones are disturbed scarcely.

The mineral composition of the fine-grained sands indicates high maturity. Besides stable minerals there was found only a low content of feldspar, garnet, and apatite. Mineral varieties proved to be useful to distinguish different source areas. The main transport came from the N, sands from the east were found only near the eastern coast.

The pore cement consists of calcite, siderite, and silica in different portions. Silica tends to decrease towards E, chamositic coating of sand grains becomes frequent there. The carbonate of concretions is calcite, not siderite as in Northwest Germany. According to HALLAM (1967) this points to an origin of the sediments in the north.

The units with features of repeated reworking are beds of limestone or calcareous sandstone, rich in fossil debris and reworked concretions more or less. There is a rather wide variety of lithology. Frequently these units contain iron oolites which always are associated with yellow, limonitic shell particles. These particles contain oxydized pyrite and are the most common feature of reworking. Frequent tendencies of lateral changing of facies within these units are increasing sand content from W to E, increasing portion and grain size of shell debris, strong bioturbation in the W, primary sedimentary structures in the E. These features indicate increasing frequency and intensity of reworking from W to E, which points to shallowing in this direction. The fauna contains a conspicuous portion of fixosessile, especially boring species. Serpulids, brachiopods, and corals also occur. Gryphaea is very frequent in the upper part of the sequence; their amount decreases to W and E. The diversity of species and size of individuals decrease from SW to NE, perhaps reflecting reduced salinity.

Since each type of sediment units exhibits a lateral sequence of facies of its own which cannot be deduced from the underlying unit with its other type of sequence, the ver-

tical changes from unit to unit cannot be explained by lateral shifting of facies. Therefore and since these lateral sequences indicate genesis of each unit over a considerable range of depths, alteration of sea level could not have been the main cause of the vertical changes of facies as assumed often thus far. It is suggested that these vertical changes were caused by variations of other important factors, e.g. changes of power or direction of currents (see COLEMAN & GAGLIANO 1965).

The members of the lateral sequences of facies are arranged in belts following the general trend of the basin (N-S). Most indicators of currents, however, as parting lamination, groove casts, scour channels are orientated SE-NW; impact casts indicate bipolar changing of the current direction. Cross lamination in scour channels always dip to SE. The crests of wave ripples run perpendicular to this direction, SW-NE. Their lee-side laminae dip to NW in most cases due to wind from SE.

The primary sedimentary structures reflect the mode of sedimentation. Among them even or wavy bedding prevails. Large-scale cross stratification is common within laminated sandstone beds. Its structure proved to be a type not known well thus far. It is characterized by low angles and a great diversity of azimuths. Saucer- or spoon-shaped erosional forms were subsequently refilled by sand laminated concordant to the erosional surface. A slight maximum of azimuths due to asymmetry of refilling indicates transport from N. The usual trough cross lamination indicating strong currents never could be found.

Small-scale cross lamination is represented by wave ripples. They generally occur at the top of laminated sandstone beds. Frequently there is a continuous transition from even lamination below into "climbing" wave ripples. These are low at the transition with flat, rounded crests and symmetric lamination. Towards the top they tend to become steeper with sharp crests and asymmetric lamination. Laterally they grade into even lamination as a rule. - Small-scale current ripples are rare. Their crests are straight in most cases. Their lee-side laminae dip - in opposite to those of most wave ripples - to SE. They only cover small patches grading laterally into even lamination.

Some primary micro-scale structures are mentioned. Micro-scale ripples and flaser bedding occur exclusively in siltstones rich in clay, mica and fine plant debris. They reflect weak water movement rather than emergence. - Different from these are the "Kinneya-ripples". They always occur on the top of pure sandstone beds, never in vertical repetition. At their base always was found a layer of heavy minerals. Their origin is still unknown. There is no evidence of emergence, supposed often thus far.

Erosion and reworking are common features in all parts of the sequence. Generally the lower side of the sandstone layers are erosive, frequently also the upper side, probably due to storm action. The scour channels in the area E of the sandstone bodies, centimeters to meters wide and up to 70 cm deep, are straight or slightly bent. They exhibit blunt ends in either direction. They are isolated from one another and form no drainage pattern. This and the extraordinary constancy of their orientation exclude that they are tidal creeks. Their origin is uncertain thus far.

Load structures of different scale indicate rapid sedimentation of sand (as well as the "climbing ripples" do). Within siltstone slabs sometimes antithetic micro-faulting occurs ("shear slab joints" SCHWARZ 1975). The faults dip to NW. - A quite common type of slab deformation forms patterns looking like rill marks.

It is inferred that the sands were transported by slow currents from N hold in suspension by wind action. The sandstone bodies were deposited in shallow water within a certain range of depth below low tide. The area of their deposition very gently dipped to W; there was no trough or shoal. Probably the average energy of water movement was particularly high there by longitudinal currents and decreased to W and E. Only occasionally, during storms, the energy was higher in the east. The longitudinal currents, their power, direction and other properties, are considered to be of special importance for the sediment supply and the ecological conditions.

It is not known a Recent counterpart of the reported type of sandstone bodies. There are obvious differences to bar sands (grain size, structure, extension). The sediment E of these bodies resemble tidal flats to some extent, but there are great differences too.

RÉSUMÉ: Pendant l'Héttingien et le Sinémurien basal (Lias inférieur) un ensemble de sédiments à grains très fins se sont déposés dans une eau peu profonde. La zone de répartition de ces sédiments s'étire de la Baltique occidentale au Lac de Constance. Ces grès et les relations avec les sédiments connexes étaient l'objet d'analyses stratigraphiques et sédimentologiques dont les résultats figurent dans le présent mémoire.

La série se compose de trois types sédimentaires qui souvent se succèdent en une séquence caractéristique. A la base, on trouve des argillites, vers le milieu des grès passants latéralement à intercalations de couches minces de grès entre des argillites et au sommet, généralement on trouve une couche à indices de remaniements répétés.

Chacun de ces types sédimentaires présente des variations latérales de faciès indiquant dans tous les cas une diminution de la profondeur de la mer de l'Ouest à l'Est. Le passage vertical d'un type à un autre est assez brusque. Un passage progressif des faciès n'a jamais pu être observé. De ce fait et comme chaque type sédimentaire a pu se déposer dans des limites bathymétriques considérables, on ne peut pas admettre que des oscillations du niveau de la mer étaient essentielles dans la formation des séquences verticales.

En général, les séquences horizontales sont réparties Nord-Sud selon l'élongation du bassin. De nombreux indices de courants sont orientés SE-NW, souvent en sens opposés. La stratification oblique à grande dimension - un type peu connu - ainsi que la composition minéralogique indiquent que les sables proviennent du Nord.

INHALT

	Seite
KURZFASSUNG	1
ABSTRACT	4
RÉSUMÉ	5
1. VORWORT	9
2. EINLEITUNG	10
2.1. Zielsetzung	10
2.2. Geschichtliches	11
2.3. Paläogeographischer Rahmen	14
2.4. Arbeitsgebiet	16
3. SCHICHTFOLGE	20
3.1. Einführung	20
3.2. Psiloceratenschichten (Schwarzer Jura α 1)	24
3.3. Schlotheimienschichten (Schwarzer Jura α 2)	32
3.4. Arietitenschichten (Schwarzer Jura α 3)	49
3.5. Schwarzer Jura α in Bohrungen des Alpenvorlandes	61
3.6. Prinzipien im Aufbau der Schichtfolge	73
3.6.1. Sedimenteinheiten	74
Prinzipien der lateralen Entwicklung	74
Laterale und vertikale Entwicklung innerhalb der Sedimenteinheiten	74
Tonsteinhorizonte	74
Horizonte mit Sandsteinkörper	75
Aufarbeitungshorizonte	77
Beziehungen der Sedimenteinheiten untereinander	80
Stellung der Aufarbeitungshorizonte	80
Stellung der Horizonte mit Sandsteinkörper	85
Aspekte der Faziesbeziehungen	85
3.6.2. Mächtigkeitentwicklung und ihre Beziehungen zur Fazies	87
Prinzipien der Mächtigkeitentwicklung	87
Mächtigkeit und Fazies	88
3.6.3. Folgerungen für die stratigraphische Stellung der Basalbank des Schwarzen Jura α in Ostwürttemberg	92
4. GESTEINSKOMPONENTEN	95
4.1. Korngrößenverteilung der Sande	95
4.1.1. Zur Methodik der Korngrößenanalysen und deren Auswertung	95
4.1.2. Sand-Typen	97
Ton- und Mergelsilte	97
Feinkörnige Sande	98
Feinsande des Hesselberggebiets nahe bei Mittelsandmassen	98
Mittelkörnige Sande des Hesselberggebiets	99
Grobkörnige Sande der Arietitenschichten	99
4.1.3. Regionale Korngrößenverteilung	99
Sandsteinkörper	99
Laterale Entwicklung	99
Vertikale Entwicklung	104
Longitudinale Entwicklung	105
Asymmetrie der regionalen Korngrößenverteilung	107
Aufarbeitungshorizonte	108
4.1.4. Entstehung der feinkörnigen Sande	108

	Seite
4.2. Mineralogische Zusammensetzung der Sande	110
4.2.1. Leichtmineralien	110
Quarz	110
Feldspat	111
Glimmer	112
Tonminerale	112
4.2.2. Schwerminerale	113
Zirkon	114
Turmalin	116
Rutil	120
Anatas	121
Brookit	121
Apatit	122
Granat	122
Staurolith	122
Monazit	123
Chlorit	123
Phosphorit und verwandte Apatite	123
Baryt	123
Seltene und nicht sicher bestimmte Schwerminerale	123
Opake Schwerminerale	124
4.2.3. Entstehung des Mineralbestandes	124
Diagenese	125
Transport	125
Verwitterung	125
Hydrodynamische Verhältnisse	125
Liefergebiet (Gesteine und Lage)	126
4.2.4. Diagenetische Gesteinskomponenten, Bindemittel	128
Kalzit	128
Siderit	129
Kieselsäure	131
Pyrit	131
Brauneisen ("Limonit")	131
Chamosit	131
Eisenminerale in Fossilshalen	132
Eisenoxyde	134
Glaukonit	134
Bleiglanz	134
Phosphorit	134
Baryt	135
Herkunft des Bindemittels	135
Ablauf der Diagenese	135
5. SEDIMENTTEXTUREN	136
5.1. Sedimentationsformen (primäre Sedimenttexturen)	136
5.1.1. Bau der Feinschichtung	136
5.1.2. Ursachen der Feinschichtung	137
5.1.3. Ebene Feinschichtung	138
5.1.4. Großdimensionale Sedimenttexturen	138
Wellige Feinschichtung	138
Einfache Mulden	138
Erosive Mulden	139

	Seite
Kreuzschichtung	140
Gemeinsame Züge der großdimensionalen Sedimenttexturen	154
Großdimensionale Schrägschichtung in den mittelkörnigen Sanden des Hesselberggebiets	155
5.1.5. Kleindimensionale Sedimenttexturen	156
Kleinrippelschichtung	156
Rippeln mit geraden Kämmen	156
Interferenzrippeln	161
Sichelförmige Rippeln	162
Rippeln mit unregelmäßigem Grundriß	162
Rippeln mit unsicherem Grundriß	162
Gemeinsame Züge der Kleinrippelschichtung	163
5.1.6. Kleinstgefüge und andere Primärgefüge	163
Oszillations-Kleinrippeln	163
Kleinstflaserung	164
"Kinneya-Rippeln"	165
Strömungstreifung (parting lineation)	167
5.1.7. Schichtungsformen in Schillen	168
Horizontalschichtung	168
Pflaster	169
Hochkantstellung	169
Schrägschichtung	169
5.1.8. Transport- und Ablagerungsmechanismen auf Grund der primären Sedimenttexturen	169
5.2. Erosionsformen	175
5.2.1. Erosionsformen in Sandstein	176
Erosionsdiskordanzen innerhalb großdimensionaler Schrägschich- tung	176
"Erosive Pfannen"	176
Flächenhafte Erosion	177
5.2.2. Erosionsformen in Tonstein	177
Flächenhafte Erosion	177
Kolkrinnen	178
Gegenstandsmarken	187
Beziehungen zwischen Erosion und Sandsedimentation	188
5.2.3. Erosionsformen in Kalksteinbänken	188
5.3. Syn- und postsedimentäre Deformationen	189
5.3.1. Großdimensionale Sackungen	189
5.3.2. Sedimentaufbrüche	190
5.3.3. Bankinterne Sackungen	190
5.3.4. Belastungsmarken	190
5.3.5. Gleittreppen	191
5.3.6. Rieselmarkenähnliche Deformationen	193
5.3.7. (?) Entgasungsmarken	193
5.3.8. "Quastenmarken"	194
5.3.9. Kompaktionsbedingte Deformationen	194
6. SEDIMENT UND FAUNA	195
6.1. Tonstein	195
6.2. Mergel, Ton- und Mergelsilte	197
6.3. Wechsellagerungen	198
6.4. Sandsteinkörper	200

	Seite
6.5. Aufarbeitungshorizonte	201
6.6. Mittelkörnige Sande des Hesselberggebiets	203
6.7. Grobkörnige Sandsteine der Arietitenschichten	203
6.8. Rückschlüsse	204
7. SEDIMENTATIONSRAUM	211
7.1. Sandsedimentation in heutigen Schelfmeeren	211
7.1.1. Küstensandbereich	212
7.1.2. Bereich zwischen Küstensand und Land	213
7.1.3. Bereich zwischen Küstensand und offener See	214
7.1.4. Bereich der offenen See	214
7.2. Vergleich mit den Sanden des Schwarzen Jura α	214
7.2.1. Sandsteinkörper	214
7.2.2. Bereich östlich der Sandsteinkörper	216
7.2.3. Bereich westlich der Sandsteinkörper	217
7.3. Vergleich der Sande des Schwarzen Jura α mit anderen fossilen Sanden der Flachsee	217
7.4. Entstehung der Sedimenteinheiten	218
7.4.1. Tonsteinhorizonte	219
7.4.2. Horizonte mit Sandsteinkörper	220
7.4.3. Aufarbeitungshorizonte	224
8. SCHRIFTEN	
9. PROFILVERZEICHNIS	
10. TAFELN	

1. VORWORT

Die hier vorgelegte Arbeit entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. H. Aldinger, im Rahmen eines unter seiner Leitung am Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Stuttgart durchgeführten sedimentologisch-palökologischen Forschungsprogramms im unteren und mittleren Teil des Schwäbischen Juras. Mein Dank gilt vor allem ihm für sein stets reges Interesse und die vielseitige Förderung, die er der Arbeit angedeihen ließ.

Weiterhin trugen Hinweise, Auskünfte, Diskussionen und praktische Unterstützung unterschiedlicher Art von vielen Seiten zum Fortgang der Arbeit bei. Für Unterstützung auf mineralogischem Gebiet danke ich den Herren Prof. Dr. K. Walenta, Stuttgart, Dr. P. Keller, Stuttgart, Dr. D. Heling, Heidelberg, auf paläontologischem den Herren Prof. Dr. H. Hölder, Münster/Westf., Prof. Dr. A. Seilacher, Tübingen, Dr. K. Hoffmann, Hannover, auf paläogeographischem Prof. Dr. M.P. Gwinner, Stuttgart, auf geochemischem Dr. V. Schweizer und Dipl.-Geol. M. Moskofidis. Danken möchte ich auch meinen Studienkollegen, mit denen ich viele förderliche Diskussionen führen konnte, ganz besonders Herrn Dr. W. Schloz und Herrn Dr. E. Rogowski, beide Stuttgart.

Eine Anzahl von Baugrundbohrungen förderte die Kenntnis schlecht aufgeschlossener Gebiete. Einblick in Profile und Kernmaterial gaben die Firmen Speik, Neue Heimat Baden-Württemberg, Stuttgart, Gnann, Bopfingen, sowie das Regierungspräsidium Nordwürttemberg, der Zweckverband Bodenseewasserversorgung, das Autobahnamt Baden-Württemberg, das Universitätsbauamt Vaihingen und das Stadtbauamt Göppingen.

Eine wertvolle Erweiterung des Arbeitsgebiets brachten Tiefbohrungen im Gebiet der Schwäbischen Alb und im Illertal (Bayerisches Alpenvorland). Gedankt sei den Unternehmen und den für die Bohrungen wissenschaftlich Verantwortlichen, die Einblick in das Kernmaterial gewährten und z.T. Material für Untersuchungen zur Verfügung stellten: der Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover (Herrn Dr. H. Fahrion), der Tiefbohr- und Schachtbau GmbH (Herrn Dr. E. Volz), der Ermstalbohrergesellschaft (Herrn Prof. Dr. A. Sauer) und der Mineralbrunnen Überkingen-Teinach-Ditzenbach A.G. (Herrn Prof. Dr. W. Carlé).

Besonderer Dank gebührt auch Herrn Dr. R. Riek, Stuttgart-Hohenheim, der seine zahlreichen, von ihm in vieljähriger Arbeit zusammengetragenen Profile des Fildergebiets für diese Arbeit zur Verfügung stellte.

Dankbar hervorgehoben sei ferner die stets bereitwillig gewährte, unschätzbare Hilfe, die mir am Institut in Stuttgart Herr W. Karrasch bei der Anfertigung von Zeichnungen und Herr W. Frech bei Photo- und anderen Laborarbeiten geleistet haben; weitere photographische Arbeiten führte Herr W. Lumpe am Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart mit großer Sorgfalt aus.

Finanzielle Unterstützung fand die Arbeit dankenswerterweise durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft und die Stiftung Volkswagenwerk.

Das Belegmaterial für diese Arbeit (Handstücke, Dick- und Dünnschliffe, Körnerpräparate) wird am Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart aufbewahrt. Eine Profilsammlung wird in der Bibliothek des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Stuttgart hinterlegt.

2. EINLEITUNG

2.1. Zielsetzung

Zur Zeit des tieferen Schwarzen Jura α (Hettangium und tiefstes Sinemurium) begleitete ein ausgedehntes Gebiet mariner Tone und feinkörniger Sande die Ostküste des süddeutschen Meeresbeckens. Es ist in Württemberg (zusammen mit dem östlich angrenzenden bayerischen Gebiet) in seiner gesamten Breite von etwa 120 km und in einer Länge von über 100 km erhalten und in einer großen Zahl von Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich. Es scheint daher besonders geeignet, einen Beitrag zur Kenntnis der Schelfsande zu liefern.

Die Sandsteine treten innerhalb einer Tonsteinserie als relativ geringmächtige Pakete von z.T. großer lateraler Ausdehnung auf; es handelt sich um typische "sheet-" oder "blanket sands" (KRYNINE 1948).

Es war Ziel der vorliegenden Arbeit, ein möglichst geschlossenes Bild vom Bau dieser Sandsteine von regionalen Dimensionen bis in den Mikrobereich zu erhalten, um daraus Rückschlüsse auf die Entstehung ziehen zu können oder zumindest die Grundlage dafür zu schaffen. Bei bisherigen Beschreibungen derartiger Sandsteine wurden meist nur bestimmte Aspekte herausgegriffen, so daß P.E. POTTER noch 1967 feststellte: "Although a common feature of most basins, good descriptions of both ancient or modern marine-shelf arenites are scarce, and thus one is forced to surmise and synthesize many of their properties from few and scattered data".

Für die Erkenntnis der Vorgänge, die zur Entstehung eines Sandsteins geführt haben, sind die Eigenschaften, die diese Vorgänge unmittelbar reflektieren, von vorrangiger Bedeutung. Das Schwergewicht lag daher auf dem Studium der Sedimentzusammensetzung und der primären Sedimenttexturen sowie deren räumlicher Verbreitung; diese Eigenschaften waren zudem bis jetzt am wenigsten bekannt. Es wurden jedoch auch die palökologischen Verhältnisse und die Beziehungen zu benachbarten Gesteinen berücksichtigt, sind sie doch für bestimmte Fragen wesentlich.

Das Ziel, über den fazieskundlichen Aspekt hinaus zu einer Klärung des regionalen Baues zu gelangen, machte ein streng horizontiertes Arbeiten unumgänglich. Ob bei dem starken Fazieswechsel eine verlässliche Feinstratigraphie über den bisherigen - unzureichenden - Kenntnisstand hinaus überhaupt zu erarbeiten war und welcher Art dieser Wechsel ist, konnte nur durch ein möglichst dichtes Aufschlußnetz geklärt werden. Der Umfang der Profilaufnahmen überstieg das ursprünglich geplante Maß dadurch bei weitem. Es gelang damit aber, den subjektiven Spielraum für die Anordnung seitlicher Faziesabfolgen weitgehend einzuengen.

2.2. Geschichtliches

Schichtfolge

Die ersten Profile von Schichten des Hettangiums in Württemberg stammen, soweit sich feststellen ließ, aus dem ausgehenden 18. Jahrhundert (RÖSLER 1791: 109-111). Ihre stratigraphische Stellung war damals noch unbekannt.

Bis 1834 galt der "Gryphitenkalk" (= heutige Arietitenschichten) als unterster Horizont des Lias in Württemberg (MEMMINGER 1820, STAHL 1824, v. ALBERTI 1826), länger noch "Ammonites Bucklandi" als tiefster leitender Ammonit des Lias (v. BUCH 1839). Die stratigraphische Stellung der feinkörnigen Sandsteine des Hettangiums, früher als "Buch-" "Malb-" oder "Malmstein" bekannt und in zahlreichen Steinbrüchen erschlossen, wurde, soweit bekannt, von v. ALBERTI (1826: 120-121) erstmals als liassisch angesprochen; ihre stratigraphische Stellung innerhalb des Lias blieb zunächst noch unsicher. V. MANDELSLOH (1834) erkannte, daß sie den "Gryphitenkalk" im ganzen Albvorland durchgehend unterlagern, und nannte sie "Unteren Lias-Sandstein". QUENSTEDT (1843) behielt die stratigraphische Einheit von "Unteren Lias-Sandstein" und den Arietitenschichten, deren veralteten Namen "Gryphitenkalk" er nicht verwendet und erst 1858 durch "Arcuaten-" bzw. "Arietenkalk" ersetzt -, unter der Bezeichnung "Sand- und Thonkalk" bei, obwohl sich die biostratigraphische Eigenständigkeit des tieferen Komplexes deutlich abzeichnete; er machte diese Einheit als "Lias α " zur untersten Stufe seiner bis heute gebräuchlichen Gliederung des Schwäbischen Juras. OPPEL (1856) bestätigte dann bei seiner Gliederung des Juras in Ammonitenzonen die von QUENSTEDT gefundene Abfolge von "Ammonites pylonotus", "Ammonites angulatus" und "Ammonites Bucklandi".

Bis in die zwanziger Jahre dieses Jahrhunderts wurden viele Einzelbeobachtungen im Rahmen verschiedener Arbeiten, besonders auch der geologischen Landesaufnahme, zusammengetragen; ein entscheidender Fortschritt der Kenntnis gegenüber der Zeit QUENSTEDT's war indes nicht zu verzeichnen. Der im Vergleich mit anderen Gebieten unbefriedigende Stand der Forschung (HENNIG 1923: 150) spiegelt sich deutlich in der Bestandsaufnahme RÜGERS (1924: 121-128) wider.

Eine heftig umstrittene Arbeit von P. VOLLRATH (1924 a) war die erste einer Reihe von Spezialuntersuchungen vor allem stratigraphischer Art, die erstmals auch das östliche Württemberg einbezogen haben (HERLIKOFER 1926, FRANK 1930, SCHIEBER 1936, BECHTER 1937). FRANK (1930) erarbeitete die erste detaillierte Gliederung für ganz Württemberg. Er konnte die "Oolithenbank" endgültig als durchgehende Basis der Schlothheimischen Schichten nachweisen. In den neu bearbeiteten Gebieten konnten außer dem einzigen Sandsteinhori-

zont SW-Württembergs (dem "Angulatensandstein" i.e.S.) weitere Sandsteinhorizonte, und zwar erstmals auch in den Psiloceratenschichten, ausgeschieden werden.

Bei der vergrößerten stratigraphischen Reichweite war der Name "Angulatensandstein" (geprägt von DEFFNER 1861: 175) als Sammelbegriff für die Sandsteine des Hettangiums nicht mehr geeignet; FRANK (1930) verwendete ihn nicht mehr. Seither fehlt ein Sammelbegriff für diese Sandsteine. In vorliegender Arbeit werden sie neutral als "feinkörnige Sandsteine des Hettangiums und tiefsten Sinemuriums" gleichaltrigen mittel- und grobkörnigen Sandsteinen im E des Arbeitsgebiets wie auch solchen in der Sohlbank des Komplexes gegenübergestellt. Lediglich die noch unvollkommen gegliederten Sandsteine der Schlotheimienschichten im bayerischen Gebietsteil werden hier, wie auch bei JAHNEL (1970), provisorisch als "Angulatensandstein" zusammengefaßt.

Weitere Beiträge zur Schichtfolge lieferten u.a. PFEFFER (1942), USBECK (1952), HOLLMANN (1961), ALTMANN (1965), SEILER & VILLINGER (1966), JAHNEL (1970). Fortschritte bei den Arietitenschichten brachten vor allem WEIHMANN (1952), WALLISER (1956 a. u. b), RIEK (1966).

Biostratigraphie

Die Biostratigraphie ist bis heute noch ganz ungenügend bekannt. Mehrfach und eingehend ist lediglich die Ammonitenfauna der "Pylonotenbank" an der Basis des Schichtkomplexes untersucht worden (Literatur bei ALTMANN 1965). Aus den Schichten darüber sind zwar Ammoniten verschiedener norddeutscher Subzonen des tieferen Hettangiums bekannt geworden, jedoch ist die Bestimmung bei einigen, von denen weder Beschreibung noch Abbildung vorliegt, zweifelhaft, von anderen ist die stratigraphische Verbreitung unbekannt. Die Schlotheimienschichten sind noch ungegliedert, sie konnten bis jetzt nicht mit Norddeutschland, ja nicht einmal mit dem benachbarten Franken parallelisiert werden. Unter diesen Umständen konnte die Biostratigraphie für die vorliegende Arbeit in nur sehr beschränktem Maße herangezogen werden.

Anregung erfuhr die Erforschung der Biostratigraphie der Schichten zunächst auch nicht durch die von VOLLRATH (1924) entfachte Diskussion über den Leitwert der Ammoniten im Schwarzen Jura α Württembergs. Er wies darauf hin, daß Ammoniten verschiedener Zonen und Subzonen Norddeutschlands teils zusammen in einer Bank, aber nach "Faunenbereichen" räumlich getrennt, teils auch ohne Einhaltung der norddeutschen Zonenfolge in der Schichtfolge auftreten. Er schloß daraus, daß es leitende Ammoniten hier nicht gibt, daß als Zeitmarken vielmehr Leithorizonte, die sich durch Lithologie und Stellung im Profil auszeichnen, allein verläßlich seien. In ähnlichem Sinn äußerten sich RÜGER (1924: 131), FRANK (1930: 27), WETZEL (1932: 461). VOLLRATH und FRANK verbanden damit weitgehende Hypothesen über die Brauchbarkeit von Leitfossilien und über Faziesabhängigkeit und Faunenwanderungen bei Ammoniten. Die VOLLRATHschen Hypothesen wurden sofort und von vielen Seiten mit guten Gründen zurückgewiesen (eine zusammenfassende Darstellung der Diskussion gibt WALLISER 1956 b). Zu einer Überprüfung der zugrundeliegenden Geländebefunde kam es erst sehr viel später: WALLISER (1956 b) konnte VOLLRATH in allen Punkten widerlegen.

Durch die damalige Diskussion hat sich die Frage nach der zeitlichen Stellung der Bänke des Schwarzen Jura α neu gestellt. Bis zu VOLLRATH (1924 a) sind die Bänke als im wesentlichen isochron aufgefaßt worden, auch die "Pylonotenbank" (HENNIG 1923: 150). VOLLRATH und FRANK glaubten dagegen, eine starke Diachronie der Basalbank als Transgressionshorizont nachweisen zu können, hielten aber an der Isochronie der Horizonte darüber fest. Die Untersuchungen WETZELs (1929 u. 1932), aber auch die Tatsache, daß die Verläßlichkeit von Leitfossilien als Zeitmarken generell nicht mehr ernsthaft in Frage gestellt werden konnte, mußten zu differenzierteren Vorstellungen über die Entstehung dieser Horizonte führen. ALDINGER (1953) hielt eine Diachronie sämtlicher Schichten des Hettan-

giums in Württemberg infolge langsamer Wanderung der Faziesbereiche für möglich. Die Untersuchungen von WALLISER (1956 b) und ALTMANN (1965) brachten keine Bestätigung dieser Hypothese in SW- und Mittelwürttemberg. Die Frage ist damit aber noch nicht generell geklärt, auf sie wird in vorliegender Arbeit noch weiter eingegangen.

Gliederungsversuche auf mikropaläontologischer Basis, zuletzt durch USBECK (1952) und WEIHMANN (1952), beruhen auf z.T. falsch eingestuftem und parallelisierten Profilen. Eine Korrektur macht aber auf Grund der guten Profilaufnahmen beider Bearbeiter keine Schwierigkeit.

Fazies und Genese

Die Faktoren, die bei der Entstehung der Schichtfolge eine Rolle gespielt haben, werden in einer größeren Anzahl von Arbeiten erörtert, wenn auch oft nur kurz. Die feinkörnigen Sandsteine mit ihren Marken und Spuren, die Schillanhäufungen und die Zusammensetzung der Fauna legten den Vergleich mit küstennahen Bildungen heutiger Meere nahe. So bestand nie ein Zweifel an der Flachseenatur der Schichtfolge (u.a. O. FRAAS 1850, QUENSTEDT 1864, NEUMAYR 1885: 82, POMPECKJ 1901: 174, FISCHER 1912: 6, KESSLER 1920, FRANK 1930: 209, BECHTER 1937: 70, H. SCHMIDT 1939: 243, ALDINGER 1965: 63). Zum Teil wird auch zeitweiliges Trockenfallen bei Windebbe für möglich gehalten (QUENSTEDT 1864, HENNIG 1923, FRANK 1930: 209, BECHTER 1937: 70, H. SCHMIDT 1939: 244, ALDINGER 1965: 63). H. SCHMIDT (1939: 244) spricht sich gegen Gezeiteneinfluß aus.

Das Sediment wird von den meisten Autoren von den östlich und südöstlich angrenzenden Landgebieten (Böhmisch-Vindelizisches Land) bezogen. Lediglich NEUMAYR (1885, 82-83) und H. SCHMIDT (1939: 251) denken an eine Herkunft eines bedeutenden Teils der Sedimente von weiter nördlich. ALDINGER (1953: 231-237) lehnt eine Herkunft aus den angrenzenden Landgebieten auf Grund des feinen Korns und der mineralogischen Zusammensetzung ab und vermutet Transport von S aus einem noch unbekanntem Liefergebiet.

Die vertikalen Wechsel der Gesteine werden teils auf tektonische Kipp- und Schaukelbewegungen und damit verbundene Meeresspiegelschwankungen und Gefällsänderungen der Flüsse (FRANK 1930: 205, 213, 233-234, HENNIG 1923: 155, RÜGER 1924: 133), teils auf Klimaschwankungen und dadurch verursachte Änderungen der Wasserführung und Transportkraft der Flüsse (POMPECKJ 1916, SCHIEBER 1936: 40, BECHTER 1937: 71, H. SCHMIDT 1939: 244 u. 253) zurückgeführt. Besonders deutlich hat sich H. SCHMIDT mit Hinweis auf die konstante Lage der Küsten gegen die "allzu bequeme Theorie wechselnder Senkungen" gewandt. Mit einigem Recht wies andererseits RÜGER (1924: 133) darauf hin, daß in der damaligen Zeit kaum mit stärkeren Klimaschwankungen zu rechnen sei.

Für eine dritte Möglichkeit, Änderung der Meeresströmungen, bei H. SCHMIDT (1939: 252-253) angedeutet, spricht sich ALDINGER (1957) erstmals entschieden aus. Als Ursache werden zwar auch von ihm Tektonik und Klima betrachtet, deren Wirkungsweise jedoch nicht direkt zu erkennen ist.

Laterale Fazieswechsel sind schon früh beobachtet worden. QUENSTEDT (1858: 41) erwähnt die Zunahme des Sandanteils der Schichten nach E. FRANK (1930) beschreibt Faziesabfolgen verschiedener Horizonte, die sich in zwei Gruppen einteilen lassen. Die erste Gruppe bilden Transgressionshorizonte mit einer Abfolge von Schalenrümmerkalk im W, Eisenoolith und Sandstein im E. Die zweite Gruppe sind Sandsteinhorizonte mit einer Abfolge von biodetritischem Kalk und Ton im W, übergehend in kompakten Sandstein in der Mitte, der sich nach E in eine Wechsellagerung von Ton und Sandsteinplättchen auflöst. H. SCHMIDT (1939: 251-252) stellt folgende Zonierung von W nach E auf: 1. dunkle Tone, 2. Tone mit Kalk- und Toneisensteinknollen, 3. Kalksandsteine und Eisenerze, 4. Sandsteine. Auch bei ihm nehmen die dunklen Kalkbänke eine Sonderstellung ein; er sieht in ihnen wie schon RÜGER (1924: 132) Zeugnisse reduzierter Sedimentation.

Erst spät wurde die Bedeutung der Form der Sandsteinlagen für das Verständnis ihrer

Entstehung erkannt. Die Faziesbereiche wurden lange Zeit als mehr oder minder parallel zum Albrand verlaufend angesehen (POMPECKJ 1901, FRANK 1930 u.a.), entsprechend wurde auch die Küste des damaligen Meeres konstruiert. BECHTER (1937) wies auf das Ausdünnen der Sandsteine nach W und E hin und folgerte daraus beckenparallelen Transport von S nach N. H. SCHMIDT (1939) betonte, daß die Linien gleicher Fazies spitzwinklig zum Albrand verlaufen. ALDINGER (1953) schloß auf Grund des Verlaufs von Isopachen verschiedener Sandsteinkörper (S. 222-225) auf N-S erstreckte Sedimentkörper von linsenförmiger Gestalt, wie sie auch aus dem Braunen Jura β bekannt geworden sind (WILD 1950). Die Schüttung von S nach N folgerte er aus der Petrographie der Sande (nach PFEFFER 1942), Schüttungsmessungen im Braunen Jura β (WILD 1950) und der Verteilung der Ammoniten nach VOLLRATH (1924 a) und FRANK (1930). Diese Verteilung der Ammoniten, die ein Wandern der Fazies nach N nahezu legen schien, hat sich jedoch inzwischen, wie schon erwähnt, als falsch erwiesen. Auch die sedimentologische Fundierung für die Annahme einer Herkunft von S war noch zu unsicher.

Bis jetzt gibt es nur eine eingehendere sedimentologische Arbeit über die Schichten des Hettangiums in Württemberg (PFEFFER 1942). PFEFFER hat die mineralogische Zusammensetzung der Sande in zahlreichen Profilen untersucht und dabei eine Fülle von Detailbeobachtungen gemacht. Ähnliche Untersuchungen hat VIOHL (1969) ganz im E des Gebiets durchgeführt. Die primären Sedimenttexturen waren noch weitgehend unbearbeitet.

Die palökologischen Verhältnisse, wichtig für die Bestimmung des Milieus und für die Abgrenzung der Faziesbereiche gegeneinander, sind besser bekannt. Über die Fauna der Schichten finden sich Angaben in einer großen Zahl von Arbeiten, es seien lediglich genannt QUENSTEDT (1858 u.1885), ENGEL (1908), BRÖSAMLEN (1909), SCHÄFLE (1929), BECHTER (1937), HÖLDER (1940), USBECK (1952). Einen Überblick über die Ichnofauna gab SEILACHER (1953, 1955, 1956, 1964). Eingehend hat sich SCHLOZ (1967, 1968, 1971, 1972) mit palökologischen Fragen, vor allem von Aufarbeitungshorizonten, beschäftigt.

2.3. Paläogeographischer Rahmen

Das süddeutsche Becken ist Teil des reich gegliederten Binnenschelfmeers, das sich seit dem Rät im Bereich des westlichen außereuropäischen Europas ausgebreitet hat. Dieses Schelfmeer läßt im Hettangium zwei große Bereiche unterschiedlicher Sedimentation erkennen: einen nördlichen mit überwiegend kalkarmen, feinklastischen Sedimenten (Nordwestdeutschland, England) und einen südlichen mit dominierender Karbonatsedimentation (große Teile Frankreichs, Spanien; vgl. Abb. 1). Dazwischen liegen Verzahnungsbereiche. Im süddeutschen Becken herrscht der feinklastische Sedimenttyp vor. (Vgl. hierzu HALLAM 1969.)

Begrenzt wird das süddeutsche Becken im E von der Böhmisches Masse, im SE von der Vindelizischen Schwelle, im S vom Alemannischen Land und im W durch einen Bereich geringer Mächtigkeiten.

Den Ostteil des Sedimentationsbeckens nehmen ästuarine und fluviatile Sande und Tone der fränkischen Rät-Lias-Übergangsschichten ein. Diese verzahnen sich im W mit den marinen Schichten. Die Verzahnung läßt sich im schwäbischen Sedimentationsraum nicht beobachten, da die Sedimente dieses Bereichs auf einer ausgedehnten Schwelle (Weißenburger Schwelle, vgl. VIOHL 1969: Abb. 12 b) vor Ablagerung der Arietitenschichten wieder abgetragen worden sind. Die Ausdehnung dieser Schwelle nach S ist bis jetzt unbekannt.

Die Grenze zwischen mariner und nichtmariner Fazies verläuft von Oberfranken, wo der Übergang erhalten ist, vor der Fränkischen Alb nach S. Über ihren Verlauf im Alpenvorland ist bis jetzt nichts Näheres bekannt; die zahlreichen, noch nicht veröffentlichten Bohrungen in diesem Raum dürften hierüber Aufschluß gegeben haben.

Auf die immer wieder diskutierte Frage einer Verbindung zur Thetys im Alpenrheingebiet oder östlich davon soll hier noch nicht eingegangen werden.

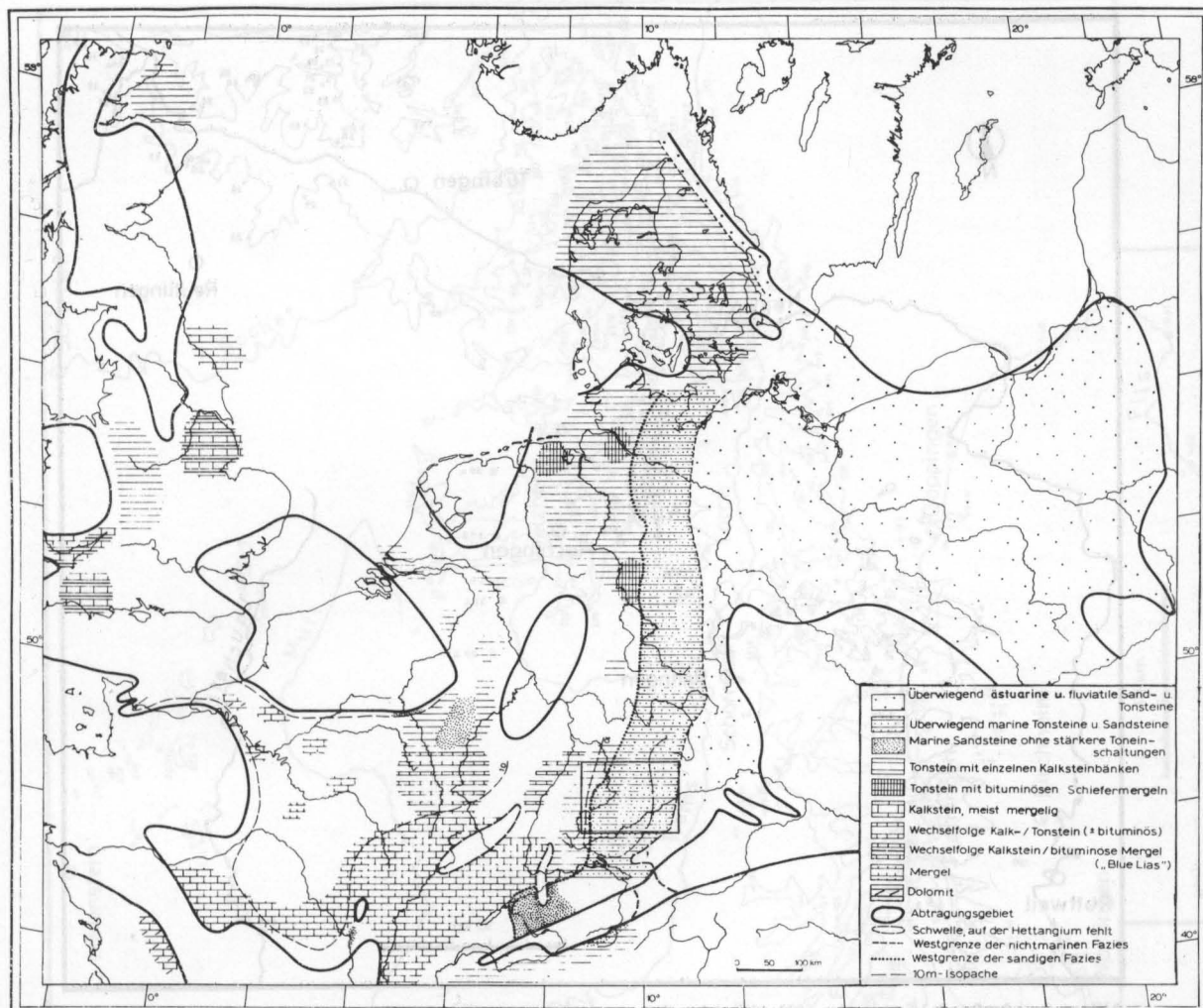


Abb. 1. Skizze zur paläogeographischen Situation des süddeutschen Beckens im Hettangium (Nach ARKELL 1933, BRAND & HOFFMANN 1963, BÜCHI et al. 1965, GEYER & GWINNER 1964, GÜMBEL 1891, GUÉRIN-FRANIATTE 1966, GWINNER 1971, HALLAM 1969, HÖLDER 1964, HOFFMANN 1934, KLÜPFEL 1918, KNAUFF & SCHRÖDER 1962, KÖLBEL 1967, KRUMBECK 1932, LARSEN 1966, LEFAVRAIS-RAYMOND & HORON 1961, LEMCKE 1955 u. 1970, LEMCKE & WAGNER 1961, LUCIUS 1937 u. 1955, PRATJE 1922 u. 1924, PUTZER 1934, SCHALCH & PEYER 1920, SCHNEIDER 1962, SORGENFREI 1969, TRÜMPY 1949 u. 1959 u. 1969, URLICHS 1966, VAN WERVEKE 1887, VIOHL 1969, VOLLMAYR 1971, VOSSMERBÄUMER 1966 u. 1970, WIRTH 1968 u. 1969.)

Im S, vor dem Alemannischen Land (vgl. TRÜMPY 1949), wurden marine Sande unterschiedlicher Korngröße sedimentiert (nach Bohrungen im Bodenseegebiet und im Schweizer Alpenvorland); über sie liegen noch keine näheren Untersuchungen vor.

Die Schwelle, die während des Räts zwischen Schwarzwald und Aarmassiv bestanden hat (vgl. BÜCHI et al. 1965), macht sich auch im Schweizer Jura bemerkbar ("Sissacher Barre" FRANK 1930). Ob es sich bei dem Mächtigkeitsminimum um eine morphologische Schwelle gehandelt hat, erscheint fraglich; die Fazies spricht eher dagegen.

Im Gebiet des Oberrheingrabens nimmt der Anteil von Tonstein an der Schichtfolge von S nach N zu, außerdem sind die Sedimente des Hettangiums im Nordteil z.T. bituminös ausgebildet (K. HOFFMANN 1963, HETTICH 1974 u. eig. Beob.). Sie ähneln dort den oberen Arietitenschichten des Fildergebiets (dunkelolivbraune, pappdeckelartige Schiefertone, Mergel mit großen "Fukoiden", Fehlen dicht gepackter Schillkalke, vgl. Kap. 3.1.). Die Fazies spricht gegen eine morphologische Schwelle, die geringe Mächtigkeit muß andere Gründe haben. Anhaltspunkte für eine Trennung des schwäbischen Gebiets von den im W und SW angrenzenden Gebieten

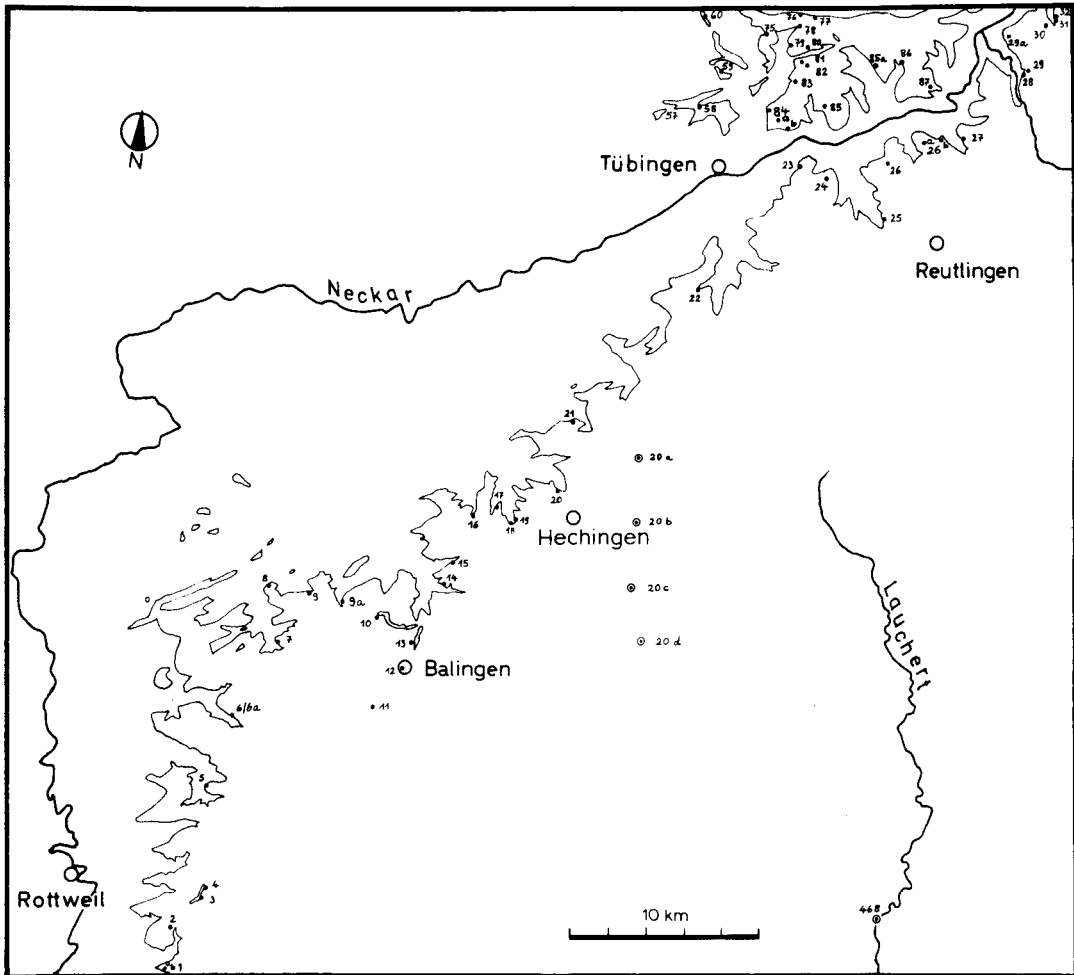


Abb. 2. Aufschlüsse in SW-Württemberg (Kleiner Heuberg, Rammert, südlicher Schönbuch) und Ausstrich der Keuper - Lias-Grenze. Die Nummern beziehen sich auf das Profilverzeichnis. Legende s. Abb. 3.

durch Inseln bestehen nicht.

Nach N bestand eine Verbindung ("Hessische Straße"), die wesentlich breiter gewesen zu sein scheint als früher angenommen (vgl. BRINKMANN 1961 und KÜLBEL 1967). Die "Rheinische Insel" ist schwer faßbar und wird im wesentlichen nach Mächtigkeiten extrapoliert (K. HOFFMANN 1962: 152). Wie unsicher das ist, zeigt die schrittweise Rückverlegung der Küste des Vindelizischen Landes nach E in den letzten 40 Jahren bei fortschreitender Kenntnis des Untergrundes durch Tiefbohrungen (vgl. Verlauf bei FRANK 1930 und bei LEMCKE 1970).

2.4. Arbeitsgebiet

Das Verbreitungsgebiet der untersuchten Sandsteine erstreckt sich von der Balinger Gegend im SW bis E Gunzenhausen im Altmühltal. Die anschließenden Gebiete im SW (Kleiner Heuberg) und im E (Weißenburger Schwelle bis zur Schwäbischen Rezat) wurden nur kurzfristig begangen. Das Gebiet der Schwäbischen Alb und des Alpenvorlandes konnte nur soweit berücksichtigt werden, als Profile und Bohrkerne zur Verfügung standen; besonders in Oberschwaben besteht noch eine empfindliche Lücke. Der hiermit umrissene südliche Teil des süddeutschen Beckens liegt teils in Baden-Württemberg, teils in Bayern; er bildet

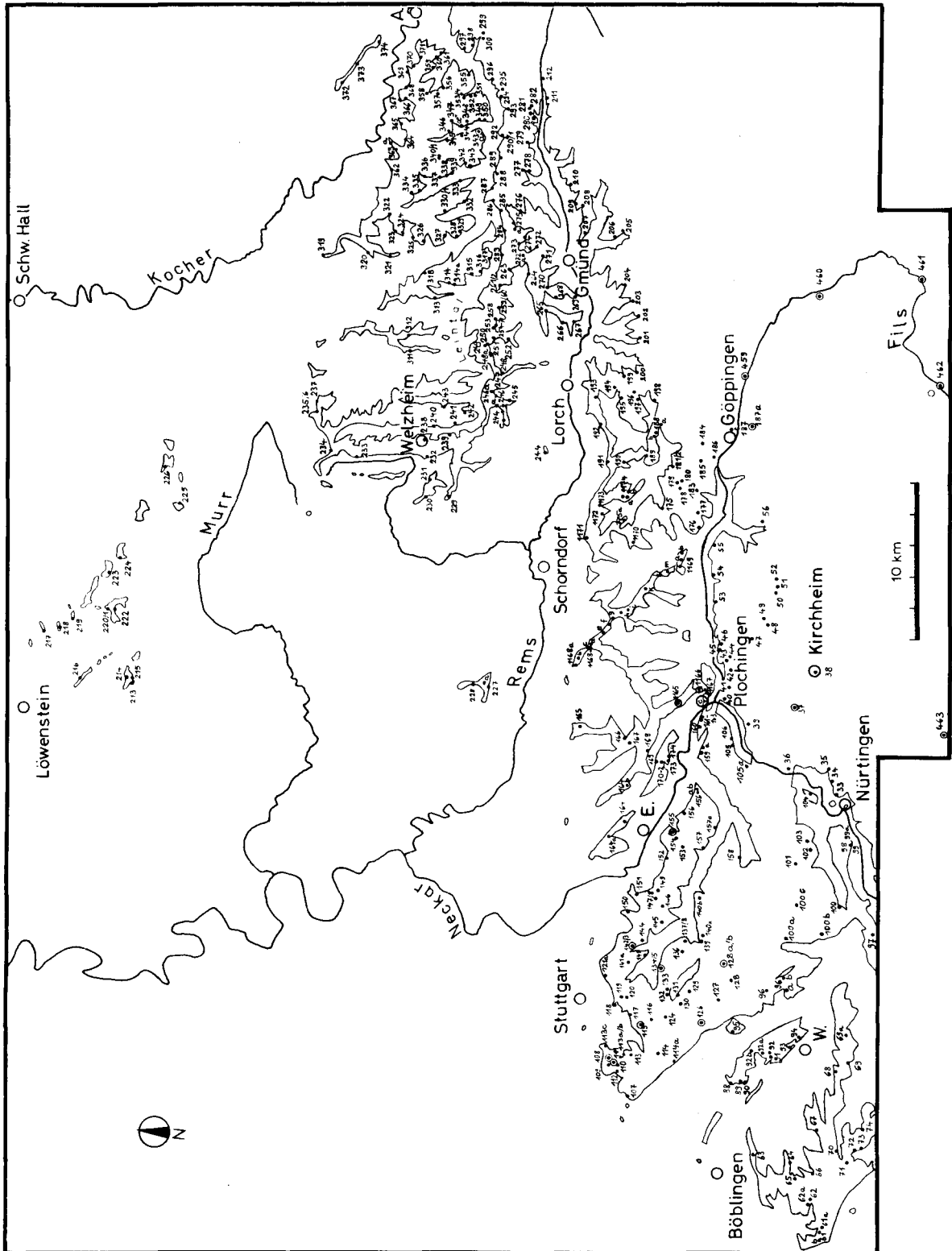


Abb. 3. Aufschlüsse in Mittel- und Ostwürttemberg (westlicher Schönbuch bis Gmünder Gebiet; A. = Abtsgmünd) und Ausstrich der Keuper-Lias-Grenze. Kreise mit Punkt: Bohrungen. Die Nummern beziehen sich auf das Profilverzeichnis. Maßstab wie in Abb. 2.

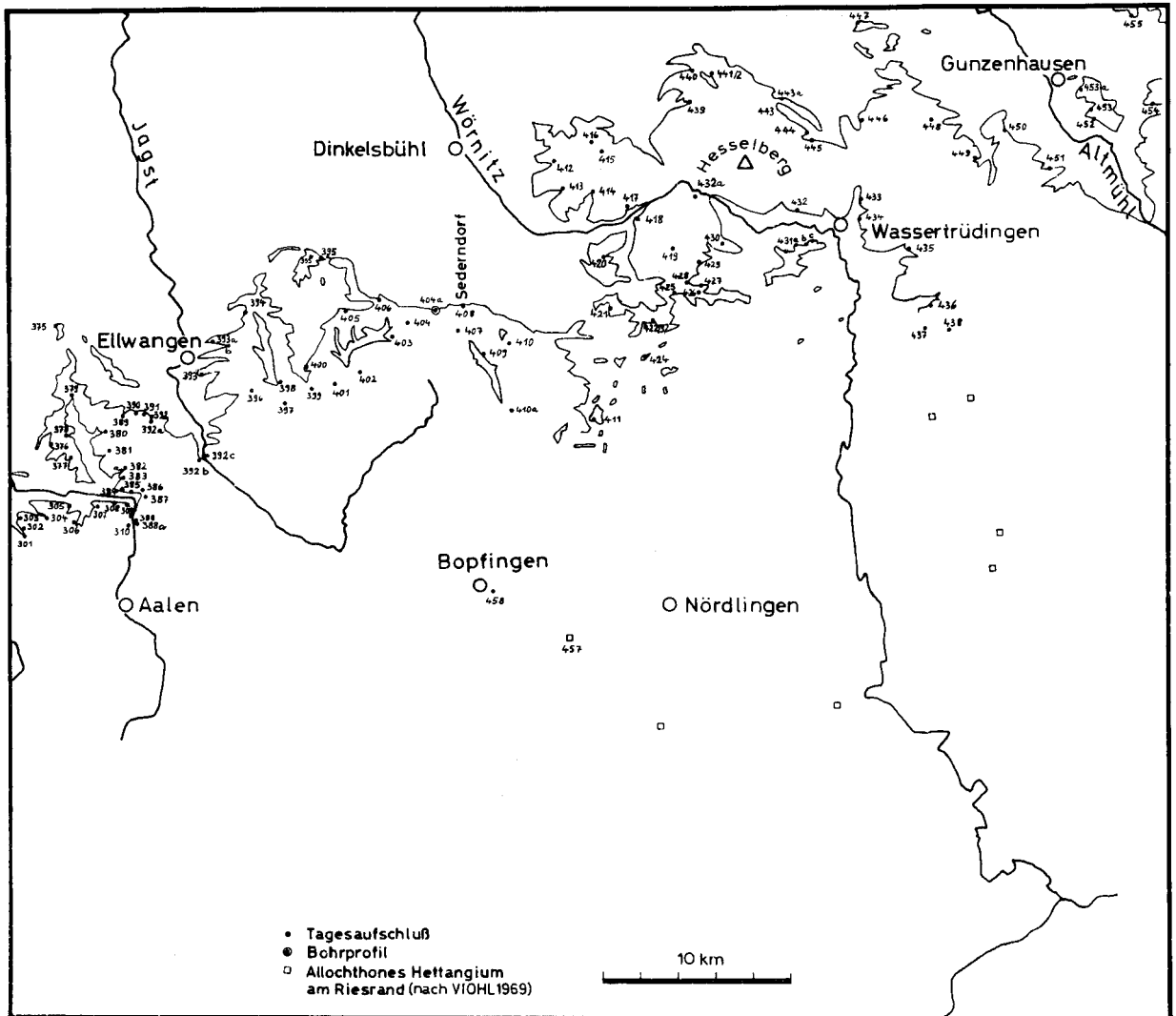


Abb. 4. Aufschlüsse in Ostwürttemberg und Bayern (Aalener Gebiet bis Altmühltal) und Ausstrich der Keuper-Lias-Grenze. Die Nummern beziehen sich auf das Profilverzeichnis.

weder eine landschaftliche noch eine verwaltungsmäßige Einheit. Als einfache geographische Bezeichnung bot sich "schwäbischer Sedimentationsbereich" an, weil sich das Gebiet ungefähr mit der Verbreitung des schwäbischen Dialekts deckt. Eine Übersicht der in dieser Arbeit verwendeten geographischen Gliederung gibt Abb. 5. Die geographischen Einheiten zeichnen sich durch je mehr oder minder einheitliche Ausbildung der Profile aus.

Der Ausstrich des Schwarzen Jura α ist im bayerischen Albvorland (Ries- und Hesselberggebiet) relativ breit. In Württemberg dagegen beginnt der Ausstrich sowohl im SW wie im E schmal und nimmt nach Mittelwürttemberg stark zu (bis 40 km Breite); dort bildet er die stark zerschlitzte Deckschicht des Keuperberglands. Die Arietitenkalke sind dabei nur unmittelbar vor der Alb und auf tektonisch versenkten Schollen erhalten, im übrigen Gebiet jedoch abgetragen. Dort bilden vor allem die Sandsteinhorizonte die Plateaukanten, während die Hochflächen z.T. von weicheren Schichten eingenommen werden.

Die Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet wechseln stark. Die letzten der früher unzähligen Steinbrüche werden zur Zeit verfüllt. Natürliche Aufschlüsse sind in Gebieten junger Erosion z.T. sehr häufig; übersteilte Plateauränder bedingen hier Rutschungen und tief eingerissene Tobel (Einzugsgebiet des oberen Kochers und der oberen Rems E

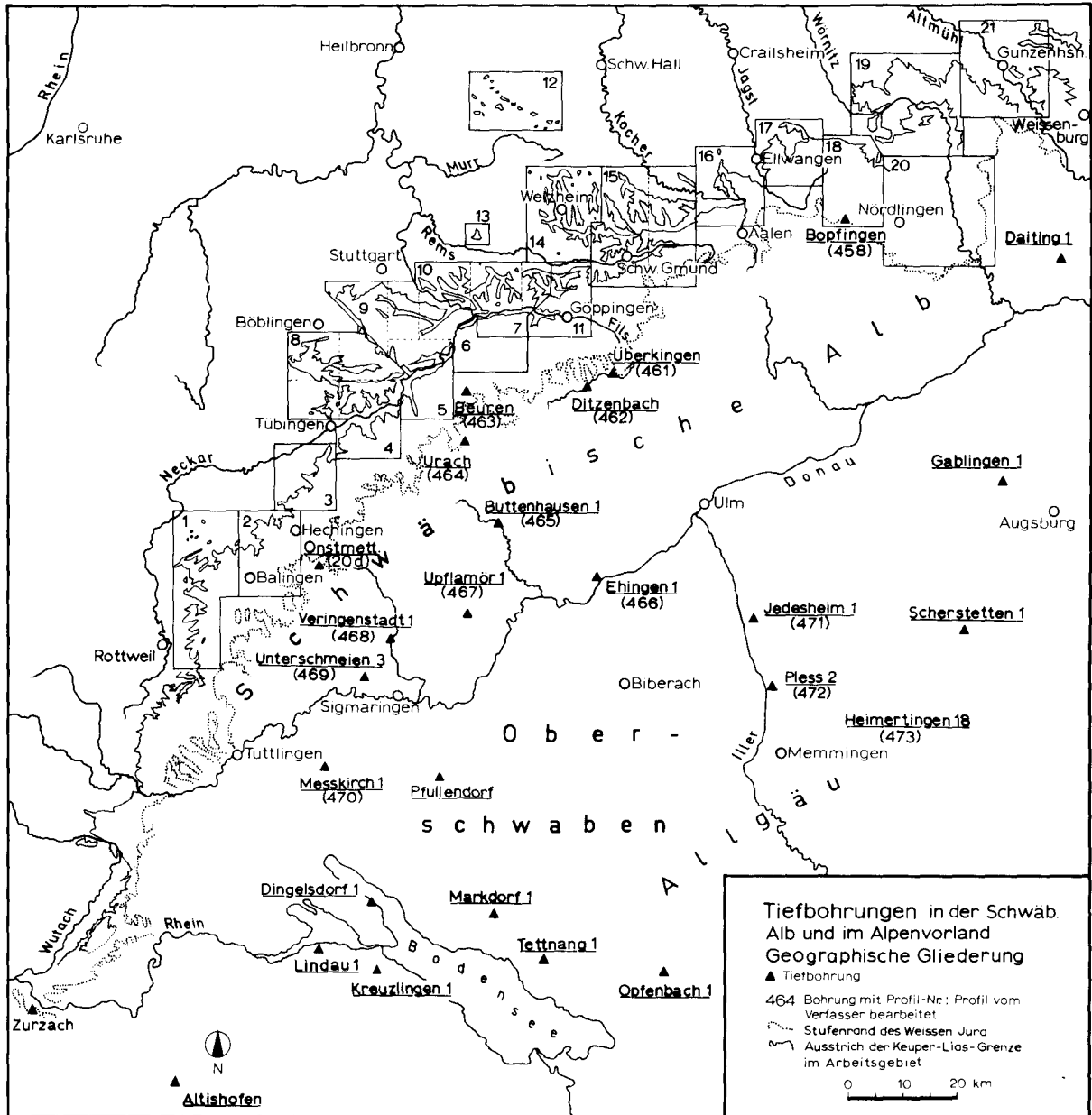


Abb. 5. Übersicht über das Arbeitsgebiet mit geographischer Detailgliederung des Ausstrichs der Schichtfolge vor der Schwäbischen Alb und Lage von Tiefbohrungen.

Südwestwürttemberg:

- 1 Kleiner Heuberg; 2 Balinger und Hechinger Gebiet; 3 Rammert.

Mittelwürttemberg:

- 4 Reutlinger Gebiet; 5 Metzinger u. Nürtinger Gebiet; 6 Kirchheimer Gebiet; 7 Unteres Filstal, Südteil; 8 Schönbuch, gestrichelte Grenzen: N u. S bzw. E u. W; 9 Fildergebiet, gestrichelte Grenzen: W, Mitte, E u. S; 10 Schurwald: W, Mitte, E; 11 Göppinger Gebiet; 12 Löwensteiner Berge; 13 Buocher Höhe; 14 Welzheimer Wald

Ostwürttemberg:

- 15 Gmünder Gebiet: W u. E (der Westteil schließt den östlichen Welzheimer Wald ein), Plateau südl. des Kochers: Frickenhofer Höhe, nördl. des Kochers: Büchelberger Grat; 16 Aalener Gebiet, Plateau zwischen Kocher u. Jagst: Höhe von Leinenfirst; 17 Ellwanger Gebiet; 18 westliches Vorries.

Bayerisches Gebiet:

- 19 Hesselberggebiet; 20 Ries; 21 Altmühltal.

der Linie Gschwend - Lorch; Lautertal in den Löwensteiner Bergen). Im Raum Balingen - Hechingen, im südlichen Schönbuch, im östlichen Schurwald und im Welzheimer Wald ist nur der untere Teil der Schichtfolge, zumeist in Bachrissen, erschlossen. Im übrigen Gebiet (Rammert, große Teile des Schönbuchs, Fildergebiet, westlicher und mittlerer Schurwald, Gebiet E der Jagst) kommen natürliche Aufschlüsse nur sporadisch vor, man ist hier im wesentlichen auf künstliche Aufschlüsse angewiesen. Solche standen vor allem in Mittelwürttemberg reichlich zur Verfügung (s. Profilverzeichnis). Flachbohrungen brachten weitere Ergänzungen.

3. SCHICHTFOLGE

Die Unterlage des Schwarzen Jura α bilden durchweg Schichten des höheren Keupers. Im Albvorland sind es überwiegend die Knollenmergel, im westlichen und mittleren Württemberg auch feinkörnige Sandsteine und Tone des Rät in Flecken und Zungen (Verbreitung s. EHRAT 1920 u. ALTMANN 1965). Im Untergrund der Schwäbischen Alb und des Alpenvorlandes scheinen die Rätssedimente in geschlossener Verbreitung erhalten zu sein. Im Hesselberggebiet finden sich Relikte terrestrischer Sande von völlig anderer Zusammensetzung (sehr feldspatreich), die vermutlich ebenfalls rätisches Alter haben (BARTHEL 1957, VIOHL 1969, JAHNEL 1970).

Zwischen den Sedimenten des Räts und denen des Schwarzen Jura α besteht ein Hiatus, der das höhere Rät und den tiefsten Lias umfaßt (HÖLDER 1964). Nach BÜCHNER (1966) gibt es Anzeichen dafür, daß der Aufarbeitung der "Pylonotenbank" ältere Lias-Sedimente zum Opfer gefallen sind.

3.1. Einführung

Das stratigraphische Grundgerüst des Schwarzen Jura α in Württemberg ist eine Wechselfolge von Tongesteinen und mehr oder minder weit durchziehenden fossilreichen Festbänken. Es lassen sich nach Material und Art des ~~Aufbaus~~ deutlich verschiedene Abschnitte unterscheiden.

1. Der tiefere Abschnitt umfaßt das Hettangium (Psiloceratenschichten und Schlotheimischichten = Schwarzer Jura α 1 + 2) und den tieferen Teil der Arietenschichten (untere und mittlere Arietenschichten sensu RIEK 1966, hier als tiefstes Sinemurium bezeichnet). Dieser Abschnitt zeichnet sich durch die Führung von Silt und Feinsand, das weitgehende Fehlen bituminöser Mergel und Schiefermergel, die nicht seltene Eisenooide, die Führung der fossilreichen Bänke und die relativ große Mächtigkeit einzelner Tonpakete aus. Dazu kommt eine starke laterale Wechselhaftigkeit der Ausbildung und der Mächtigkeiten.

2. Den höheren Abschnitt (obere Arietenschichten sensu RIEK 1966; Schichten mit *Arnioceras geometricum* nach WALLISER 1956 a) kennzeichnen demgegenüber das weitgehende Fehlen von Feinsand und Eisenoiden und die überwiegend mergelig-bituminöse Ausbildung der tonigen Zwischenmittel bis hin zu Ölschiefern. Diese Zwischenmittel führen viel häufiger als die Tonsteine der tieferen Schichten einen erheblichen Anteil von feinem Fossilgrus. Sie sind durchweg wenig mächtig, so daß die Kalkbänke dicht aufeinander folgen. Nach E keilen die Zwischenmittel aus, wodurch die Kalkbänke sich zu einem massiven Komplex zusammenschließen, der nach E in grobkörnigen Sandstein übergeht ("Arietensandstein"). Die Horizonte ändern ihre Ausbildung auch über größere Entfernungen nur langsam, sodaß die Erarbeitung einer Feinstratigraphie bei weitem nicht die Schwierig-

keiten bereitet wie im tieferen Abschnitt.

Der vertikale Übergangsbereich zwischen beiden Fazies, in dem sowohl bituminöse Mergel als auch Feinsand vorkommen, erreicht in Mittelwürttemberg einige Meter. Gegen E setzt sich in diesem stratigraphischen Bereich, schräg durch das Profil laufend, die feinsandige Fazies durch, während die Merkmale der bituminösen sich verlieren. Der Übergangsbereich umfaßt den tieferen Teil der Arietitenschichten, der hier als "untere Arietitenschichten" zusammengefaßt wird (s. Abb. 8). Die Grenze zwischen den so gefaßten unteren und oberen Arietitenschichten ist überall im Arbeitsgebiet scharf und leicht erkennbar (vgl. S. 58-59).

Anmerkungen zur Methodik

Für die Klärung der Schichtfolge wurde, wie bisher schon, die Methode der Horizontverfolgung von Aufschluß zu Aufschluß angewandt. Diese Methode ist besonders anfällig für subjektive Einflüsse. Sie ist für sedimentologische Zwecke unumgänglich, weil es hierbei darauf ankommt, einheitliche Sedimentkörper auszuscheiden. Eine Parallelisierung allein mit Hilfe von Leitfossilien wäre dafür zu unsicher, da sich während der Lebensdauer einer Leitart ja mehrere Sedimentkörper der gleichen Art, aber mit unterschiedlicher lateraler Reichweite, gebildet haben können. Bis jetzt haben nur WETZEL (1929) und ALTMANN (1966) diese Methode im Hettangium Württembergs mit hinreichender Sorgfalt angewandt. Bei WETZEL (1929: 184-185) sind die Prinzipien eingehend dargestellt. Die bisher übliche Aufnahme- und Parallelisierungsmethode wurde in folgenden Punkten verfeinert:

1. Die Ansprache der Gesteine wurde stärker differenziert.
2. Die Profile wurden sehr detailliert aufgenommen, vor allem auch die Tonsteinpakete. Auf diese Weise ließen sich stratigraphisch wichtige Horizonte erfassen, auch wenn sie im Aufschluß nicht sofort auffielen. Erst danach wurden Schichtabschnitte zu stratigraphischen Einheiten zusammengefaßt.
3. Für die Methode der Horizontverfolgung waren zusammenhängende Profile und genaue Mächtigkeiten Voraussetzung. Verdeckte Profilmteile wurden daher soweit irgend möglich aufgegraben.
4. Neben Geländeaufnahmen wurden in einigen Zweifelsfällen auch Laborbefunde (Sandgehalt, Korngrößenanalysen) herangezogen.
5. Die Entwicklung der Schichtfolge nach der Seite wurde über verschiedene Profilmzüge verfolgt, die in "Knotenprofilen" wieder vereinigt wurden.
6. Um die Beständigkeit der einzelnen Schichtglieder prüfen zu können, wurde ein möglichst dichtes Netz von Profilen aufgenommen. Einem glücklichen Umstand zufolge ist die Aufschlußdichte gerade dort am größten, wo die Profile am differenziertesten sind, und die Wechselhaftigkeit ihr Maximum erreicht, in Ostwürttemberg (vgl. die Profilmserien S. 257-269).

Anmerkungen zur Bezeichnungsweise

Die Bezeichnungsweise der einzelnen Horizonte richtete sich in erster Linie nach praktischen Erfordernissen, wie sie die Wechselhaftigkeit der Schichtfolge nahelegte. Auf die bisherigen Bezeichnungen wurde weitgehend verzichtet, um Einheitlichkeit zu erreichen und Verwechslungsmöglichkeiten auszuschließen (als "Kupferfelsbank" beispielsweise wurden bisher nicht weniger als fünf verschiedene Horizonte angesprochen!). Bei der Beschreibung in den folgenden Kapiteln werden bisher verwendete Bezeichnungen angeführt.

Als stratigraphisches Gerüst dienen die oben erwähnten weit durchziehenden fossilreichen Bänke, hier "Aufarbeitungshorizonte" genannt. Gut definierte Einzelhorizonte sowie Gruppen solcher Horizonte wurden von unten nach oben mit römischen Zahlen numeriert. Feinere Gliederungen, z.B. innerhalb einer Horizontgruppe oder bei Aufspalten eines Einzelhorizonts, wurden mit arabischen Zusatznummern durchgeführt. Diese Rangordnung hat nichts mit einer genetischen Rangordnung zu tun, sondern ist allein nach praktischen Gesichtspunkten gewählt. Da "Bank" für diese stratigraphischen Einheiten nicht adäquat ist, wurden dafür allgemeinere Begriffe wie "Horizont" oder "Region" verwendet. Im Gegensatz zum "Horizont" umfaßt der "Bereich" WALLISERS (1956 b) auch noch die darunter und darüber folgenden Tonzwischenmittel zur Hälfte ihrer Mächtigkeit. Die Gliederungsweise WALLISERS mag bei geringmächtigen Tonzwischenmitteln sinnvoll sein, bei mächtigeren würden dadurch einheitliche Sedimentkörper willkürlich auseinandergerissen.

Die Sandsteinkörper wurden meist nach Orten, in deren Umgebung sie gut ausgebildet sind, benannt (wie das auch im Braunen Jura β Ostwürttembergs der Fall ist). Schichten zwischen zwei begrenzenden Horizonten wurden durch Anführung der Horizonte mit trennendem Schrägstrich bezeichnet (z.B. bedeutet " α I/III" die Schichten zwischen den Aufarbeitungshorizonten I und III des Schwarzen Jura α 1).

Den in dieser Arbeit genannten Lokalitäten wird stets die jeweilige Nummer des Profilverzeichnisses nachgestellt, z.B. Eblingen (164).

Die ungefähre Lage der Profile läßt sich aus den Abbildungen 2-4 entnehmen. Als Ordnungsprinzip wurde Aneinanderreihung entlang von Talssystemen gewählt. Dieses Prinzip brachte es mit sich, daß später hinzu gekommene Profile mit Zusatzbuchstaben (z.B. Liebersbronn 164 b) oder (im Schurwald) mit einer vorgesetzten 1 eingefügt wurden. Profile,

die nicht vom Verfasser aufgenommen worden sind, sondern aus der Literatur oder sonstigen Unterlagen (z.B. Bohrprotokollen) entnommen wurden, sind mit einem zusätzlichen, hochgestellten Punkt gekennzeichnet. Wenn in solchen Profilen Schichten fehlen, muß damit gerechnet werden, daß sie vom jeweiligen Bearbeiter möglicherweise übersehen oder nicht ausgeschieden worden sind.

Tab. 1. Kurze Übersicht über die Schichtfolge des Schwarzen Jura α in Württemberg (ohne Tonzwischenmittel). Frühere, meist lokale Bezeichnungen in eckigen Klammern (nicht vollständig, vgl. die entsprechenden Kapitel).

Arietitenschichten:

Obere Arietitenschichten:

- α 3 XI ["Oberfels" der Göppinger Gegend]
 X [Region der "Ölschiefer" im Balinger Gebiet bzw. der "Kotteller" im Göppinger Gebiet]
 IX ["Oberer Schneller" im Balinger Gebiet]
 VIII ["Unterer Schneller" im Balinger Gebiet]
 VII Bisher unbenannt
 VI ["Kupferfelsbank" des unteren Filstals: FRANK 1930, WEIHMANN 1952]
 V ["Schneckenfels" im Balinger Gebiet]
 IV ["Schneckenchale" (pars) im Göppinger und Gmünder Gebiet; "Kupferfelsbank" des östlichen Fildergebiets: WEIHMANN 1952, FRANK 1965]

Untere Arietitenschichten:

- III [Region der "Mittleren Arietitenschichten" RIEK 1966]
 II ["Dreispälter" des Balinger Gebiets; "Oberer Sandstein" des unteren Filstals: FRANK 1930; seitherige "Kupferfelsbank" Ostwürttembergs: FRANK 1930 u.a.]
 Pl.S. Plochinger Sandstein
 I ["Kupferfelsbank" der Balinger Gegend und des Fildergebiets; untere Bank: "Oberer Sandstein des Fildergebiets: FRANK 1930]

Schlotheimienschichten:

- α 2 XI [Region des "Vaihinger Nests"]
 X ["Vaihinger Pflasterstein"; "Riesenangulatenbank" QUENSTEDT 1858]
 H.S.4 Hauptsandstein 4
 IX Bisher unbenannt
 H.S.3 Hauptsandstein 3
 VIII ["Rugatenbank" der Aalener Gegend]
 VII Bisher unbenannt
 H.S.2 Hauptsandstein 2
 VI Bisher unbenannt
 H.S.1 Hauptsandstein 1
 V Bisher unbenannt
 N.S. Nassacher Sandstein
 IV Bisher unbenannt
 O.S. Oberberkener Sandstein
 III a Bisher unbenannt
 III ["Obere Oolithenbank" im Schönbuch: FRANK 1930]
 Eb.S. Ebersbacher Sandstein
 II Bisher unbenannt
 G.S. Gmünder Sandstein
 I ["Oolithenbank"]

Psiloceratenschichten:

- α 1 V [3. Bank von unten: "Subangularebank" FRANK 1930]
 IV a ["Hagenowibank" FRANK 1930]
 IV Bisher unbenannt
 E.S. Eblinger Sandstein [Teil des "Unteren Sandsteins" FRANK 1930]
 III [?"Mactromyenbank" QUENSTEDT 1858]
 M.S. Mutlanger Sandstein [Teil des "Unteren Sandsteins" FRANK 1930; Δ "Pappendeckelschichten" (oberer Teil) von Balingen]
 II Bisher unbenannt
 II a Bisher unbenannt
 El.S. Ellwanger Sandstein
 I ["Pylonotenbank"]

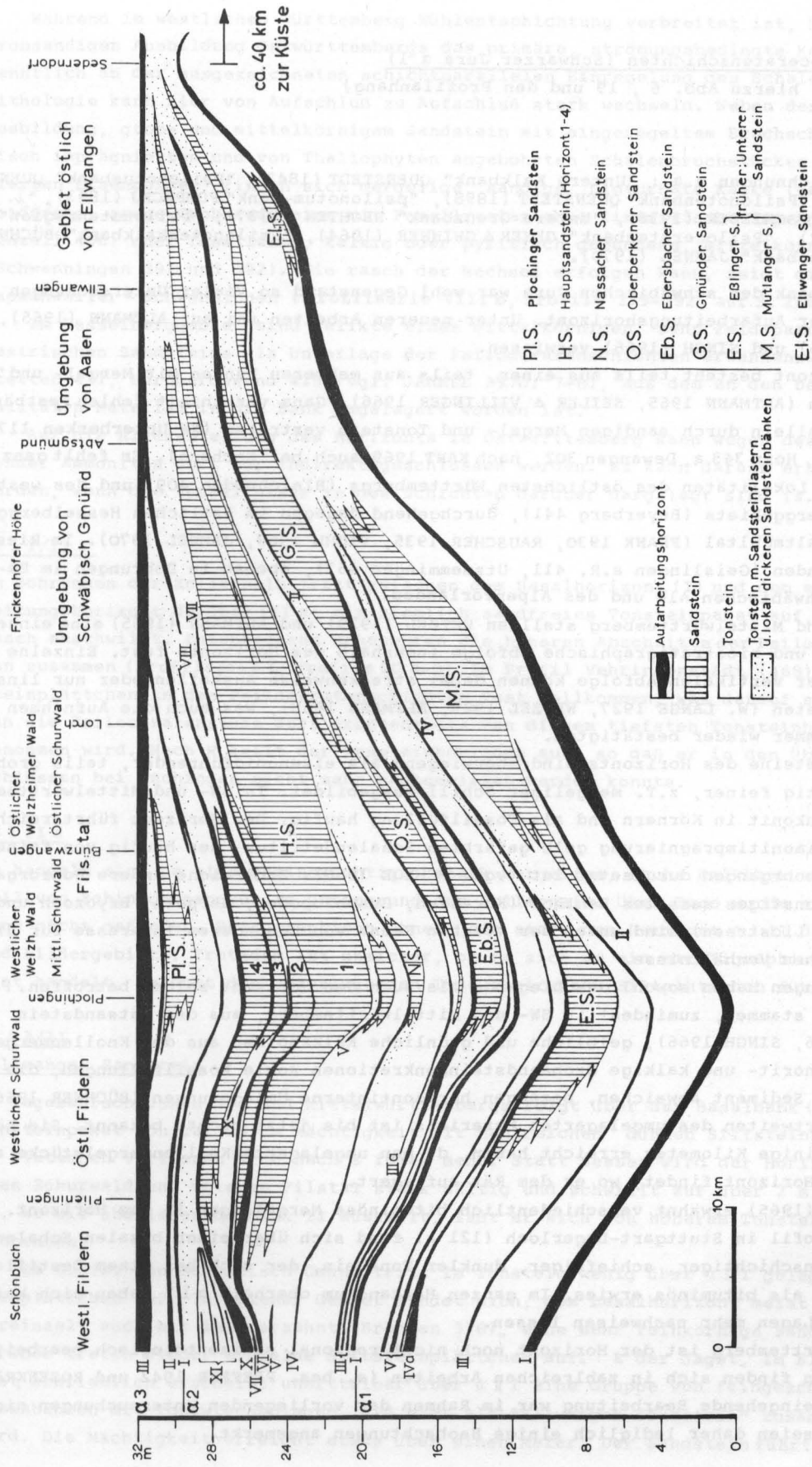


Abb. 6. Schematischer Querschnitt durch das Arbeitsgebiet von W (links) nach E bis zum Sederndorfer Mächtigkeitminimum; das Hesselberggebiet ist weggelassen. Gebiete mit ähnlicher Ausbildung der Profile sind übereinandergeschrieben; Grundlage des Querschnitts waren die jeweils unten stehenden, größer geschriebenen Gebiete. Die Profile sind auf eine E-W orientierte Ebene projiziert (quer zum Strichen der Faziesbereiche).

3.2. Psiloceratenschichten (Schwarzer Jura α 1)

(vgl. hierzu Abb. 6 , 19 und den Profilanhang)

α 1 I

Frühere Bezeichnungen u.a.: "Untere Kalkbank" QUENSTEDT (1843), "Pylonotusbank" QUENSTEDT (1853), "Pylonotenbank" QUENSTEDT (1858), "psylonotum-Bank" POMPECKJ (1893), "1. Geröllhorizont" SCHIEBER (1936), "Untere Grenzbank" BECHTER (1937), "Pylonotenregion" PFEFFER (1942), "Psiloceratenbank" GEYER & GWINNER (1964), "Pylonotenkalkbank" BÜCHNER (1966), "Basalbank" JAHNEL (1970).

Keine Einzelbank des schwäbischen Jura war wohl Gegenstand so vieler Untersuchungen wie dessen basaler Aufarbeitungshorizont. Unter neueren Arbeiten sei auf ALTMANN (1965), BÜCHNER (1966) und SINGH (1966) verwiesen.

Der Horizont besteht teils aus einer, teils aus mehreren Bänken mit Mergel- und Tonzwischenlagen (ALTMANN 1965, SEILER & VILLINGER 1966). Ganz vereinzelt fehlen Festbänke; er ist dann allein durch sandigen Mergel- und Tonstein vertreten (SW Unterberken 1170, Göggingen 343, Horn 343 a, Dewangen 302, nach KANT 1969 auch bei Eschach). Er fehlt ganz nur an einzelnen Lokalitäten des östlichsten Württembergs (Bleichroden 409) und des westlichen Hesselberggebiets (Beyerberg 441), durchgehend dagegen im östlichen Hesselberggebiet und im Altmühltal (FRANK 1930, RAUSCHER 1935, VIOHL 1969, JAHNEL 1970). Im Ries ist er vorhanden (Geislingen a.R. 411, Utzmemmingen 457), ebenso in Bohrungen im Bereich der Schwäbischen Alb und des Alpenvorlandes.

In SW- und Mittelwürttemberg stellten WETZEL (1929) und ALTMANN (1965) eine einheitliche litho- und biostratigraphische Abfolge innerhalb des Horizonts fest. Einzelne Glieder dieser vertikalen Abfolge können dabei streckenweise auskeilen oder nur linsenförmig auftreten (W. LANGE 1927, WETZEL 1929, ALTMANN 1965), was auch die Aufnahmen des Verfassers immer wieder bestätigten.

Die Kalksteine des Horizonts sind überwiegend als eisenoxidführender, teils grober, teils grusartig feiner, z.T. mergeliger Schill ausgebildet. In SW- und Mittelwürttemberg ist Glaukonit in Körnern und als Fossilfüllung häufig. Der Horizont führt reichlich durch Limonitimpregnierung gelb gefärbten Schalendetritus, der häufig von feinen Thallophtenbohrgängen durchsetzt ist (vgl. SCHLOZ 1968). Zahlreiche andere Bohrgarnismen und sonstiges sessiles Benthos (Korallen, Brachiopoden, Serpeln, Bryozoen und dickschalige Liostreen) sind unter der reichen Fauna von besonderem Interesse für die palökologischen Verhältnisse.

Umlagerungen haben sowohl das Liegende als auch den Horizont selber betroffen. Fein- und Grobsand stammen, zumindest in SW- und Mittelwürttemberg, aus dem Rätssandstein (BÜCHNER 1966, SINGH 1966), gelbliche und grünliche Kalkknollen aus dem Knollenmergel. Kalk-, Phosphorit- und kalkige Grobsandsteinkonkretionen sowie Fossilfüllungen, die vom einbettenden Sediment abweichen, bezeugen horizontinterne Umlagerungen (BÜCHNER 1966). Über Transportweiten des umgelagerten Materials ist bis jetzt nichts bekannt. Sie können sicher einige Kilometer erreicht haben, da man umgelagerte Knollenmergelstücke auch dort in dem Horizont findet, wo er dem Rät auflagert.

ALTMANN (1965) erwähnt verschiedentlich bituminöse Mergellagen in dem Horizont. In einem Bohrprofil in Stuttgart-Degerloch (121 a) fand sich über einer basalen Schalen- und Gruslage feinschichtiger, schiefriger, dunkler Tonstein, der sich bei einem Destillationsversuch als bituminös erwies. Im ganzen Hettangium oberhalb α 1 I haben sich keine bituminösen Lagen mehr nachweisen lassen.

In Ostwürttemberg ist der Horizont noch nicht regional sedimentologisch bearbeitet. Einzelangaben finden sich in zahlreichen Arbeiten (s. bes. PFEFFER 1942 und ROSENKRANZ 1967). Eine eingehende Bearbeitung war im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen nicht geplant. Es seien daher lediglich einige Beobachtungen angemerkt.

Während im westlichen Württemberg Wühlentschichtung verbreitet ist, überwiegt in der grobsandigen Ausbildung Ostwürttembergs das primäre, strömungsbedingte Korngefüge, kenntlich an der ausgezeichneten schichtparallelen Einregelung des Schalendetritus. Die Lithologie kann hier von Aufschluß zu Aufschluß stark wechseln. Neben der häufigsten Ausbildung, grob- und mittelkörnigem Sandstein mit eingeregelter Bruchschill, limonitisch imprägnierten und von Thallophyten angebohrten Schalenbruchstücken und karbonatisierten Eisenooïden, finden sich mergelige, sandige, bioturbate Kalke (Reichenbach 299), ooidfreie, graue Grobsandsteine mit Fossilresten ohne limonitische Imprägnierung (Birkenzell 406) oder fossilarme, kalkig oder pyritisch gebundene, mittelkörnige Sande (Schwenningen 391 und 392). Wie rasch der Wechsel erfolgen kann, zeigt die Profilfolge Espachweiler - Schwenningen (Profilserie VIIIB, Profile 389-392, auf S. 268).

Im Hesselberggebiet sind Relikte eines mittelkörnigen, sehr feldspatreichen, terrestrischen Sandsteins als Unterlage der Psiloceratenschichten erwähnenswert (Uttenstetten 421, Bernhardswend 415, vgl. JAHNEL 1970: 7-8), aus dem an den betreffenden Lokalitäten Material in die Bank umgelagert worden ist.

Auf die Altersstellung des Horizonts in Ostwürttemberg kann wegen des Fehlens leitender Ammoniten dort nur indirekt geschlossen werden. Es kann darauf erst eingegangen werden, wenn die Verhältnisse in den Schichten darüber dargelegt sind (s. Kap. 3.6.3.).

α 1 I/II a

In Bohrungen der Zollernalb tritt zwischen dem Basalhorizont (I) und dem ersten Aufarbeitungshorizont darüber (II a) ein ziemlich sandfreies Tonsteinpaket auf, das nach SE rasch anschwillt. Entsprechend schrumpfen die höheren Abschnitte der Psiloceratenschichten zusammen (Profilserie I, Profile 20 a-d). Im Profil Vehrigenstadt (468) fehlen Siltsteinplättchen in den Psiloceratenschichten fast vollkommen, was darauf schließen läßt, daß die Psiloceratenstufe dort größtenteils von diesem tiefsten Tonsteinhorizont eingenommen wird. Nach W keilt der Tonsteinhorizont aus, so daß er in den Übertageaufschlüssen bei Hechingen nicht mehr nachgewiesen werden konnte.

α 1 II a

Es handelt sich um eine geringmächtige, stark mergelige, rauhe Kalkbank mit hohem Anteil von Echinodermengrus im Untergrund der Zollernalb. Über Tage wurde sie in der Gegend nicht gefunden. Petrographisch ähnelt sie stark dem Horizont α 1 II des Schönbuch- und Fildergebiets. Trotzdem ist unsicher, ob es sich um ein stratigraphisches Äquivalent handelt, da dort die unterliegenden Tone zahlreiche Siltplättchen führen.

α 1 I/II

Ellwanger Sandstein

In Tagesaufschlüssen SW- und Mittelwürttembergs folgt über der Basalbank (I) sofort ein Tonsteinpaket von ca. 30 cm Mächtigkeit mit zahlreichen dünnen Siltsteinplättchen. Diese Plättchen verlieren sich nach E immer mehr. Statt dessen wird der Horizont im östlichen Schurwald und unteren Filstal stark siltig und schwillt auf über 2 m Mächtigkeit an. Wo die überlagernde Bank II auskeilt, läßt er sich von höherem Tonstein nicht mehr abtrennen.

Im Gebiet von Schwäbisch Gmünd tritt im Tonstein wenig über α 1 I gelegentlich ein Siltplättchen auf. Im Aalener Gebiet findet sich, dem Basalhorizont meist aufliegend, vereinzelt auch mit ihm verzahnt (Bronnen 376), eine sehr feinkörnige Sandsteinbank, darüber treten wieder einzelne Siltsteinplättchen auf. E der Jagst, im Ellwanger Gebiet, schließlich erscheint unmittelbar über α 1 I eine Gruppe von feingeschichteten Sandsteinbänken mit Tonzwischenlagen, die hier als "Ellwanger Sandstein" zusammengefaßt wird. Die Mächtigkeit erreicht etwas über einen Meter. Der Sandstein führt horizontweise

feinen Schalenrus. Er unterscheidet sich von den anderen feinkörnigen Sandsteinen der Psiloceratenschichten durch sein relativ grobes Korn: er erreicht als einziger das Feinsandintervall während alle andern im Grobsiltbereich bleiben.

α 1 II

Im Schönbuch und Fildergebiet liegt ca. 30 cm über α 1 I ein geringmächtiger Schillmergelhorizont, der leicht übersehen wird. Vereinzelt sind in ihm linsenförmige Partien kalkig verkittet und treten im Aufschluß hervor (Pfrondorf 84 b, Vaihingen 110, 113 a, b, Haldenwald 117). Er führt viel Echinodermengrus. Im unteren Filstal ist er ebenfalls stark mergelig, siltig und wühlentschichtet; linsen- und lagenförmig kommt dort auch dicht gepackter, spätiger Muschelschill vor. Bei Pfahlbronn (246 a) schließlich ist es ein spätiger Bruchschill. Nach E (Göppinger und Gmünder Gebiet) keilt der Horizont aus.

α 1 II/III

Mutlanger Sandstein (vgl. Abb. 9)

Über dem Horizont II folgen in SW-Württemberg 3-4 m Tonstein, in den, wie schon unterhalb II, in dichtem Abstand (3-5 cm) tonige Siltsteinplättchen von wenigen Millimetern bis Zentimetern Dicke eingelagert sind ("dünn wie Pappendeckel" QUENSTEDT 1858). Nicht selten sind sie sandwich-artig oben und unten von Nagelkalk begleitet. Der Sand ist extrem fein, entsprechend dünn ist die ausgezeichnete Feinschichtung (ebene Laminierung und Strömungsrippeln, s. Taf. 7, Fig. 4). Bei der Verwitterung blättern die Plättchen entlang der glimmerreichen Feinschichten auf. (S. hierzu Taf. 3, Fig. 1 u. Taf. 11, Fig. 5.)

Die Dicke der Siltlagen vermindert sich nach NE zunehmend. Im Fildergebiet sind es dünne, ebene, meist weiche, wenig auffallende Schlufflagen ohne Nagelkalk. In der Plochinginger Gegend ist ihre Zahl stark reduziert. Nach E verändert sich die Fazies (s.u.).

Das Tonsteinpaket ist relativ fossilarm. Feine Schalenreste sind in dünnen Lagen angereichert, Echinodermenreste sind nicht selten. Es fanden sich u.a. ein kleiner Seeigel mit anhängenden Stacheln und ein vollständiger Schlangensterne. "Ammonitenbrut" wird schon von QUENSTEDT (1858) erwähnt. Die Bioturbation ist fast durchweg gering. Das Spurenspektrum ist klein (Chondrites, Thalassinoides, Rhizocorallium, unbestimmbare Gefüge, "Pyritstengel").

W Plochingen setzt wenig über α 1 II ein Mergelsilthorizont mit Schalenrus ein. Er wird im unteren Filstal, ebenso im Schurwald und im westlichen Welzheimer Wald durch eine Bank feingeschichteten Kalksandsteins ersetzt (Profile 53, 1170, 236, 238). Ein etwas höher liegender Mergelsilthorizont wird wenig weiter östlich ebenfalls durch Kalksandstein ersetzt, sodaß ein ca. 2,5 m mächtiger Sandsteinhorizont entsteht. Im Göppinger Gebiet schwillt das Paket weiter durch mächtigere Tonzwischenlagen an, die im Gmünder Gebiet durch Sandstein verdrängt werden. Außerdem treten dort in den Tonen darunter weitere Sandsteinbänke auf. Dort erreicht der Sandsteinkomplex seine größte Geschlossenheit und Mächtigkeit (4 m). Ganz verschwinden die Tonfugen nicht. Den geringsten Anteil haben sie bei Mutlangen (271); nach diesem Profil ist der Komplex benannt.

Weiter nach E nimmt die Mächtigkeit wieder ab. Der obere Teil löst sich schon im E-teil des Gmünder Gebiets in eine Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen und -linsen auf, der untere Teil im Aalener Gebiet (E Abtsgmünd). Eine scharfe Abgrenzung des Sandsteins nach oben und unten ist dort kaum noch möglich. Vom Ellwanger Sandstein darunter ist er durch einen Tonsteinhorizont deutlich geschieden. Die im Gmünder Gebiet an der Basis neu aufgetretenen Sandsteinbänke keilen bereits im E-Teil dieses Gebiets wieder aus.

Eine weitere Untergliederung des Sandsteinpakets ließ sich nicht sicher durchführen. Sein tieferer Teil ist insgesamt kompakter und hält weiter nach den Seiten aus als der höhere. Einzelne Bänke und Tonlagen lassen sich über größere Flächen verfolgen. In Korn-

größenvergleichen deutete sich eine Gliederung an (Abb. 32), ohne daß dabei scharfe Grenzen hätten ausgeschieden werden können.

Der Sandstein schließt nur in einigen Aufschlüssen bei Alfdorf nach oben mit einer bioturbaten, fossilführenden Sandsteinbank ab. Sonst ist er fossilarm; vereinzelt findet sich, vor allem in der obersten Bank, eine typische Assoziation von *Liostrea hisingeri*, (= "irregularis"), *Pseudolimea duplicata* (= "Lima duplum"), *Modiolus* sp., *Cardinia listeri* und Echinodermenresten (Crinoidenstielglieder, Seeigelstacheln, die oft eingesteuert sind, und vereinzelt Schlangensterne). Gastropoden treten seltener in Erscheinung, es sind fast ausschließlich Steinkerne kleiner Turmschnecken; große Formen fanden sich nicht. Ammoniten fehlen ganz. Dicht gepackte Schillinsen sind sehr selten (z.B. Riedhof 351), gewöhnlich sind die Fossilreste in ebenen Lagen in den Sandstein eingestreut.

Der Mutlanger Sandstein ist Teil des von FRANK (1930) ausgeschiedenen "Unteren Sandsteinhorizonts". Seine Eigenständigkeit gegenüber dem - stratigraphisch höheren - Sandsteinkomplex im westlichen Schurwald war bereits von HERLIKOFER (1926: 137-138) erkannt worden. FRANK (1930) nahm einen durchgehenden Horizont an. Die jetzige Neuaufnahme bestätigte die Auffassung HERLIKOFERs. Beide Sandsteine werden durch ein Tonsteinpaket von ca. 1 m Mächtigkeit getrennt, in das der Schillhorizont $\alpha 1 III$ einmündet. Der Name "Unterer Sandstein" wurde deshalb aufgegeben. Die beiden Komplexe wurden neu benannt, der tiefere "Mutlanger Sandstein", der höhere "Eblinger Sandstein", um so ihre räumliche Trennung zum Ausdruck zu bringen.

$\alpha 1 III$

Frühere Bezeichnungen: "Nagelkalkbank" OPPEL (1856), ? "Mactromyenbank" QUENSTEDT (1858).

Die Region der "Pappendeckel" findet nach oben ihren Abschluß an einer sehr markanten Kalkbank (Taf. 3, Fig. 1), über der in SW-Württemberg (Kleiner Heuberg, Gebiet Balingen - Hechingen) noch eine weitere Bank dichtauf folgt. An die Stelle der zweiten Bank tritt im Schönbuch und im westlichen Fildergebiet eine Schillmergellage. Die Bank ist in SW-Württemberg, im Schönbuch und im westlichen Fildergebiet als grauer, etwas mergeliger, bioturbater Kalkstein ausgebildet mit meist unregelmäßig eingebetteten Fossilien von z.T. sehr guter Erhaltung (besonders viele *Plagiostoma punctatum*). Die basale Region der Bank ist fast immer feingeschichtet. Die Bioturbation, aber auch die Erosion an der Basis von Schillinsen, greift von oben in dieses Niveau hinab (Taf. 3, Fig. 6). Früh schon fiel die dicke Nagelkalklage an der Unterseite der Bank auf (v. ALBERTI 1826: 125). Durch ihre lithologischen Merkmale läßt sich die Bank im W des Gebiets von höheren Schillbänken des Schwarzen Jura $\alpha 1$ ziemlich gut unterscheiden. Die Mächtigkeit schwankt im Aufschluß beträchtlich; Anschwellungen sind kalk- und fossilreicher.

In der Hechinger Gegend führt die Bank umgelagerte Kalkkonkretionen sowie gelben, limonitisch imprägnierten Schalendetritus. Eisenoolithische Ausbildung erwähnt HOLLMANN (1961: 232) bei Rottweil. Man findet auch hier Bohrgänge von Thallophyten in den limonitisch imprägnierten Schalenbruchstücken, ebenso Spuren anderer bohrender Organismen. Bemerkenswert ist das Auftreten kleiner Terebratuliden und Rhynchonelliden. In Stuttgart-Vaihingen (110, 113 a,b) fand sich darin wie auch in der Schillmergellage darüber eine individuenreiche Ammonitenfauna. WETZEL (1932: 63) erwähnt Ammoniten auch im Schönbuch.

Bereits im Schönbuch und westlichen Fildergebiet können Lagen der Bank als dicht gepackter Bruchschill vorliegen. Weiter östlich (Zizishausen 104, Hochdorf 43) herrscht diese Ausbildung vor. Die Matrix wird im unteren Filstal sandig, sodaß in oberflächennahen Aufschlüssen oft nur noch ein mürber, brauner Sandmulm vorhanden ist. Bei Eblingen (164) ist die Bank durch eine dünne Schillmergellage vertreten. Die Bank keilt im Schurwald nach E und N aus, so daß sie im Göppinger Gebiet, im Welzheimer Wald und in den Löwensteiner Bergen fehlt.

α 1 III/IV aEßlinger Sandstein (vgl. Abb. 10)

Zwischen den Horizonten α 1 III und V liegen in SW-Württemberg schwach siltige Tonsteine mit einzelnen Liostreen. Siltsteinplättchen kommen vereinzelt im unteren Teil vor. Der Siltgehalt nimmt nach E stark zu, so daß das Schichtpaket im Schönbuch und im westlichen Fildergebiet größtenteils von Silttonstein eingenommen wird. Das Gestein führt viel Glimmer, feinsten Schalenrus und Pflanzenhäcksel und ist stark bioturbat. Eingeschaltet finden sich wenige dünne, feingeschichtete Siltsteinplättchen ähnlich denen unter α 1 III. Im oberen Teil tritt eine feingeschichtete Kalksandsteinbank auf (Federlesmahd 127, Vaihingen 112, 113 a, b, Haldenwald 117 u.a.). An Fossilien führen die Tone vor allem Muscheln, auch Ammoniten kommen vor.

Weiter östlich, zwischen Heumaden und Eßlingen sowie in Neckarhausen (99) schieben sich Bänke feingeschichteten Sandsteins in das Tonpaket ein. Nur im oberen Teil schließen sie sich zu einer kompakten Lage ohne stärkere Toneinschaltungen zusammen. Im unteren überwiegen weiterhin Ton- und Siltsteine mit eingelagerten Sandsteinbänkchen und -plättchen. Nach N nimmt der Anteil des Sandsteins zu (Löwensteiner Berge), so daß man das ehemalige Zentrum des Sandsteinkörpers wohl im Gebiet der Hohenloher Ebene annehmen kann (vgl. Abb. 10).

Nach E reduziert der hier als "Eßlinger Sandstein" bezeichnete Körper seine Mächtigkeit über kurze Entfernung sehr stark, im Welzheimer Wald ebenso wie im Schurwald und im unteren Filstal. Zuerst keilen seine tiefsten Lagen aus, dann die höheren. Im Göppinger und Gmünder Gebiet ist er nur noch durch einen ganz geringmächtigen, tonigen Bereich vertreten, in dem durchgehend ein dünnes Schillplättchen (α 1 IV, s.u.) und vereinzelt kleine, sandsteinerfüllte Kolkrinnen auftreten.

Der Eßlinger Sandstein, sowohl die Sandsteinbänke wie die tonigen und siltigen Zwischenlagen, ist arm an Körperfossilien. Diese Tatsache steht in bemerkenswertem Gegensatz zu der biodetritischen Ausbildung der westlich vorgelagerten Silttone. Spurenfossilien sind in den Zwischenlagen sehr häufig, vor allem Chondrites und kleine Planolites, seltener Thalassinoides und Curvolithus. In Hochdorf (43) fand sich eine Schichtfläche dicht mit Limulidenfährten bedeckt.

 α 1 IV

Im Welzheimer Wald führt die feingeschichtete oberste Bank des Eßlinger Sandsteins Muschelschill (z.B. Hochbergkopf 244). Im Gebiet Pfahlbrunn-Alfdorf, wo der Eßlinger Sandstein auskeilt, ist die Bank noch gut entwickelt (Profile 244 a, 246 a, 248). Von hier läßt sich der Horizont als dünnes, feingeschichtetes Sandsteinplättchen mit Schalenresten bis in die Aalener Gegend verfolgen.

 α 1 IV a

Frühere Bezeichnung: "Hagenowibank" FRANK (1930).

Im westlichen Württemberg wird die Region des Eßlinger Sandsteins, eingenommen durch die oben erwähnten Silttonsteine, in einzelnen Profilen durch einen wühlentschichteten, mergeligen Sandstein abgeschlossen, dessen Mächtigkeit in Vaihingen (112) über 90 cm erreicht (Holzgerlingen 64 a, Katzenbachsee 107 u.a.). Der Übergang aus dem Liegenden ist dabei fließend. Dieser Horizont kann streckenweise in der Mitte zu einer homogenen, sehr harten Kalksandsteinbank verkittet sein.

Die Bank besteht aus feinstem Fossilgrus in einer siltig-tonigen Matrix und ist kalkig gebunden. Das Gestein ist von Chondrites dicht durchsetzt, was gewöhnlich nur auf angewitterten Flächen erkennbar ist. Rhizocorallium findet sich nicht selten (Taf. 22, Fig. 5). Größere Fossilien sind vereinzelt eingestreut, so Plagiostoma, Pholadomya und Pinna, letztere beiden vereinzelt in Lebendstellung. Auch Crinoiden- und Krebsreste

haben sich gefunden. Bekannt wurde die Bank vor allem durch Funde von Psilophyllites hagenowi durch FINCKH (1910). Dieser Ammonit fand sich auch jetzt wieder in großer Zahl am Südrand des Pfaffenwaldgeländes in Vaihingen (112). Die Gehäuse stecken meist regellos im Sediment.

In den meisten Aufschlüssen ist die Bank zu einem bräunlichen, weichen Tonsilt entkalkt, der sich nur undeutlich vom liegenden Silttonstein abtrennen läßt und nicht als Festbank in Erscheinung tritt. FINCKH war dies noch nicht bekannt. Er glaubte vielmehr, die Bank an anderen Lokalitäten in Lesesteinen ähnlich homogenen Kalkes wie am Pfaffenwald wiedergefunden zu haben. Seine Angaben über deren Ammonitenfauna lassen jedoch keinen Zweifel, daß es sich um petrographisch ähnliche Lagen aus $\alpha 1 I$ handelt. Auf diese Verwechslung haben bereits WETZEL (1929) und FRANK (1930) aufmerksam gemacht.

Wie weit der Horizont nach E reicht, ist noch nicht sicher. Der Horizont reduziert seine Mächtigkeit nach E sehr stark und konnte ein letztes Mal in Sillenbuch (142) nachgewiesen werden. Weiter östlich liegt $\alpha 1 V$ direkt auf dem Eblinger Sandstein. Ob vielleicht der untere, bioturbate Teil von $\alpha 1 V$ im östlichen Württemberg dem Niveau IV a entspricht, läßt sich ohne Ammonitenfunde kaum feststellen.

$\alpha 1 V$

Über der hagenowi-Bank bzw. der Region des Eblinger Sandsteins folgt eine Gruppe von maximal 4 Schillbänken, die durch geringmächtige Tonlagen voneinander getrennt sind, jedoch nur selten alle zusammen in einem Aufschluß vorkommen. Soweit sie fehlen, sind sie jeweils durch eine dünne Schillmergellage vertreten.

$\alpha 1 V, 1$

Die basale Bank der Gruppe ist die beständigste und damit wichtigste. Sie besteht im W Teil Württembergs aus kleinstückigem Bruchschill in feinkristallin-kalzitischer, etwas mergeliger Matrix und ist nur wenige Millimeter bis Zentimeter mächtig. Sie liegt im W der hagenowi-Bank ($\alpha 1 IV a$) auf, weiter östlich und in den Löwensteiner Bergen dem Eblinger Sandstein. Im Bereich der größten Mächtigkeit des Eblinger Sandsteins wird sie sehr geringmächtig und keilt z.T. aus (Eblingen 164, Großerlach 223 u. 224). Nirgends geht sie in den Eblinger Sandstein über.

E Plochingen ändert sich ihre Ausbildung. Lediglich ihr oberer Teil besteht noch aus dicht gepacktem Schill, der untere dagegen aus stark bioturbatem, nach E zunehmend mergeligem Kalksandstein mit eingestreutem Schalenmaterial (Taf. 23, Fig. 5). Hier führt die Bank auch limonitisch imprägnierten Schalendetritus und vereinzelt Eisenooide. Vereinzelt findet sich diese Ausbildung auch schon W Plochingen (Zizishausen 104). Nicht völlig ausschließen läßt sich, wie erwähnt, daß es sich bei dem unteren, bioturbaten Teil um ein Äquivalent der hagenowi-Bank handelt.

E Schwäbisch Gmünd tritt eine weitere Änderung der Ausbildung ein. Der Horizont ist dort als feingeschichteter, hellgrauer Kalksandstein mit Schillagen ausgebildet. Limonitisch imprägnierter Biodetritus fehlt. Bekannt ist die Bank in dieser Ausbildung seit langem in dem Profil an der Straße Brainkofen - Leinzell (288), wo sie von allen Bearbeitern bisher als "Oolithenbank", also die Basalbank der Schlotheimienschichten, angesehen worden ist (die hier in Wirklichkeit fehlt). Die Bank führt in dieser Ausbildung umgelagerte Kalksandsteinkonkretionen.

Im Aalener Gebiet ließ sich die Bank nicht mehr sicher von anderen Bänken unterscheiden.

$\alpha 1 V, 1/2$

Im Profil folgt nun ein geringmächtiger, milder Tonstein, der in Vaihingen (110) gut erhaltene Muscheln und eine relativ individuenreiche Fauna meist verdrückter Ammonitengeliefert hat. In Ostwürttemberg läßt er sich nicht mehr sicher ausscheiden.

α 1 V, 2

Der Horizont ist im Westteil Württembergs gewöhnlich als dunkler, rauher Schillmergel ausgebildet, in den dünne Linsen eines kristallinen Schillkalks eingelagert sein können (Vaihingen 112). Die Mächtigkeit beträgt wenige Zentimeter. Dem Horizont liegt eine Lage großer Konkretionen auf, die sich z.T. zu einer Bank konkretionären Kalkes zusammenschließen (Haldenwald 117). Wo die Schillbank selber fehlt, zeigen eine Konzentration von Schalenresten im Tonstein sowie diese auffällige Konkretionslage ihre Position an. Die Bank setzt i.a. nur über kürzere Distanz aus. Lediglich über dem Westteil des Eblinger Sandsteins (auf den östlichen Fildern, im westlichen Schurwald und in den Löwensteiner Bergen) ließ sie sich bis jetzt nicht nachweisen.

E Plochingen folgt auf α 1 V, 1 stark mergeliger, tonflaseriger, fossilführender Kalksandstein, der der Bank α 1 V, 2 entsprechen könnte. Schon im Profil Eblingen (164) ist der Sandgehalt des Tons in diesem Bereich erhöht. Der Horizont führt limonitisch imprägnierten Schalengrus, bei Manolzweiler (1168) fanden sich auch kalzitisierte Eisenooxide und *Involutina liassica* JONES. In mehreren Aufschlüssen traten umgelagerte Phosphoritkonkretionen auf.

Der Horizont schwillt nach E an (Krettenhof 198: 60 cm) und geht in eine mehr oder minder bioturbate Wechsellagerung von Tonstein und Siltsteinplättchen - und linsen über, in deren Mitte des öfteren eine Schillbank oder Schillmergellage auftritt. In einem N-S verlaufenden, mehrere Kilometer breiten Streifen E Schwäbisch Gmünd wird der Horizont eingenommen von feingeschichtetem Kalksandstein mit Tonfugen.

Noch weiter östlich wird der Horizont sehr geringmächtig und ist von den hangenden und liegenden Schichten nicht mehr sicher abzutrennen.

α 1 V, 2/3

Die folgende Zwischenschicht besteht aus mildem Tonstein, der sich in Vaihingen durch große Häufigkeit von Ophiuren- und Echinidenresten auszeichnet. Ein relativ großer, vollständiger Schlangenstein hat sich darin gefunden. Auch verdrückte Ammoniten kommen vor. Weiter östlich läßt sich der Horizont nicht mehr ausscheiden.

α 1 V, 3

Frühere Bezeichnungen: "Hechinger Lumachelle" WETZEL (1929), "Subangularebank" FRANK (1930). Die Bank besteht in ihrem ganzen Verbreitungsgebiet aus dicht gepacktem, z.T. gut sortiertem und kantengerundetem Bruchschill. Das Bindemittel ist im W (Balingen - Hechingen, Vaihingen) mergeliger Kalk, sonst vielfach spätiger Kalzit, was der Bank außerordentliche Zähigkeit verleiht. Bei der Verwitterung bleibt nur ein dünnes Rostband zurück. Lokal (z.B. ~~Vaihingen 113~~) ist ein mergeliger Übergang aus dem liegenden Tonstein erhalten. Meist jedoch reicht die Erosion an der Basis des Schillkalks bis zum Tonstein hinunter. Bei Vaihingen führt die Bank limonitisch imprägnierten Schalendetritus.

Die Bank wird überlagert von einer fast gleich mächtigen Schillmergellage. Diese führt, wie auch die Bank selber, eine noch wenig bekannte Ammonitenfauna.

Im Schönbuch und westlichen Fildergebiet ist die Bank α 1 V, 3 von allen in der Gruppe V am mächtigsten (bis 20 cm). Im östlichen Fildergebiet und im unteren Filstal tritt sie nur noch in Linsen auf. Im östlichen Schurwald und im Welzheimer Wald bildet sie, meist nur wenige Zentimeter mächtig, den oberen Abschluß des Horizonts α 1 V, 2. Weiter östlich ist sie nur noch vereinzelt vorhanden. Die Ausbildung bleibt auch dort noch gleich.

α 1 V, 3/4

Während der Tonstein zwischen den Bänken 1 - 3 siltarm ist, folgen über der 3. Bank im Schönbuch und im westlichen Fildergebiet mehrere Dezimeter Silttonstein. Der Siltgehalt ist im unteren Teil geringer. Die Schicht führt relativ wenig Fossilien. Es fanden sich außer dem in solchen Lagen üblichen Fossilgrus Muscheln (*Liostreen*) und Ammonitenreste.

E Schwäbisch Gmünd schalten sich in den Tonstein über dem Horizont V, 3 dünne Kalksand-

steinplättchen ein, deren Unterflächen durch vorhergehende Erosion unregelmäßig wellig sind. Die Wellungen können sich zu kleinen Kolkrinnen entwickeln. Die Bänkchen führen an der Basis meist eine Lage mit *Modiolus*. Dieser Horizont entspricht stratigraphisch etwa dem Tonsilthorizont unter $\alpha 1 V,4$ im westlichen Württemberg.

$\alpha 1 V,4$

Mit unscharfer Grenze gegen den liegenden Tonsiltstein folgt im Schönbuch und westlichen Fildergebiet ein stark siltiges, brockig zerfallendes Kalkmergelbänkchen mit Fossilresten. Ein letztes Mal fand es sich in Eßlingen (164) mit einer dicht gepackten Schilllage an der Basis. Weiter östlich, im Schurwald, im Welzheimer Wald und in den Löwensteiner Bergen fehlt es. Dort unterscheidet sich der unterlagernde Tonstein auch kaum noch vom darüberfolgenden, so daß sich der Horizont nicht mehr ausscheiden läßt.

Das Bänkchen führt vor allem *Liostreen* und ist stark durchwühlt. Von seiner Unterseite gehen *Rhizocorallium*-Bauten in den liegenden Tonstein. In Vaihingen (112) hat es eine Ammonitenfauna geliefert.

$\alpha 1 V$ in Tiefbohrungen

Die Region $\alpha 1 V$ ist auch in den Bohrungen im Gebiet der Schwäbischen Alb durch Schillbänke markiert, die sich im einzelnen jedoch nicht identifizieren ließen.

$\alpha 1 V/\alpha 2 I$

Den Abschluß der *Psiloceratenschichten* bilden milde, im W des Gebiets fossilreiche Tonsteine. Neben einer Fauna kleiner, dünnschaliger Muscheln (*Modiolus*, *Nucula*, *Gervilleia*, *Liostrea*, *Pinna*, *Pectiniden*, viel Muschelbrut) finden sich horizontweise verdrückte Exemplare von *Alsatites laqueus* (vgl. SCHLOZ 1972).

Wenig unterhalb der Obergrenze treten im Schurwald und weiter östlich vereinzelt dünne Linsen von kristallinem *Cardinienschill* (*Cardinia listeri*) auf, häufig mit einem Pflaster an der Basis (Taf. 24, Fig. 5). Nie finden sich in diesen Schillen Eisenooide oder limonitisch imprägnierter Schalendetritus, es besteht daher keine Verwechslungsmöglichkeit mit $\alpha 2 I$ ("Oolithenbank"). Die Zahl und Stellung dieser Linsen im Profil kann wechseln. Wegen ihres sporadischen Auftretens ließ sich nicht genau ermitteln, wievielen Horizonten sie angehören. Im Profil Zizishausen (104) liegt in diesem stratigraphischen Abschnitt eine dicht gepackte Schillkalkbank, deren Matrix aus weißlichem, sandartem Mikrospartit besteht. Fossile Wasserwaagen unter gewölbten Muschelklappen zeigen, daß es sich dabei primär um einen Kalkschlamm gehandelt haben muß.

Im westlichen Welzheimer Wald tritt in dem Tonpaket eine dicke Bank feingeschichteten Sandsteins auf, die sonst fehlt. E Schwäbisch Gmünd wird das Paket mehr und mehr durchsetzt von dünnen, mergeligen Sandsteinplättchen. Im gesamten Gebiet treten dicht unter $\alpha 2 I$ eine oder mehrere Lagen großer Kalkkonkretionen auf.

Psiloceratenschichten im Hesselberggebiet

E der Jagst nimmt die Mächtigkeit der *Psiloceratenschichten* stark ab, eine Feingliederung wird zunehmend schwieriger. Im Ries- und Hesselberggebiet beträgt die Mächtigkeit nur noch wenige Dezimeter, eine Gliederung oberhalb der Basalbank ist dort nicht mehr möglich. Funde umgelagerter Ammoniten des höheren Schwarzen Jura $\alpha 1$ in der untersten Bank des darüber folgenden Schwarzen Jura $\alpha 2$ (JAHNEL 1970) bestätigen die Einstufung als $\alpha 1$.

Wie weit die *Psiloceratenschichten*, hier aus Tonstein mit Sandsteinplättchen bestehend, nach E reichen, ist nicht genau bekannt. In den Profilen Altentrüdingen (433) und Cronheim (448) liegt der Angulatensandstein den Knollenmergeln unmittelbar auf. In anderen Profilen (Arberg 447, Westheim 436, Edersfeld 450, Sausenhofen 451) jedoch schiebt sich wie weiter westlich wieder Tonstein mit Sandsteinplättchen dazwischen. Neue Auf-

schlüsse bei Altentrüdingen zeigten ausgedehnte Hangrutschungen, sodaß das Fehlen der basalen Wechsellagerung dort nicht gesichert ist. Es ist deshalb durchaus möglich, daß die Psiloceratenschichten bis ins Altmühltal durchhalten und weiter östlich zusammen mit den Schlotheimienschichten vor Ablagerung der Arietitenschichten wieder abgetragen worden sind.

Abschließend sei noch bemerkt, daß die Psiloceratenschichten sicher nirgends mehr im Arbeitsgebiet in ihrer vollen Mächtigkeit erhalten sind, denn überall finden sich in der Bank $\alpha 2 I$ umgelagerte Ammoniten aus diesen Schichten, meist konkretionäre Wohnkammerbruchstücke (z.B. von *Alsatites laqueus*; vgl. SCHLOZ 1972). (Vgl. auch Kap. 3.6.2.)

3.3. Schlotheimienschichten (Schwarzer Jura $\alpha 2$)

$\alpha 2 I$

Frühere Bezeichnungen: "Rohplatten" QUENSTEDT (1858), "Oolithbank" QUENSTEDT (1865), "Oolithenbank" QUENSTEDT (1865), "2. Geröllhorizont" SCHIEBER (1936).

Die gebietsweise, besonders in SW-Württemberg, stark eisenoolithische, oft etwas mergelige und bioturbate Schillbank hat schon früh Beachtung gefunden. Sie konnte jedoch erst durch FRANK (1930) als durchgehende Basis der Schlotheimienstufe in Württemberg nachgewiesen werden. Sie führt reichlich limonitisch imprägnierten Schalendetritus. Fossil-schalen und umgelagerte Konkretionen tragen vielfältige Bohrspuren. Eine eingehende regionale Bearbeitung erfuhr die Bank durch SCHLOZ (1972). Aus diesem Grund soll hier nur einiges angemerkt werden, vor allem zur Entwicklung in Ostwürttemberg.

Wie schon SCHLOZ (1972) feststellte, nimmt der Sandgehalt der Bank nach E stark zu. Die im W vorherrschende Wühlenschichtung wird nach E zunächst lagenweise durch primäre Feinschichtung ersetzt, die dann in einem Streifen, der von N durch den Welzheimer Wald nach S über den östlichen Schurwald zur Fils zieht, bei weitem überwiegt. Dort beginnt die Bank durch Einschub einer dünnen, festen Mergellage aufzuspalten (Mönchhof 237, Gausmannsweiler 233, Welzheim 232, Oberberken 1171). Die Lage erweitert sich nach E zu einem geringmächtigen Tonsteinhorizont, so daß nunmehr zwei Bänke vorliegen (Abb. 7 u. 19).

$\alpha 2 I, 1$

Die untere Bank ($\alpha 2 I, 1$) behält die Ausbildung des Horizonts weiter westlich im wesentlichen bei. Sie ist lediglich wieder mergeliger. E Schwäbisch Gmünd fehlt sie in den meisten Aufschlüssen in einem 2 - 3 km breiten Streifen (Abb. 7 u. 19). Als Linse ist sie innerhalb dieses Streifens beim Riedhof (351) aufgeschlossen. Weiter östlich setzt sie in normaler Mächtigkeit wieder ein und ist hier identisch mit dem "2. Geröllhorizont" SCHIEBERs (1936). Im Nordteil der Höhe von Leinenfirst (zwischen Kocher und Jagst) schrumpft ihre Mächtigkeit auf wenige Zentimeter bis Millimeter. In Schwenningen (392) wurde sie ein letztes Mal als dünne Linse gefunden. E der Jagst ließ sie sich nicht mehr nachweisen.

Die Bank ist im Aalener Gebiet als dunkelgrauer bis schwärzlicher Mergel bis Kalkmergel mit eingelagerten flachen, kristallinen Schillinsen entwickelt. Sie führt auch hier reichlich limonitisch imprägnierten Fossildetritus und umgelagerte Konkretionen. Grobsand konnte nirgends nachgewiesen werden. Daher sind einige Zweifel an der Angabe SCHIEBERs (1936: 56) über das Auftreten von Grobsand angebracht. Von der Basalbank $\alpha 1 I$ unterscheidet sich die Bank demnach durch ihre mergelige Beschaffenheit, ihre flaserige Textur und das Fehlen von Grobsand. Eine Parallelisierung mit dem Grobsandstein an der Lias-Basis östlich der Jagst, der völlig dem an der Lias-Basis westlich des Flusses gleicht, ist daher auszuschließen. JAHNEL (1970) konnte, wie erwähnt, die Fortsetzung der Psiloceratenschichten E der Jagst bis in das Hesselberggebiet faunistisch belegen, so daß die Annahme von FRANK (1930) und SCHIEBER (1936), E der Jagst bilde die Oolithenbank die Lias-Basis, als widerlegt gelten kann.

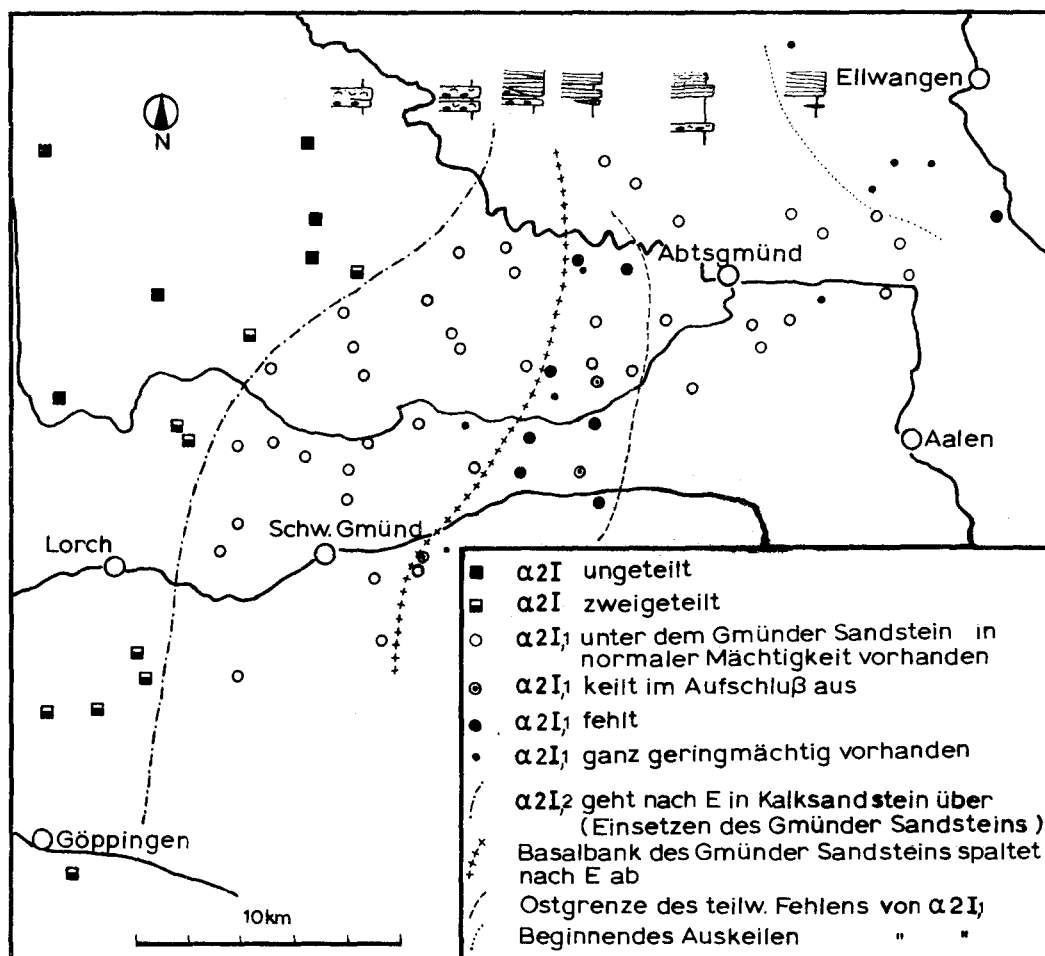


Abb. 7. Die Entwicklung von $\alpha 2 I$ ("Oolithenbank") in Ostwürttemberg. Oben sind die für die einzelnen Bereiche typischen Profile eingezeichnet.

$\alpha 2 I, 2$

Gmünder Sandstein (vgl. Abb. 11)

Gmünder Gebiet

Die obere Teilbank ($\alpha 2 I, 2$) geht nach E in einen hellen, blaugrauen, wühlenschichteten Kalksandstein über (Ruppertshofen 326, E Alfdorf 258, Lenglingen 201), der noch Chamositooide, limonitisch imprägnierten Schalendetritus und vereinzelte umgelagerte Konkretionen enthält. Über $\alpha 2 I, 2$ setzt feingeschichteter Sandstein ein, der wenig weiter östlich damit verschmilzt. Der basale Teil des so entstandenen "Gmünder Sandsteins" (VILLINGER 1965; SEILER & VILLINGER 1966) wird ebenfalls feingeschichtet und zeigt nur noch lokal die Ausbildung der "Oolithenbank" (z.B. Mutlangen 272, Höfenberg 372). Jedoch ist an der Basis regelmäßig eine dünne Lage von Cardinienschill vorhanden, z.T. mit umgelagerten Sandsteinkonkretionen.

Der Gmünder Sandstein schwillt nach E rasch an bis zu 2 m Mächtigkeit. Er ist in seinem Westteil durchweg kompakt, Tonfugen treten nur vereinzelt auf. Es finden sich dünne Schillagen (Mutlangen 272). Auf der östlichen Frickenhofer Höhe und dem Büchelberger Grat ist eine Schillbank mit zahlreichen *Plagiostoma giganteum* u.a. entwickelt.

Aalener Gebiet

Im E des Gmünder Gebiets beginnt die Auflösung des Sandsteinkörpers in eine Wechsellaagerung von Tonstein und dünnen Sandsteinplättchen und -linsen, die z.T. stark bioturbat sind. Zunächst spaltet von der Basis eine geringmächtige, feingeschichtete Sandstein-

bank ab (östliche Frickenhofer Höhe, vgl. Abb. 6 u. Taf. 2, Fig. 1), die im Aalener Gebiet bis auf 1 m anschwillt (Taf. 4, Fig. 4; Taf. 17, Fig. 2) und dort ebenfalls häufig Schill und umgelagerte Konkretionen führt. Die z.T. ziemlich unregelmäßig verlaufende Unterflache weist auf Erosion des Untergrundes vor Ablagerung des Sandsteins hin (Eintiefungsbeträge bis 15 cm). Aus dieser Bank stammen die von QUENSTEDT (1858: 63) beschriebenen Ophiuren-Ruhespuren von Hüttlingen, wie aus dem Profil OPPELS (1864) hervorgeht.

Die Auflösung des oberen Teils des Gmünder Sandsteins erfolgt E Laubach. Zwischen beiden Ausbildungen vermittelt das Profil Kauhof (297) bei Laubach. Der Anteil der Sandsteinbänke an der Region des Gmünder Sandstein schwankt im Aalener Gebiet stark; mächtigere Einschaltungen feingeschichteten Sandsteins keilen schon auf kurze Entfernung aus, entweder weil sie in Erosionsformen abgelagert sind, oder weil sie nachträglich erodiert worden sind. FRANK (1930) hielt den Gmünder Sandstein hier für den Hauptsandstein.

Die als Kalksandstein erhaltenen Bänke des Gmünder Sandsteins weisen (mit Ausnahme der basalen Bank) vom östlichen Gmünder Gebiet an frisch eine blaß grünliche Farbe auf, die bei Verwitterung in ein tiefes Schokoladebraun übergeht (im Gegensatz zur sonst meist gelben Verwitterungsfarbe der Sandsteine). Diese Färbung geht auf einen dünnen Überzug der Quarze mit Chamosit zurück. Solche Überzüge, allerdings wesentlich dickere, sind auch aus anderen Sandsteinen bekannt (z.B. Brauner Jura β : v. FREYBERG 1951, HORN 1964, ROGOWSKI 1971). Im Aalener Gebiet noch selten, häufiger E der Jagst führen diese Bänke Schillagen mit grünlichen Sandmergelgeröllchen und limonitisch imprägniertem Schalengrus. E der Jagst sind Fossilshalen oft grün gefärbt durch dicht beieinanderliegende, kugelige, radialfaserige Chamositaggregate in den Schalen (vgl. Kap. 4.2.4.).

Ellwanger Gebiet

Im Ellwanger Gebiet gleicht die Ausbildung noch weitgehend der in der Aalener Gegend. Das beständigste Glied ist weiterhin die basale Sandsteinbank, die hier regelmäßig Cardinienschill und umgelagerte Konkretionen führt. Die Erosionserscheinungen an der Basis sind hier noch ausgeprägter. Teilweise ist die Bank in isolierte, über 40 cm tiefe, sanderfüllte Kolkrinnen aufgelöst, die einheitlich 140° streichen (Birkenzell 406). Erosionsrelikte des liegenden Tonsteins, die gleich "Zeugenbergen" in die Bank aufragen, zeigen, daß der Ablagerung der Bank flächenhafte Erosion vorausging. Wo die Bank nur geringmächtig ist, wie in Sederndorf (408) läßt sie sich nur schwer von den liegenden und hangenden Sandsteinplättchen unterscheiden. Man kann sie jedoch an den meist vorhandenen Cardinien, vor allem aber an der sprunghaften Korngrößenzunahme des Sandes vom Silt der liegenden Psiloceratenschichten zu Siltsand erkennen.

JAHNEL (1970) setzte diese basale Bank des Gmünder Sandsteins dem "2. Geröllhorizont" SCHIEBERS (1936) gleich. Tatsächlich aber ist sie, wie oben bemerkt, etwas jünger; $\alpha 2 I, 1$ keilt an der Jagst aus.

Über der basalen Bank folgt eine Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen, in der E der Jagst eine von Teichichnus vollständig wühlentschichtete tonflaserige Schicht besonders auffällt, die oben z.T. mit einer dünnen Schalenlage abschließt (Taf. 23, Fig. 6). Den höheren Teil der Region des Gmünder Sandsteins nehmen fast immer dickbankige Kalksandsteine der oben geschilderten Ausbildung ein.

Westliches Vorries und Hesselberggebiet

Prinzipiell unterscheidet sich die Ausbildung hier nicht von der im Ellwanger Gebiet. Die basale Bank führt hier Cardinienschill in Linsen und ist z.T. völlig als Schill ausgebildet. FRANK (1930) hielt sie für die Basis des Hauptsandsteins, SCHIEBER (1936) für ein Äquivalent der "Riesenangulatenbank". Die Mächtigkeit der darüber folgenden Wechsellagerung hängt stark von der erosiven Eintiefung des überlagernden Sandsteins ab. Im Aufschluß Unterschneidheim (410 a) war eine kleine Kolkrinne im Tonstein mit einer Füllung aus mittelkörnigem Sandstein und Fossildetritus bemerkenswert. Mittelsand in ähnlich tiefem stratigraphischem Niveau wurde nur noch in der Bohrung Bopfingen (458) beobachtet.

Im östlichen und südlichen Hesselberggebiet geht der Gmünder Sandstein wie die übrigen Schlotheimienschichten darüber in einen einheitlichen Sandstein über, der weiter unten besprochen wird.

α 2 II

Den oberen Abschluß des Gmünder Sandsteins bildet ganz im Weine durchwühlte, mergelige Sandsteinbank. Weiter östlich setzt unter diesem Wühlhorizont eine dicht gepackte Schillbank mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus und umgelagerten Sandsteinkonkretionen ein, die der Bank α 2 I sehr ähnlich ist (Oberbettringen 208, Brainkofen 288, Koppenkreut 330). Nach E schwillt der Horizont bis auf mehrere Dezimeter an und wird in seiner Ausbildung wechselhaft. Teils ist er als dicht gepackter Schillsandstein ausgebildet, selten als bioturbater, mergeliger Kalksandstein (beide Ausbildungen nebeneinander bei Steinfurt 304), am häufigsten als ebenplattig aufspaltender Kalksandstein mit Schill, der teils in dickeren Linsen, teils in dünnen Streulagen eingelagert ist. In jeder Ausbildung führt der Horizont reichlich limonitisch imprägnierten Schalendetritus, untergeordnet auch karbonatisierte Eisenooide (Hussenhofen 210, Mühlholz 355, Mutlangen 272, Hohenhöfen 372). In Schillen führt er viele umgelagerte Kalksandsteinkonkretionen sowie grünliche Tonstein- und Siltmergelgerölle. In manchen Profilen fehlt der Horizont.

E der Jagst setzt sich der Horizont unverändert fort, sein Abstand von der Untergrenze des Gmünder Sandsteins bleibt etwa gleich. Seine Mächtigkeit kann hier stark schwanken teils wegen unregelmäßiger Eintiefung ins Liegende, teils wegen nachträglicher Wiederausräumung. Eine scharfe Abgrenzung gegen den übrigen Gmünder Sandstein im Liegenden ist wegen der ähnlichen Ausbildung oft kaum noch möglich. Ebenso können höhere Sandsteine, erosiv bedingt, mit dem Horizont verschmelzen, sodaß im dadurch entstandenen Sandsteinkomplex Grenzen ohne leitende Ammoniten nicht mehr sicher erfaßt werden können. E Rötlen (400) wird der Horizont als Folge der starken Mächtigkeitsreduktion der Schichten unbeständig. Bei Sederndorf (403) konnte er nicht mit Sicherheit identifiziert werden; wahrscheinlich fehlt er dort. In der Bohrung Bopfingen (458) konnte seine Lage nicht ermittelt werden, weil das vorhandene Kernmaterial zu lückenhaft war.

Im Hesselberggebiet ist die Lage des Horizonts noch unsicher. Man kann jedoch vermuten, daß er durch den Schillhorizont vertreten wird, der vielfach ca. 2 m über der Basis des Gmünder Sandsteins auftritt (vgl. S. 268). Auch hier treten starke, erosionsbedingte Schwankungen auf. Im S und E des Gebiets läßt er sich nicht mehr ausscheiden.

Von Interesse ist die besondere Ausbildung im Profil Schlierberg (440). Über der normalen Ausbildung folgt dort ein grobkristalliner Cardinien-Schillkalk mit viel Mittelsand, der in seiner Zusammensetzung völlig dem der unten beschriebenen mittelkörnigen Sandmassen gleicht. Der Schill tritt als Füllung breiter Erosionsformen auf. An der Basis dieser Erosionsformen fanden sich stellenweise Überzüge aus Algenkalk (Taf. 25, Fig. 5), darüber eine Kruste aus Serpeln und Liostreen, die von kleinen Bohrmuschellöchern durchsetzt war (Taf. 25, Fig. 4). In den Löchern steckten oft noch die Schalen der erzeugenden Muscheln.

Der Horizont α 2 II führt eine reiche Fauna. Neben Muscheln und Schnecken kommen nicht selten Schlotheimien und andere Ammoniten vor, die sich deutlich von denen höherer Horizonte unterscheiden. Mit deren Hilfe konnte er noch im westlichen Riesvorland identifiziert werden (Unterschneidheim 410 a).

α 2 II/III

Ebersbacher Sandstein (vgl. Abb. 12)

In SW-Württemberg liegt der Horizont α 2 III dem Horizont α 2 I ("Oolithenbank") direkt auf. Im Schönbuch und Fildergebiet schieben sich geringmächtige, biodetritische Ton- und Mergelsteine dazwischen. E einer Linie Eblingen-Nürtingen finden sich mehrere Dezimeter Tonstein, an deren Basis zwischen Zell (171) und Reichenbach (45) ein mergeliges, bioturbates Schillbänkchen auftritt.

Der obere Teil dieses Tonsteins wird E Eßlingen siltig. An seiner Oberseite tritt eine feingeschichtete Sandsteinbank auf, die nach E anschwillt; darunter erscheinen dünne Sandsteinplättchen (Deizisau 160). Im unteren Filstal entsteht daraus ein bis 1,5 m mächtiger Sandstein. Er ist sehr feinkörnig und fossilarm. Nach N und E reduziert er seine Mächtigkeit. Im Göppinger Gebiet und im Welzheimer Wald findet sich in seinem Niveau nur noch eine geringmächtige, weiche, glimmerreiche Siltlage. Im Gmünder Gebiet wurden einzelne sandsteinerfüllte Kolkrinnen beobachtet (SE Mutlangen 272, Lindach 273; vgl. Taf. 13, Fig. 6). Der Horizont läßt sich bis in die Aalener Gegend verfolgen; weiter östlich läßt er sich nicht mehr sicher erkennen.

Der so umrissene "Ebersbacher Sandstein" (nach Profil 53 benannt) folgt wenig über der Bank $\alpha 2 I$ ("Oolithenbank") wie wenig weiter östlich auch der Gmünder Sandstein. Das gibt zu der Vermutung Anlaß, es könne sich bei beiden in Wirklichkeit um einen durchgehenden Horizont handeln, wie das Frank (1930, Taf. I, Abb. 2) angenommen hat. Tatsächlich aber besteht ein sandsteinfreier Streifen zwischen beiden von ca. 5 km Breite. Beide Sandsteine unterscheiden sich in ihrer Korngröße (vgl. Abb. 20, 22 u. 27). Zudem geht die den Ebersbacher Sandstein oben abschließende Bank $\alpha 2 III$ nicht in den Horizont $\alpha 2 II$, der den Gmünder Sandstein oben abschließt, über. Schließlich liegt zwischen dem Gmünder Sandstein und $\alpha 2 III$ die Wechsellagerung mit den oben erwähnten Kolkrinnen als östliches Äquivalent des Ebersbacher Sandsteins. Es handelt sich deshalb mit Sicherheit um zwei verschieden alte Bildungen.

Der Sandstein läßt sich nach S bis in die Bohrung Urach (464), vielleicht auch in die Bohrung Buttenhausen 1 (465) verfolgen. Er ist seiner Ausdehnung und Mächtigkeit nach ein relativ kleiner Sandsteinkörper.

$\alpha 2 III$

Frühere Bezeichnung: "Obere Oolithenbank" FRANK (1930).

In der Balinger Gegend folgen über dem Horizont $\alpha 2 I$ ("Oolithenbank") wenige Zentimeter biodetritische Mergel. Innerhalb dieser entwickelt sich bei Hechingen ein mergeliges, in seiner Mächtigkeit stark schwankendes Schillbänkchen (weilheim 16 u. 19). Im Schönbuch finden sich über $\alpha 2 I$ zwei bioturbate Schillbänke, von denen die untere reichlich limonitisch imprägnierten Schalendetritus führt, daneben Chamositooide (meist durch Karbonat verdrängt), sowie umgelagerte Phosphorit- und Kalkkonkretionen. Die untere gleicht somit weitgehend $\alpha 2 I$. Die obere Bank, von FRANK (1930) "obere Oolithenbank" genannt, führt nur limonitisch imprägnierten Schalendetritus, es fanden sich keine Ooide.

Im Fildergebiet schaltet sich zwischen die beiden Bänke ein weiterer, stark mergeliger Schillhorizont ein, dessen Mächtigkeit stark schwankt; in Linsen ist er als harter Schalenrümmerkalk, z.T. auch als durchgehende Schillbank entwickelt (Vaihingen 113 a,b). Zwischen diesen drei Bänken liegen Schillmergel, in denen in Vaihingen (113 b) noch je eine weitere Lage von Schillkalklinsen auftritt (Taf. 22, Fig. 4). Die Bänke, von denen besonders die oberste schon in Vaihingen stark sandig ist, gehen nach E in Sandstein über. Diese Sandsteinbänke sind wie die Kalkbänke weiter westlich wühlentschichtet und fossilreich. Bei Eßlingen (155, 164) schließen sie sich zu einem mächtigeren Paket zusammen.

Weiter östlich (Zell 171) geht die Mächtigkeit wieder zurück. Von der Bankgruppe ist ab Deizisau (160) meist nur noch eine Bank vorhanden. Im Bereich der größten Mächtigkeit des unterlagernden Ebersbacher Sandsteins (Dobel 53, Diegelsberg 1169) findet sich lediglich eine dünne Schalenlage, die dem Sandstein aufliegt. Im östlichen Schurwald schwillt die Bank wieder zu normaler Mächtigkeit an (15-20 cm). Sie führt auch dort noch limonitisch imprägnierten Schalendetritus und umgelagerte Kalk- und Phosphoritkonkretionen. Im Gebiet von Schwäbisch Gmünd wird sie unbeständig, weiter östlich ließ sie sich nicht mehr sicher ausscheiden.

Nach S läßt sich der Horizont bis in die Sigmaringer Gegend verfolgen (Bohrungen

Vehringenstadt 1, 468, und Meßkirch 1, 470). In den übrigen Bohrungen der Schwäbischen Alb konnte er nicht festgestellt werden.

Faunistisch fällt das massenhafte Auftreten sehr kleiner Gastropoden in vielen Aufschlüssen, vor allem im Schurwald, auf. Im Querbruch können sie mit ihrer angewittert gelben Füllung bei oberflächlicher Betrachtung an Ooide erinnern und zu einer Verwechslung mit $\alpha 2 I$ Anlaß geben. Der Horizont ist im Schurwald jedoch ooidfrei. In Dünnschliffen fällt die besondere Häufigkeit von *Involutina liassica* (JONES) auf, ebenso die einer sehr ähnlichen, leicht trochospiralen Form (*Trochammina* sp.). Ammoniten sind nicht selten.

Schichten zwischen $\alpha 2 III$ und dem Hauptsandstein

In SW-Württemberg liegen zwischen $\alpha 2 I$ bzw. - soweit vorhanden - $\alpha 2 III$ und dem Horizont $\alpha 2 X$ 1, 5-3 m Tonstein. Aus diesem Tonsteinpaket geht nach E eine reich differenzierte Schichtfolge hervor. In dieser Schichtfolge ist die Basis des Hauptsandsteins die markanteste Grenze. Die Schichten darunter bestehen überwiegend aus tonigen Sedimenten, in die einzelne Sandsteinpakete geringerer Mächtigkeit und Verbreitung eingeschaltet sind. Auch die eingelagerten Aufarbeitungshorizonte haben nur begrenzte Verbreitung, so daß eine für das ganze Gebiet einheitliche Gliederung nicht möglich ist.

Die Tonsteine dieses Schichtpakets sind relativ fossilarm. Es finden sich die schon des öfteren erwähnten kleinen Muscheln, außerdem verschiedene Schlotheimien. In der Bohrung Buttenhausen 1 (465) und wahrscheinlich auch in den Bohrungen Ehingen 1 (466) und Upflamör 1 (467) ist das Paket durch eine stark bioturbate Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen vertreten, eine Ausbildung, die sonst fehlt.

$\alpha 2 III/III a$

Oberberkener Sandstein (vgl. Abb. 13)

Bei Deizisau (160) und Köngen (105) setzt dicht über $\alpha 2 III$ ein dünnes, feingeschichtetes Sandsteinbänkchen ein; der Tonstein darüber wird siltig. Im unteren Filstal entwickelt sich daraus ein Sandsteinpaket, das seine größte Mächtigkeit (2 m) im östlichen Schurwald erreicht. Auch im Welzheimer Wald ist der Sandstein verbreitet. Er ist nach dem Aufschluß 1171 bei Oberberken bezeichnet.

Im Gebiet von Schwäbisch Gmünd rückt er dicht an die Basis des Hauptsandsteins. Er läßt sich von diesem leicht durch sein wesentlich feineres Korn sowie die stets vorhandenen Tonzwischenlagen unterscheiden (Abb. 32; Taf. 2, Fig. 3). E Schwäbisch Gmünd geht die Mächtigkeit stark zurück, dickere Bänke fehlen. Der Horizont wird dort von einer Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen und -linsen eingenommen, die sich bis in die Aalener Gegend verfolgen lassen. Im Göppinger Gebiet treten an der Unterseite des Sandsteins vereinzelt Kolkrinnen von ca. 30 cm Tiefe auf (Wangen 178). In den Aufschlüssen Pfahlbronn (246 a) und Spraitbach (313) dagegen sind an der Unterseite große Sackungskörper entwickelt (Taf. 17, Fig. 1).

Ebenso wie der ganz ähnliche Eßlinger und Ebersbacher Sandstein ist der Oberberkener Sandstein sehr fossilarm. Nur im E seines Verbreitungsgebietes finden sich vereinzelt eingestreute Pflaster von *Modiolus* (z.B. Brechtenhalden 320).

$\alpha 2 III a$

Im mittleren Fildergebiet erscheint wenig über der Bankgruppe $\alpha 2 III$ ein mergeliges, bioturbates Kalkbänkchen, das nach E zunehmend sandig wird. Mit dem Einsetzen des unterlagernden Oberberkener Sandsteins keilt es aus und fehlt auch in dessen zentralem Verbreitungsbereich. Erst ab Göppingen (Wangen 178) und der westlichen Gmünder Gegend (Alfdorf 250) findet sich an der Oberseite dieses Horizonts wieder eine geringmächtige, durchwühlte, meist entkalkte, tonige Sandsteinbank, die vor allem *Liostreen* führt. Im größten Teil der Gmünder Gegend tritt an ihrer Basis ein unscheinbares Plättchen dicht gepackten *Liostreen*-Schills auf, das in Linsen stärker anschwellen kann (Göggingen 343,

Laubach 297, Reichenbach 300, Dewangen 302) und limonitisch imprägnierten Schalendetritus führt. Bei Buch an der Jagst (392 b, c) tritt zwischen Gmünder und Hauptsandstein stellenweise eine Schillbank auf, die stratigraphisch diesem Horizont entsprechen könnte. Möglicherweise gehört im Gebiet E der Jagst von den Sandsteinlagen, die Gmünder und Hauptsandstein dort zusammen bilden, ein Teil stratigraphisch hierher.

α 2 III a/IV

Nassacher Sandstein

Dieser Horizont wird im W des Arbeitsgebiets von siltigem Tonstein eingenommen. Im Plochingen Gebiet und im mittleren Schurwald treten im oberen Teil einzelne Bänke feingeschichteten Sandsteins auf. Es sind wahrscheinlich südliche Ausläufer eines Sandsteinhorizonts, der in den Löwensteiner Bergen am besten entwickelt ist. Dort bildet er die Plateaukanten der meisten Lias-Inseln, besonders deutlich ausgeprägt auf dem Nassacher Feld. Er ist dort ca. 1,5 m mächtig und vom Hauptsandstein durch ein Tonsteinpaket getrennt. Er ist genauso feinkörnig wie die meisten der bisher beschriebenen Sandsteine und führt eine ebenso spärliche Fauna (einzelne Modiolus und unbestimmbare Bruchstücke). Bei Großerlach (224) führt die basale Bank mehr Fossilien.

Nach E zu schrumpft das überlagernde Tonsteinpaket zusammen, so daß der Sandstein dicht an den Hauptsandstein heranrückt. Zugleich löst sich der Sandstein in eine Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen und -linsen auf (Welzheimer Wald). Eine weitere starke Mächtigkeitsreduktion auf wenige Zentimeter erfährt er E Welzheim. Im westlichen Gmünder Gebiet dünnt auch das darunter liegende Tonsteinpaket aus, sodaß Nassacher und Oberberkener Sandstein ab hier nur noch durch den Horizont α 2 III a voneinander getrennt werden.

α 2 IV

Im Schönbuch tritt über de Horizont α 2 III eine um 10 cm mächtige mergelige, stark siltige, wühlentschichtete Kalkbank mit Schalendetritus auf

tionären Linsen eines feinkörnigen, harten Sandkalkes. Von Eßlingen bis ins untere Filstal und im mittleren Schurwald ist sie als mergeliger, bioturbater Sandkalk mit Fossilresten in den meisten Profilen anzutreffen. Weiter im E und N ließ sie sich bis jetzt nicht nachweisen. Häufigste Fossilien sind Muscheln, auch Ammoniten sind nicht selten.

α 2 IV/V

Über der Bank α 2 IV folgen im Schönbuch ca. 3 m Tonstein, in die ein bis 30 cm mächtiger Horizont feingeschichteten Sandsteins eingeschaltet ist. An seiner Stelle treten dergebiet und im Filstal sehr feinkörnige, feingeschichtete Sandsteinplättchen auf, bei Plochingen auch dickere Sandsteinbänke. In dieses Niveau gehören möglicherweise auch die Sandsteinplättchen unterhalb des Hauptsandsteins in den Löwensteiner Bergen (Nassacher Feld 214). Vielleicht handelt es sich wie im Horizont des Nassacher Sandsteins um die südlichen Ausläufer eines ursprünglich weiter nördlich, außerhalb des heutigen Verbreitungsgebiets des Schwarzen Jura α gelegenen Sandsteinkörpers.

E Plochingen nimmt die Mächtigkeit des Pakets rasch ab und dünnt aus.

α 2 V

Im Schönbuch folgt nun eine mergelige, wühlentschichtete, biodetritische Kalksandsteinbank von 5-30 cm Mächtigkeit, die ebenso leicht verwittert wie α 2 IV in diesem Gebiet. In einzelnen Linsen kann sie sehr hart sein. Die Grenze ~~in den~~ hangenden, stark siltigen Tonstein ist oft ganz unscharf. Mit Einsetzen des Hauptsandsteins dünnt die Bank aus; vermutlich ist sie im Fildergebiet lokal als dünne Siltlage vorhanden. Schillmergellagen, die ihr entsprechen könnten, fanden sich in den Profilen 121 a, 133 u. 156 b. Hierher

gehört vielleicht auch die spätige Schillkalkbank mit limonitisch imprägniertem Fossil-detritus und umgelagerten Konkretionen dicht unter dem Hauptsandstein im Profil 164.

Im östlichen Gmünder und im Aalener Gebiet sind alle Sandsteinkörper zwischen Gmünder Sandstein und Hauptsandstein in überwiegend tonige Wechsellagerungen übergegangen. Es besteht dort eine klare Trennung von Gmünder Sandstein und Hauptsandstein durch ein ca. 2 m mächtiges Paket, das ganz überwiegend aus Tonstein besteht. Erst weiter östlich, wo dieses Paket geringmächtig wird und zusätzlich sandsteinerfüllte Erosionsformen vermehrt auftreten, können die beiden Komplexe nicht mehr scharf getrennt werden, wie oben schon mehrfach erwähnt.

α 2 V/X

Hauptsandstein

Frühere Bezeichnungen: "Unterer Lias-Sandstein" v. MANDELSLOH (1834), "Malmstein" QUENSTEDT (1858), "Angulatensandstein" DEFFNER (1861), "Hauptsandsteinhorizont" FRANK (1930).

Zwischen den Horizonten α 2 V und α 2 X liegt im westlichen Schönbuch 1 m Tonstein, dessen untere 20 cm stark siltig sind, und der in seinen oberen 40 cm einige Siltlagen enthält (Schönaicher First 63, Holzgerlingen 66). Im gleichen stratigraphischen Niveau sind im Gebiet Balingen-Hechingen Wechsellagerungen von siltigem Tonstein und Sandsteinplättchen, z.T. stark bioturbat, entwickelt. Im nordwestlichen Fildergebiet (Vaihingen) liegt zwischen der Region des Nassacher Sandsteins und α 2 X ebenfalls Tonstein mit einer Siltmergellage. Aus diesem Tonsteinpaket geht nach E der gesamte Hauptsandstein hervor.

Der Hauptsandstein, eine bis 8,3 m mächtige Sandsteinfolge, hat von allen Sandsteinen des Schwarzen Jura α die weitaus größte Verbreitung. Er besteht aus mehreren Einheiten, die sich sedimentologisch, vor allem durch die Korngrößen, unterscheiden lassen. Die Einheiten sind durch Aufarbeitungshorizonte voneinander getrennt. Ihre unterschiedliche laterale Ausdehnung unterstreicht ihre Eigenständigkeit als Sedimentkörper. Die Mächtigkeit dieser Einheiten bleibt im Rahmen der übrigen Sandsteinkörper.

FRANK (1930) unterschied - übereinstimmend mit DEFFNER 1872 - einen "oberen" und einen "unteren Sandstein" innerhalb seines "Hauptsandsteinhorizonts". Jeder dieser Komplexe ist durch Aufarbeitungslagen wieder in zwei Einheiten getrennt, so daß insgesamt 4 Einheiten entstehen.

α 2 V/VI

Hauptsandstein 1 (vgl. Abb. 14)

Frühere Bezeichnung: "Werksteine" von Göppingen QUENSTEDT (1858).

Der Hauptsandstein 1 setzt im W mit 2 - 3 Bänken feingeschichteten Sandsteins ein, die durch tonige Horizonte voneinander getrennt sind. Ihre Mächtigkeit schwillt nach E an, zudem setzen darunter noch weitere Bänke ein. Der Sandstein ist etwa bis Eßlingen sehr feinkörnig und fossilarm und ähnelt darin, wie auch in seinem Aufbau, weitgehend dem Eßlinger Sandstein. Bei Eßlingen (164) und Bonlanden (100 a, b) stellen sich erstmals lagenweise feiner Bruchschill und Cardinien ein. Wenig weiter östlich (Nürtingen 103, Deizisau 160) sind die ersten dicht gepackten Schillhorizonte ausgebildet. Die Tonzwischenlagen keilen bei Plochingen aus, sodaß von hier an ostwärts ein kompakter Sandstein vorliegt. Die Fossilführung nimmt von Plochingen (1167) stark zu, sie variiert von einzelnen eingestreuten Schalenresten bis zu dicht gepacktem Schill. Im Göppinger Gebiet ist der Sandstein als "Werkstein" bekannt; er umfaßt nur den Hauptsandstein 1 und nicht, wie FRANK (1930) annahm, den ganzen Hauptsandstein.

Im Welzheimer Wald gleicht die Ausbildung völlig der im unteren Filstal und im mittleren und östlichen Schurwald. In den Löwensteiner Bergen beginnt der Hauptsandstein im W (Nassach 214) mit einer Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen, die nach E (Großberlach 224) in feingeschichteten Sandstein übergeht. Bei Nassach folgt darüber ein 120 - 130 cm mächtiger, fossilreicher Sandstein, der faziell dem ähnelt, der im Schurwald häufig den Hauptsandstein 1 nach oben abschließt. Die fossilreiche Ausbil-

zung in einem so weit westlich gelegenen Profil steht im Gegensatz zur Ausbildung im nordwestlichen Fildergebiet und im Schönbuch; vermutlich handelt es sich um einen dort nicht entwickelten Horizont.

E Schwäbisch Gmünd schieben sich wieder Tonfugen ein. Der mittlere Teil wird von einer Wechsellagerung von Tonstein mit Sandsteinplättchen und -linsen eingenommen, so daß der Hauptsandstein 1 zweigeteilt erscheint (Taf. 1, Fig. 4). Die Sandsteinbänke weisen hier Erosionserscheinungen auf, sowohl an ihrer Unter- wie an ihrer Oberseite. Die Kolkrinnen an ihrer Unterseite sind einheitlich 140° orientiert. Sie erreichen Tiefen von 40 cm und Breiten von mehreren Metern (Taf. 13, Fig. 4). Flache, schüsselförmige Erosionsformen weist die Unterseite bereits in der Plochinger Gegend auf.

In seiner Zusammensetzung ähnelt der Hauptsandstein 1 im östlichen Gmünder Gebiet stark dem Gmünder Sandstein darunter. Die Kalksandsteinbänke sind schwach chamositisch. Die Schillinsen führen limonitisch imprägnierten Schalendetritus; umgelagerte Sandsteinkonkretionen und grünliche Sandmergelgeröllchen werden zunehmend häufig. Umgelagerte Gastropodengehäuse zeigen dieselbe chamositische, sandig-mergelige Füllung.

Im Aalener Gebiet geht die Mächtigkeit des basalen Teils des Hauptsandsteins 1 auf ca. 50 cm zurück. Die Bank besteht hier in einzelnen Aufschlüssen völlig aus dicht gepacktem Schill (überwiegend *Cardinia concinna*). Sie wurde von SCHIEBER (1936) wegen der umgelagerten Konkretionen als "3. Geröllhorizont" bezeichnet und mit der "Riesenangulantenbank" des Fildergebiets parallelisiert, mit der sie jedoch nichts zu tun hat (s.u.). Die Bank setzt sich, wie FRANK (1930) und SCHIEBER (1936) festgestellt haben, E der Jagst fort.

Im westlichen Vorries und im Hesselberggebiet ist der Horizont mit Sicherheit noch vorhanden. Er läßt sich dort aber nur schwer gegen den unterlagernden Gmünder Sandstein abgrenzen. Der weiter westlich beide Sandsteinhorizonte trennende Tonsteinhorizont ist in dem Gebiet meist erosiv entfernt. Sicherheit kann deshalb nur die Ammonitenfauna bringen. SCHIEBER (1936) hat im Hesselberggebiet die Basis des Gmünder Sandsteins mit der Bank parallelisiert, was jedoch sicher unrichtig ist. Eher trifft die Parallelisierung FRANKS (1930) zu, der dort einen höher gelegenen Schillhorizont mit der Bank verband; lediglich seine Interpretation als "Oberer Sandstein" hat sich als unrichtig erwiesen.

Der obere Teil des Hauptsandsteins 1 (über dem Wechsellagerungshorizont des östlichen Gmünder Gebiets) führt E Schwäbisch Gmünd ebenfalls Schillagen und -linsen, limonitisch imprägnierten Schalendetritus und Quarze mit chamositischen Überzügen. Er hält jedoch nur bis zur östlichen Frickenhofer Höhe durch und wird im Aalener Gebiet unbeständig. Ab der östlichen Frickenhofer Höhe (und entsprechend südlicher: Unterböbingen 211) treten an seiner Unterseite große Kolkrinnen auf. Ob der Horizont E der Jagst fehlt oder zumindest noch gelegentlich noch vorhanden ist, ließ sich nicht genau feststellen.

Wie nach W so reduziert sich die Mächtigkeit des Hauptsandsteins 1 auch nach S (Bohrung Buttenhausen 1, 465). In Oberschwaben liegt er vielleicht ebenso als "Geröllhorizont" vor wie im östlichsten Württemberg. In der Bohrung Veringenstadt 1 (468) fehlt feingeschichteter Sandstein, obwohl er weiter westlich, bei Hechingen (18, 19) vorhanden ist. Die Profile der Bohrungen Ehingen 1 (466) und Upflamör 1 (467) sind zu ungenau, um den Horizont darin sicher identifizieren zu können.

Stratigraphisch von Interesse ist die Frage, ob die Schille im Hauptsandstein 1 horizontbeständig und gleichzeitig über eine größere Fläche hinweg entstanden sind. Im Aufschluß bilden sie meist Linsen. Durch Einschub von feingeschichtetem Sandstein können diese Linsen aufspalten. Das Gesamtpaket kann anschwellen, die untere oder obere Teillage des Schills auskeilen. Auf diese Weise kann sich schon im Aufschluß die vertikale Position einer einheitlichen Schillage nach der Seite beträchtlich verschieben. Aus einer Regellosigkeit im vertikalen Auftreten der Linsen kann deshalb nicht ohne weiteres auf die Entstehung jeder Linse zu einem anderen Zeitpunkt geschlossen werden.

Die Aufnahme einer großen Zahl von Profilen zeigt, daß sich Schillinsen in bestimmten Lagen innerhalb des Profils häufen. Es lassen sich etwa 5 Horizonte unterscheiden. Eine sichere Gliederung ergibt sich daraus aber nicht.

Der Hauptsandstein 1 ist der fossilreichste unter allen feingeschichteten Sandsteinen des Schwarzen Jura α . Er erreicht darin die Aufarbeitungshorizonte und übertrifft manche davon sogar. Am ehesten läßt er sich mit dem Gmünder Sandstein vergleichen, der ihm auch in anderer Hinsicht (Kompaktheit, Korngrößenverteilung) ähnlich ist. Cardinien, Liostreen, Pectiniden, Plagiostomen und zahlreiche, auch großwüchsige Gastropodenarten bilden die Hauptmasse der Fossilien. Dazu kommen Schlotheimien. Es fehlen Brachiopoden, Korallen, Terquemien, Bohralgen, Bohrmuscheln und Gryphäen.

α 2 VI

Ein Aufarbeitungshorizont stark wechselnder Ausbildung bildet im Westteil Württembergs die Grenze zwischen Hauptsandstein 1 und 2. Er reicht nur wenig weiter nach W als der Hauptsandstein 1 (s. Abb. 14).

Bei vollständiger Ausbildung besteht der Horizont aus drei Lagen, von denen die untere und die obere aus bioturbatem Kalksandstein mit Fossilresten bestehen, während die mittlere als dicht gepackter, stark chamositoolithischer Bruchschill, teilweise ohne Sandmatrix, ausgebildet ist (Taf. 24, Fig. 2). Der Bruchschill führt neben den Ooiden stets limonitisch imprägnierten Schalendetritus und umgelagerte Konkretionen, die je nach dem aufgearbeiteten Sediment im Liegenden aus Kalk- oder Kalksandstein bestehen. Soweit Tonstein die Unterlage bildet, können in dessen oberem Teil, wie vielfach unter Aufarbeitungshorizonten, große Konkretionen auftreten (Degerloch 120, Asemwald 134). Bemerkenswert im südlichen Schönbuch ist eine Lage von Kalksandsteinkonkretionen in dieser Bank, die von großen Bohrmuscheln angebohrt sind. Auch wo die Bank dort selbst fehlt, sind die angebohrten Konkretionen vorhanden (Einsiedel 85).

In Vaihingen (110) ist der Horizont als dünner, mergeliger, bioturbativer und bioturbater Kalksandstein entwickelt, der in einzelnen Linsen anschwillt und in diesem Fall dann äußerst hart wird, ähnlich α 2 IV. Diese Linsen führen limonitisch imprägnierten Schalendetritus. Die Bank ließe sich in Vaihingen auch als α 2 V ansehen; in ihrer Entwicklung nach E nimmt sie jedoch die stratigraphische Stellung und die Ausbildung von α 2 VI ein. In Vaihingen fehlt α 2 V.

Alle drei Teilhorizonte des Horizonts kommen nur linsenförmig vor, so daß ihre Zahl im Aufschluß wechselt. Mitunter fehlen auch alle drei (z.B. Federlesmahd 127, vgl. Abb. 14). Das Liegende der oolithischen Bruchschillage ist oft unregelmäßig mulden- und taschenförmig ausgekolkt. Bei linsenförmigem Auftreten erweisen sich die Linsen in manchen Fällen als isolierte Rippen mit interner Schrägschichtung (Taf. 24, Fig. 2).

Die oolithische Schillage fehlt in den Profilen des östlichen Fildergebiets. Zum letzten Mal findet sich eine solche Ausbildung des Horizonts in Plochingen (1167) (Taf. 27, Fig. 6). Weiter östlich fehlt der Horizont, ebenso in den Bohrungen der Schwäbischen Alb.

Biofaziell ist auch hier der Reichtum an Bohrorganismen hervorzuheben. Wie in anderen vergleichbaren Bänken des tieferen Schwarzen Jura α findet sich *Involutina liassica*. Zwischen Raidwangen (31) und Bempflingen (29) fällt die gute Fossilhaltung auf; hier kommen vor allem sehr viele *Plagiostoma giganteum*, *Liostrea hisingeri*, Pectiniden, Gastropoden und Schlotheimien vor. Im bioturbaten Sandstein über der oolithischen Lage fand sich im Asemwald (134) eine Riesen-Schlotheimie. In Eßlingen (164) steckte in der gleichen Bank *Pinna hartmanni* in Lebendstellung.

α 2 VI/VII

Hauptsandstein 2 (vgl. Abb. 15)

Im Schönbuch liegt zwischen α 2 VI und α 2 X eine wenige Zentimeter mächtige Siltlage.

In Vaihingen (110) ist diese Lage als Mergelsilt mit viel feinem Bruchschill und Gryphäen ausgebildet und von dem Horizont X durch eine geringmächtige Tonsteinlage getrennt. In diesem siltigen Horizont tritt weiter östlich (Plieningen 140) ein feingeschichteter Sandstein auf, der sich vom Hauptsandstein 1 durch etwas gröberes Korn unterscheidet (Abb. 32). Dieser Sandstein keilt nach S aus, sodaß er im Nürtinger Gebiet wieder durch eine mergelige Silt- bzw. Wechsellagerungsschicht vertreten wird.

E Plochingen verschmilzt der Horizont mit dem unterlagernden Hauptsandstein 1 zu einem Komplex ("Hauptfels" DEFFNER 1872). In der Göppinger Gegend schiebt sich zwischen beide ein durchwühlter, toniger Sandstein ein (z.B. Holzhausen 176). Wenig weiter östlich wird auch der Hauptsandstein 2 selber bioturbat und tonflaserig. In dieser Ausbildung läßt er sich bis E Schwäbisch Gmünd verfolgen. Er erinnert in seiner Lithologie etwas an die Region $\alpha 1 V, 2$ in derselben Gegend. Seine maximale Mächtigkeit beträgt im Gmünder Gebiet 90 cm; sie schrumpft nach E stark, sodaß der Horizont im Aalener Gebiet nur noch angedeutet ist.

Im Welzheimer Wald ist der Sandstein wie im unteren Filstal feingeschichtet und zudem durch eine Tonfuge vom Hauptsandstein 1 abgetrennt. Er fällt dort durch hellere Färbung und Fossilarmut auf.

Faunistisch unterscheidet sich der Sandstein kaum vom Hauptsandstein 1. Hervorzuheben ist, daß in diesem Horizont, und zwar in den mergeligen Arealen westlich und östlich des feingeschichteten Sandsteinkörpers, erstmals im schwäbischen Hettangium Gryphaea sp. [nicht "Liogryphaea", s. SIEWERT 1972] in kleinen Exemplaren auftritt. Im feingeschichteten Sandstein fehlt sie. Von hier an nach oben findet sich diese Muschel, deren Artzugehörigkeit immer noch unklar ist, ziemlich verbreitet, so daß ihr Auftreten in Württemberg stets auf den oberen Teil der Schlotheimienschichten hinweist. Im Göppinger Gebiet hat das bereits QUENSTEDT (1858: 53) beobachtet.

$\alpha 2 VII$

An der Oberseite des Mergelsiltes, der im Schönbuch und bei Vaihingen dem Hauptsandstein 2 entspricht, erscheint in Vaihingen (110) ein festeres, biodetritisches Siltbänkchen, in dem einzelne härtere Kalklinsen auftreten, wie das am westlichen Ende von Aufarbeitungshorizonten immer wieder festgestellt wurde.

Auch weiter südlich setzt die Bank erst dort ein, wo die Schichten zwischen Hauptsandstein 2 und dem Horizont $\alpha 2 X$ etwas mächtiger werden (Echterdingen 127, Bonlanden 100 a). Es ist eine mergelige, wühlentschichtete, hellgraue Kalksandsteinbank. Sie verwittert langsamer als die einschließenden Horizonte und ist daher oft noch kalkig erhalten. Bei Verwitterung entstehen unregelmäßige, weißliche Flecken, wie das auch bei den Arietenkalken der Fall ist. Mit dem Einsetzen des Hauptsandsteins 2 darunter wird die Bank geringmächtig oder sie keilt ganz aus. Lediglich im Welzheimer Wald ist sie gut entwickelt, wenn auch immer entkalkt. Im Gmünder Gebiet führt sie umgelagerte, rotationellipsoidisch geformte Siltkonkretionen, z.T. in großer Menge (Lindach 284, Täferrot 285). Sie ist dort sehr geringmächtig.

Im Fildergebiet bleibt ihre Fossilführung gering, an einigen Lokalitäten führt sie Gryphäen (Raidwangen 31, Bempflingen 29, Eßlingen 164). HÖLDER (1942) beschrieb daraus vom Landhaus bei Möhringen (133) eine Muschelfauna ("untere Treibholzbank"). In Eßlingen (164) fanden sich umgelagerte Sandsteinkonkretionen mit Löchern von Bohrmuscheln. Nach E nimmt die Fossilführung zu, zugleich wird Gryphaea sehr häufig (Gausmannsweiler 233). Im Verbreitungsgebiet des Hauptsandsteins 2 in feingeschichteter Fazies ist es, wie schon DEFFNER (1872) beobachtet hat, das erste Auftreten von Gryphäen im Profil.

$\alpha 2 VIII$

Frühere Bezeichnung: "Rugatenbänke" QUENSTEDT (1858).

Über der Bank $\alpha 2 VII$ folgt im westlichen Fildergebiet (Vaihingen 110 u.a.) ein Tonstein-

horizont, dessen basaler Teil sich bis in die Aalener Gegend verfolgen läßt. In E-Württemberg erscheint darüber eine oft verwitterte Kalksandsteinbank mit Liostreen, zunächst noch lückenhaft (Göppinger und Welzheimer Gebiet), dann regelmäßig (E Mutlangen). Dort treten in manchen Aufschlüssen zwei Schillbänke dicht übereinander auf (Göggingen 343, Horn 350, Schönhardt 290, Unterböbingen 280 a), von denen die untere massenhaft *Liostrea rugata* und nur wenige Gryphäen, die obere neben *Liostrea rugata* auch Gryphäen in größerer Menge führt. Die Gryphäen fallen in diesen Bänken dadurch auf, daß ihnen die sonst übliche Runzelung fehlt; möglicherweise sind sie durch Sandschliff geglättet. Lagenweise können Gastropoden dominieren. Beide Bänke schwanken in ihrer Mächtigkeit. Manchmal sind sie nur 1-2 cm mächtig oder sie keilen aus. An der Unterseite der unteren Bank treten Kolkrinnen von mehreren Dezimetern Tiefe auf (Göggingen 343, Horn 350), die mit Schill von Gastropoden und Liostreen erfüllt sind.

In frischem Zustand sind beide Bänke als grünlichgrauer, schwach chamositischer Kalksandstein mit Schill, umgelagerten Konkretionen und lagenweise limonitisch imprägniertem Schalendetritus ausgebildet. Sie können, ähnlich dem Gmünder Sandstein und dem Hauptsandstein 1 im Aalener Gebiet, ausgezeichnet eben feingeschichtet sein.

Bis ins Gmünder Gebiet liegt der Horizont an der Basis des Hauptsandsteins 3. Im Aalener Gebiet schließt er sich dicht an die Arietitenschichten an; dort ist er als "Rugatenbank" bekannt. E der Jagst tritt im selben Niveau des Profils eine grünliche Kalksandsteinbank auf, die neben Liostreen z.T. auch Cardinien führt. Wegen der Unbeständigkeit und der dadurch bedingten Unsicherheit über die Parallelisierung der Horizonte dort muß die Frage, wie weit sich $\alpha 2$ VIII nach E fortsetzt, offen bleiben.

$\alpha 2$ VII bzw. VIII/IX

Hauptsandstein 3 (vgl. Abb. 16).

Frühere Bezeichnung: "Oberer Sandstein des Hauptsandsteinhorizonts" FRANK (1930), unterer Teil.

In den Tonstein zwischen den Horizonten $\alpha 2$ VII und X im westlichen Fildergebiet schieben sich nach E Sandsteinbänke ein, die wesentlich feinkörniger sind als der tiefere Komplex (Hauptsandstein 1 + 2) und stets tonige Zwischenschichten enthalten. Sie lassen sich daher mit der Hauptmasse der anderen Sandsteine vergleichen. FRANK (1930) faßte sie als "Oberer Sandstein des Hauptsandsteinhorizonts" zusammen; hier werden sie in Hauptsandstein 3 und 4 geteilt.

Der Hauptsandstein 3 setzt bei Deizisau mit Sandsteinbänken ein, die bis in den östlichen Schurwald durchhalten (Holzhausen 176). Im Göppinger Gebiet keilen sie dann aus, so daß dort nur noch siltreicher Tonstein mit wenigen Sandsteinplättchen vorhanden ist. Der Horizont geht nicht in den "Werkstein" der Göppinger Gegend über (s. bei Hauptsandstein 1).

E Schwäbisch Gmünd reduziert sich die Mächtigkeit des Horizonts, zugleich erhöht sich die Zahl der Sandsteinplättchen. Vereinzelt kann die Region auch von plattigem Sandstein eingenommen werden. Der Horizont ist weiter östlich, wo $\alpha 2$ VIII dicht unter die Arietitenschichten zu liegen kommt, wahrscheinlich nicht mehr oder allenfalls in erosiven Eintiefungen vorhanden.

Im Welzheimer Wald weist der Sandstein ähnliche Mächtigkeit und Ausbildung auf wie im unteren Filstal. Der darunterliegende Tonsteinhorizont ist hier etwas mächtiger.

Nach S keilt der Hauptsandstein 3 aus. In den Bohrungen der Schwäbischen Alb ist er durch Tonstein mit Sandsteinplättchen und -linsen vertreten.

Die Fossilführung bleibt überall spärlich. Man findet vor allem Schalenreste *Liostrea* und *Modiolus*.

$\alpha 2$ IX

Von Deizisau (162) an nach E wird der Hauptsandstein 3 überlagert von einem mergeligen, wühlentschichteten Kalksandstein mit Gryphäen (Taf. 1, Fig. 3). Die Bank läßt sich durch-

gehend verfolgen bis W Schwäbisch Gmünd (202). Weiter östlich erscheint sie vereinzelt noch an der Oberseite der Region des Hauptsandsteins 3.

In ihrer Ausbildung ähnelt die Bank stark der Bank $\alpha 2$ VII. Außer Gryphäen führt sie überwiegend Liostreen.

$\alpha 2$ IX/X

Hauptsandstein 4 (vgl. Abb. 17)

Frühere Bezeichnung: "Oberer Sandstein des Hauptsandsteinhorizonts" FRANK (1930), oberer Teil.

Der Tonsteinhorizont unter der Bank $\alpha 2$ X im westlichen Fildergebiet (Vaihingen 110, Federlesmahd 127) geht im oberen Teil bei Degerloch (119-121), Echterdingen (128) und entsprechend im Schönbuch (Einsiedel 85) über in eine Wechsellagerung von Tonstein und Sandsteinplättchen und -linsen, die z.T. feingeschichtet, z.T. bioturbat sind. Diese wird nach E mehr und mehr, von oben nach unten fortschreitend, durch feingeschichtete Sandsteinbänke ersetzt. Zu einem Auskeilen der tonigen Zwischenlagen kommt es nirgends, der Sandstein gleicht hierin und auch in seiner sonstigen Ausbildung dem Hauptsandstein 3.

Die Mächtigkeit geht nach dem Maximum bei Plochingen nach E stetig zurück. Bei Göppingen schaltet sich darunter eine mächtigere Tonsteinlage ein. Im Gebiet von Schwäbisch Gmünd tritt der Sandstein fast nur noch in mittelgroßen Kolkrinnen auf (vgl. Taf. 13, Fig. 3); ihre Orientierung beträgt um 135° . Die letzten Ausläufer des Horizonts keilen E Schwäbisch Gmünd aus.

Nach S reduziert sich die Mächtigkeit des Sandsteins ebenfalls (Bempflingen 29, Urach 464). In der Bohrung Buttenhausen 1 (465) liegt in seinem Niveau ein weißlicher, nur wenig verkitteter Sandstein von größerer Mächtigkeit. Er ist beträchtlich gröber als der Hauptsandstein 4, so daß gewisse Zweifel bestehen, ob er ihm stratigraphisch entspricht. In der Bohrung Ehingen 1 (466) ist hier sogar mittelkörniger Sandstein eingeschaltet.

Die Fossilführung bleibt wie die des Hauptsandsteins 3 relativ gering. Im Welzheimer Wald nimmt sie zu, es finden sich mehrere dünne Sandsteinbänkchen mit Liostreen und Gryphäen. In den Löwensteiner Bergen fehlt feingeschichteter Sandstein in diesem stratigraphischen Niveau, dort findet sich bioturbater, weicher Sandstein mit reicher Fossilführung. Neben Liostreen und anderen Muscheln kommen Gryphäen, meist angebohrt, und Schlotheimien vor.

$\alpha 2$ X

Frühere Bezeichnungen: "Bank der Riesenangulaten" QUENSTEDT (1858), "Pflasterstein von Stuttgart" QUENSTEDT (1858), "Malmstein" + "Blauer Stein" von Balingen ENGEL (1908), "Vaihinger Pflasterstein" FRANK (1930).

Im SW des Arbeitsgebiets, auf dem Kleinen Heuberg, folgt 1,5 m über $\alpha 2$ I ("Oolithenbank") der westliche Ausläufer des Horizonts $\alpha 2$ X. Es ist eine mergelige, stark sandige, wühlentschichtete Kalkbank mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus und Chamositoiden sowie umgelagerten Kalkkonkretionen (z.B. Täbingen 6). Nach E schwillt diese Bank an, neue Bänke entwickeln sich aus der Mergelsiltlage an ihrer Oberseite (Steinfurthof 7, Erlaheim 9 a), ähnlich wie $\alpha 2$ III aus der Oberseite von $\alpha 2$ I. Die Chamositooide werden selten und fehlen dann ganz. Im Gebiet Balingen - Hechingen - westlicher Schönbuch hat sich ein massiver Komplex wühlentschichteten Kalksandsteins entwickelt, dessen Mächtigkeit bei 1,5 m liegt und diesen Wert z.T. noch überschreitet. Feinschichtung ist nur in Resten der Durchwühlung entgangen.

Im Gebiet Balingen - Hechingen bildet eine dunkle, in das Liegende unregelmäßig eingetiefte Schillbank mit sehr vielen umgelagerten, z.T. angebohrten Kalk-, Kalksandstein- und Phosphoritkonkretionen sowie limonitisch imprägniertem Schalendetritus den Abschluß nach oben (oberer Teil des "Blauen Stein" QUENSTEDT 1858).

Im westlichen Schönbuch fehlt diese oben abschließende Lage. Sie wird vertreten

durch eine dunkle, wühlenschichtete Kalksandsteinbank, die dicht durchsetzt ist von feinem Schalengrus. FRANK (1930) bezeichnete die Bank als "oolithähnlich", wohl auf Grund von limonitisch imprägniertem Schalendetritus, der jedoch in den jetzigen Aufschlüssen nicht sicher nachgewiesen werden konnte.

In reduzierter Mächtigkeit ist der Horizont $\alpha 2 X$ in Vaihingen vorhanden. Er besteht hier im unteren Teil ebenfalls aus grauem, wühlenschichtetem Kalksandstein. Darüber folgt, ähnlich wie bei Hechingen, eine dunklere, blaugraue, wühlenschichtete Kalksandsteinlage mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus und sehr vielen, kleinen Chamositociden. Die Grenze zwischen beiden Ausbildungen ist scharf (vgl. Taf. 22, Fig. 1 u. 2). Der Horizont wird in Vaihingen oben abgeschlossen durch einen geringmächtigen, grauen Kalksandstein, in dem die Feinschichtung z.T. noch erhalten ist. Alle drei Lagen bilden zusammen eine massive Bank von rund 60 cm Mächtigkeit.

Mit Einsetzen von feingeschichtetem Sandstein im Liegenden (Hauptsandstein I bzw. 4) schrumpft der Horizont auch im übrigen Gebiet stark zusammen. Die Aufschlüsse entlang der zweiten Bodenseewasserleitung im Schönbuch haben klar gezeigt, daß der Horizont immer scharf geschieden bleibt von dem darunter liegenden feingeschichteten Sandstein, also nicht in diesen übergeht (wie vom Verf. vor Kenntnis dieser Aufschlüsse angenommen worden war, mitgeteilt in ALDINGER 1968, Abb. 6). Die Mächtigkeitsreduktion kann bis zu lokalem Auskeilen gehen (Grötzingen 100, Bempflingen 29).

Zunächst bleibt die Ausbildung noch weitgehend gleich. In Bonlanden (100 a) fand sich an der Oberseite der Bank eine ähnliche dunkle Lage wie in Vaihingen, jedoch ohne Ooide. In Möhringen (115) kommt eine oolithische Lage an der Basis vor, beim Flughafen (128 a) eine basale Lage mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus ohne Ooide. Der Horizont setzt sich also in dem ganzen westlichen Gebiet aus lithologisch verschiedenen Teilhorizonten zusammen.

In Echterdingen (127) und im Asemwald (134) treten in der Bank erstmals vereinzelte Gryphäen auf, die bereits in Plieningen (140) die ganze Bank erfüllen. Sie erreichen bei Plochingen das Maximum der Schalengröße der Gryphäen im ganzen Hettangium Württembergs. Außerdem führt die Bank ab den mittleren Fildern umgelagerte Kalksandsteinkonkretionen.

Im Filstal weist der Horizont noch dieselbe Ausbildung auf. Es ist eine hellgraue Kalksandsteinbank mit Gryphäen in dichter Packung. Im Schurwald ist die Bank immer entkalkt. Im Göppinger Gebiet wird die Bank mergelig. Im Gmünder Gebiet (N Mutlangen 283) keilt sie aus. In ihrem östlichen Verbreitungsgebiet geht ihre Fossilführung zurück, Liostreen werden häufiger als Gryphäen. Im Gmünder Gebiet tritt *Lingula sp.* auf (Pfersbach 262).

Im Welzheimer Wald war die Bank nur in zwei Profilen erhalten (Gausmannsweiler 233, Gehau 316). In den Löwensteiner Bergen fehlt sie, falls sie nicht mit der 3. Sandsteinlage von Nassach (214) identisch ist.

Im Bereich der großen Mächtigkeiten im W schwankt die Fossilführung sehr stark schon auf kurze Entfernungen (sie ist z.B. im Profil Holzgerlingen 66 gering, im nahen Profil Schönaicher First 63 dagegen reich). An Muscheln seien genannt Cardinien (kurzschalige Formen, *C. concinna* fehlt), Plagiostomen, Liostreen, Terquemien, Pectiniden, Pholadomyen (letztere öfters in Lebendstellung). In der oben abschließenden Lage kommen zudem kleine Serpelkolonien (*Cycloserpula sp.*) und Brachiopoden ("*Rhynchonella amonitica*" QU.) vor. Limonitisch imprägnierter Schalendetritus zeigt wieder Anbohrung durch Thallophyten, auch andere Bohrspuren in Schalen sind häufig.

Schon früh fiel die Häufigkeit großwüchsiger Schlotheimien auf, die zu den Arten *Schlotheimia depressa* WÄHNER und *charmassei* D'ORBIGNY gestellt werden. Großwüchsige Formen kommen zwar in der ganzen Schlotheimienstufe vor, hier sind sie jedoch besonders groß und zahlreich, sodaß QUENSTEDT den Horizont "Bank der Riesenangulaten" nannte. Mit der Mächtigkeitsreduktion nach E scheinen die Riesenformen selten zu werden. Die größte Kon-

zentration solcher Formen liegt im nordwestlichen Fildergebiet (Stuttgart-Möhringen).

Schichten über dem Hauptsandstein

In kaum einem Schichtabschnitt des schwäbischen Schwarzen Jura α besteht bis heute noch eine solche Konfusion der Begriffe und Parallelisierungen wie im Übergangsbereich $\alpha 2/\alpha 3$, in dem die Bezeichnungen "Riesenangulatenbank", "Vaihinger Nest", "Oberer Sandstein" und "Kupferfelsbank" auf die verschiedensten Horizonte angewandt werden (vgl. Tab. 1). Dies rührt von den gerade hier besonders starken Fazieswechseln und großen Aufschlußlücken her. Eine große Zahl neuer Aufschlüsse in diesem Bereich brachte nun Klarheit.

$\alpha 2 XI$

Mit "Vaihinger Nest" QUENSTEDT (1858) und "Riesenangulatenbank" FRANK (1930).

In SW-Württemberg folgen über $\alpha 2 X$ wenige Zentimeter mächtige siltige, biotritische Mergel mit kleinen Konkretionen. Diese Lage wird im Schönbuch mächtiger. Dort treten im S unten zwei mergelige, bioturbate, stark sandige Kalkbänkchen auf, weiter nördlich (Weil im Schönbuch 67) an der Obergrenze ein weiteres. Diese drei Bänkchen finden sich, in ihrer Mächtigkeit stark schwankend und z.T. auskeilend, in derselben Position auch in den meisten Aufschlüssen des westlichen Fildergebiets.

Im nördlichen Schönbuch (89) und bei Vaihingen (110), wo der Horizont mächtiger wird, schalten sich bis zu drei weitere Bänkchen ein, die jedoch nur linsenförmig auftreten. Hier ist eine ausgesprochen rhythmische Abfolge entwickelt: ein mergeliges Schillbänkchen geht nach oben über in biotritischen Mergel, dieser in Tonstein mit Kalkkonkretionen. Besonders große Konkretionen, z.T. auch eine durchgehende Lage konkretionären Kalkes, schließen den Tonstein nach oben ab; sie stecken durch Aufarbeitung meist partiell oder ganz in der Basis des nächst höheren Bänkchens.

Der Schichtabschnitt reduziert seine Mächtigkeit nach E sehr stark und keilt auf der Linie Flughafen - Sillenbuch aus. Es entwickelt sich daraus also kein Sandstein ("Oberer Sandsteinhorizont"), wie FRANK (1930) annahm. Auch seine Bezeichnung "Riesenangulatenbank" für das zweit-(evtl. auch dritt-) oberste Bänkchen ist unzutreffend. Denn QUENSTEDT (1858) hat ganz unmißverständlich den "Pflasterstein von Stuttgart" ($\alpha 2 X$) so benannt.

Alle Glieder in dem Schichtabschnitt, besonders aber die Schillbänkchen, führen Gryphäen. Außerdem finden sich kleine Cardinien (kurzschalige Formen), Liostreen, Pectiniden und kleine Gastropoden sowie Schlotheimien (auch Riesenformen). Eine Besonderheit von Vaihingen ist das massenhafte Auftreten von Brachiopoden ("Rhynchonella amonitica") in allen Schichtgliedern; nach ENGEL (1908) kommen sie im selben Profilabschnitt auch in der Balinger Gegend vor.

In den Tonstein-Zwischenlagen kommen neben den genannten Formen noch viel häufiger kleine Muscheln vor, insbesondere Modiolus sp. Die gleiche Fauna findet sich in den Konkretionen innerhalb des Tonsteins. Die Konkretionen haben teils laibförmige, teils unregelmäßig-knollige Gestalt, teils bilden sie dünne, horizontbeständige Linsen. Ein Teil dürfte im Bereich von Lebensspuren angelegt sein, so Y-förmige in Thalassinoides-Bauten. Mehrere dieser Konkretionslagen führen reichlich kleine "Schneckchen", nach denen QUENSTEDT (1858) sein "Vaihinger Nest" benannt hat. Welche dieser Lagen er damit gemeint hat, geht aus seinem Text nicht hervor. Nach seiner Abbildung (1858, Taf. 5, Fig. 14) handelt es sich um eine Lage mit einer ungewöhnlich artenreichen Fauna. Es ist ein Schillpflaster aus durchweg kleinen Formen. Neben vielen Muschelarten fallen Kelche von Einzelkorallen, Schnecken der Gattung Tornatella, gut erhaltene Echinodermen und Lingula sp. auf (vgl. ANDLER 1858, O. KUHN 1935). Eine Faunenliste des "Vaihinger Nests" gibt ENGEL (1908).

Nach neuen Aufschlüssen im N von Vaihingen gibt es nur eine Konkretionslage mit dieser Fauna, ca. 1,10-1,20 m über $\alpha 2 X$ gelegen (12 cm unter $\alpha 2 XI, 3$). Häufig und in typischer Ausbildung fanden sich die Konkretionen jetzt, wie schon im vergangenen Jahrhun-

dert, in der Flur Hoßäcker (113 u. nahe 113b). Von dort verliert sich die Lage nach den Seiten. Auch die entsprechende Schalenlage im Tonstein hat, soweit bekannt, über das Vaihinger Gebiet hinaus keine Verbreitung. Es handelt sich also um eine rein lokale Bildung. Da das "Vaihinger Nest" durch seine Fauna gut definiert und sein Auftreten im Profil bekannt ist, sollte der Begriff auf diesen Horizont beschränkt bleiben. Man könnte allenfalls den Profilabschnitt $\alpha 2 \text{ XI}$ als "Region des Vaihinger Nests" zusammenfassen. Im Rahmen der Horizontverfolgung war das "Vaihinger Nest" von geringem Wert.

E Flochingen tritt im Schurwald dicht über $\alpha 2 \text{ X}$ eine weitere, mürbe Sandsteinbank mit Liostreen und Gryphäen auf, die $\alpha 2 \text{ X}$ dieses Gebiets sehr ähnelt. Ob diese Bank zu $\alpha 2 \text{ X}$ oder zu XI gehört oder einen Horizont für sich bildet, ist unklar.

$\alpha 2 \text{ XI}/\alpha 3 \text{ I}$

Die Schlotheimienschichten werden im westlichen Württemberg nach oben abgeschlossen durch ein bis 2 m mächtiges, relativ fossilarmes Tonsteinpaket. Aus einer Konkretionslage an der Obergrenze erwähnt FRANK (1930: 18) *Coroniceras longidomus*. Ob die Grenze zu den Arietitenschichten noch tiefer liegt, ließ sich wegen der Fossilarmut nicht feststellen. Da in vorliegender Arbeit in erster Linie lithologische Einheiten untersucht werden, ist diese Frage hier nicht von vorrangiger Bedeutung.

Im westlichen Fildergebiet findet sich oben ein feingeschichtetes Sandsteinplättchen (Vaihingen 110); im mittleren Fildergebiet nimmt die Zahl solcher Plättchen stark zu. Dickere, feingeschichtete Sandsteinbänke kommen nach FRANK (1930) in Riedenberg (139) und Ruit (147) vor; er nennt diese "oberer Sandsteinhorizont". Eine entsprechende Bank wurde auch bei Scharnhausen (140b) beobachtet. Das Maximum der Sandführung liegt beim Flughafen (128b). Auch weiter südlich, bei Bonlanden (100a) und Harthausen (100c), fand sich noch Sandstein in diesem Niveau. Die Ausbildung des Sandstein führenden Streifens erinnert an die südlichen Ausläufer etwa des Eßlinger oder des Nassacher Sandsteins. Möglicherweise handelt es sich auch hierbei um das Ausklingen eines weiter nördlich gelegenen, heute abgetragenen Sandsteinkörpers.

Auf den östlichen Fildern schrumpft das Tonsteinpaket durchgehend auf 50 cm zusammen, der Sandgehalt verschwindet. Erst im Göppinger und Gmünder Gebiet, ebenso in den Löwensteiner Bergen nimmt die Mächtigkeit wieder zu. In Ostwürttemberg (ab der Göppinger Gegend) tritt an der Obergrenze eine bis 40 cm mächtige, örtlich auskeilende Bank feingeschichteten Sandsteins auf, die lagenweise Schill (Liostreen, geglättete Gryphäen, Gastropoden, Schlotheimien) und Sandsteinkonkretionen führen kann. An ihrer Unterseite sind sandsteinerfüllte Kolkrinnen ausgebildet, die einheitlich 135° orientiert sind (vgl. Abb. 57 u. 58; Taf. 13, Fig. 1, 2 u. 5). Sie erreichen Breiten bis zu 3 m und Tiefen bis 70 cm. Dieser Sandstein- bzw. Rinnenhorizont wurde bis jetzt in der Göppinger Gegend als "Riesenangulatenbank" (ENGEL 1908, HERLIKOFER 1926) bzw. "Oberer Sandsteinhorizont" (FRANK 1930, WIEDEMANN 1966) bezeichnet. Tatsächlich aber liegt er stratigraphisch höher als die "Bank der Riesenangulaten" QUENSTEDTs ($\alpha 2 \text{ X}$) in Vaihingen und auch höher als die von FRANK in Vaihingen so bezeichnete Bank im Horizont $\alpha 2 \text{ XI}$. Ob er mit den im selben Schichtabschnitt $\alpha 2 \text{ XI}/\alpha 3 \text{ I}$ im mittleren Fildergebiet auftretenden Sandsteinbänken in genetischem Zusammenhang steht erscheint fraglich, da im dazwischenliegenden Gebiet Sandstein fehlt. Der Horizont schrumpft E Göggingen (343) stark zusammen und keilt aus.

Ungegliederter Angulaten Sandstein des Hesselberggebiets

Wie weiter oben bereits bemerkt, nimmt die Unbeständigkeit einzelner Sandsteinhorizonte nach E immer mehr zu auf Grund sich in dieser Richtung verstärkender Erosionserscheinungen vor und nach der Sandsedimentation. Trotzdem erscheint eine Gliederung der Schichtfolge mit Hilfe von trennenden Tonlagen und besonders der Fossilführung auch E der Jagst bis in das westliche Hesselberggebiet noch möglich.

Im S und E des Hesselberggebiets hingegen ändert sich das Bild stark. Im S, im Öttinger Forst, steht eine 8-10 m mächtige Folge mürben, gelben, feinkörnigen Sandsteins in flacher Kreuzschichtung an ohne irgendwelche gliedernden Horizonte. Schill findet sich nur nahe der Basis. Tonfugen und Wühlgefüge fehlen fast völlig; gelegentlich wurde Gyrochorte beobachtet. Lokal ist der Sandstein reich an größeren Glimmern (Friedenseiche 431), die sonst fehlen.

Ähnlich ist die Ausbildung im Ostteil des Hesselberggebiets. Hier findet sich ein frisch grauweißer, feinkörniger Kalksandstein, der massige, plumpe Felsen bildet (Altentrüdingen 433). Bei der Verwitterung zerfällt er zu losem, weißlichem Sand (Arberg 447, Dennenlohe 446, Altentrüdingen 433 a). Nur nahe der Basis wurden Fossilien angetroffen (Arberg 447). Im Profil 433 a bei Altentrüdingen fanden sich in einer Lage mit Holzresten 40 cm unter der Grenze zu den Arietitenschichten zwei schlecht erhaltene Ammoniten. Es ist der bisher östlichste Fundpunkt von Ammoniten des Hettangiums in dieser Gegend. Der Sandstein zeigt teils ebene Feinschichtung mit Schwerminerallagen (Taf. 26, Fig. 5), teils Kreuzschichtung wie im Öttinger Forst.

Im Bereich dieser Sandmassen liegen zwei Areale, in denen nahezu die gesamte Schichtfolge durch mürben, mittelkörnigen Sandstein ersetzt ist. Das eine Areal liegt im Öttinger Forst zwischen Himmerstall und Fremdingen. Seine Umgrenzung (s. JAHNEL 1970, Abb. 14) läßt sich gut auskartieren, entlang der Steilstufe zwischen Himmerstall und Moritzkreuz in Aufschlüssen (u.a. 427 u. 428), sonst nach dem Mittelsandgehalt des Bodens. Danach endet das Vorkommen nach W, N und E ziemlich abrupt ohne breiten Verzahnungsbereich mit den feinkörnigen Sanden. Nach S besteht eine breite Verbindung zum Ries (Fremdingen 424, Eitersberg). Der Sandstein ist fast überall kalkfrei und meist so mürbe, daß er in Sandgruben als Sand gegraben wird. Fossilien fehlen gewöhnlich. In der aufgelassenen Sandgrube am Weg von Frankenhofen nach Seglohe (425) führt er in vielen Lagen massenhaft *Liostrea sublamellosa* und nicht bestimmbarer Muschelresten sowie Holz. Die Sandgrube ist inzwischen verfüllt. Im Graben der neu gebauten Straße ist jetzt besonders der höhere Teil aufgeschlossen, der z.T. noch nicht entkalkt ist. Der Komplex wird dort oben abgeschlossen durch einen feinkörnigen Kalksandstein, der nach der mineralogischen Zusammensetzung (s. Kap. 4.2.) zur Schüttung des mittelkörnigen Sandes gehört. Derselbe feinkörnige Sand findet sich als oberstes Glied in der Schlucht SW Himmerstall (428). Im Bereich dieses Aufschlusses liegt das Zentrum der Sandmasse, hier ist sie am größten. Nach E zu (Moritzkreuz) verfeinert sie sich mehr und mehr. Weitere Einzelheiten finden sich bei BARTHEL (1957) und JAHNEL (1970).

Ein ähnliches Vorkommen, das zusätzlich noch Grobsand und Grundgebirgsgerölle führt, beschreiben VIOHL (1969: 26-27) und JAHNEL (1970: 17) bei Lentersheim. Der beste Aufschluß liegt N Lentersheim (444), bei der Schwandmühle (entgegen der Angabe VIOHLs 1969: 26 nicht verfüllt). In der Sandgrube sind 3 m mittel- bis grobkörnigen Sandes in großdimensionaler, trogförmiger Schrägschichtung aufgeschlossen (Taf. 5, Fig. 6); dünne Feinsandlagen sind eingeschaltet. Weitere Aufschlüsse liegen wenige Meter weiter südlich im ehemaligen Garten der Mühle (durch den jetzt die neue Straße nach Ehingen führt), und am östlichen Ortsrand von Lentersheim, N der Straße nach Unterschwaningen (Kellereingänge).

E Lentersheim verfeinert sich der Sand beiderseits des Tals mehr und mehr. Das läßt sich an Lesesteinen und in Straßenanschnitten gut verfolgen. Eine Schüttung des Sandes von E ist daher auszuschließen. Schrägschichtungsmessungen (Kap. 6.1.4.) ergaben vielmehr Schüttung von S. Es überraschte nun, daß sich in dieser Richtung (E Opfenried und im östlichen Öttinger Forst) keine Spur von Mittel- oder Grobsand fand. JAHNEL (1970: Abb. 14) wollte den Sand von SE herleiten, aber dort (zwischen Wasser- und Altentrüdingen) stehen ausschließlich Feinsande an. Es bleibt daher nur die Möglichkeit, daß der Sand im Bereich des heutigen Wörnitztals zwischen Öttingen und Wassertrüdingen geschüttet worden ist. Kontrolliert werden könnte das im Gebiet NW Wassertrüdingen; leider sind dort die Schichten durch mächtige quartäre Schotter verhüllt. Nach N ließ sich der Kör-

per mittelkörnigen Sandes bis an den nördlichen Ortsrand von Dambach (443 a) verfolgen.

VIOHL (1969: 26) wollte das Lentersheimer Vorkommen wegen seiner mutmaßlichen Isolierung als Erosionsrelikt einer älteren Schichtfolge (Rät-Lias-Übergangsschichten) ansehen. JAHNEL (1970: Abb. 4) zeigte jedoch, daß es in den gleichen Zeitabschnitt wie die umgebenden feinkörnigen Gesteine zu stellen ist.

Mittelkörnigen Sandstein trifft man auch in Profilen SE Wassertrüdingen (436-438). Am östlichen Ortsrand von Westheim (436) ist erosive Eintiefung von Mittel- in Feinsand in einem Ausschnitt von 1 m Tiefe aufgeschlossen; die Erosionsfläche fällt flach nach E ein. Eine direkte Verbindung dieses Areals mit dem Lentersheimer ist nicht wahrscheinlich, da es dafür zu weit östlich liegt.

Über das Verhältnis der Mittelsandmassen zuden benachbarten Feinsanden besteht noch keine völlige Klarheit. Zwar legen die eingeschalteten Feinsandlagen und die Verfeinerung gegen den Rand der Vorkommen einen faziellen Übergang nahe. Tatsächlich aber gehören diese feinen Sande auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung (Kap. 4.2.) zur selben Schüttung wie die mittelkörnigen; sie unterscheiden sich darin stark von den umgebenden Feinsandsteinen. Eine Verzahnung oder ein kontinuierlicher lateraler Übergang ließ sich nirgends sicher nachweisen. Die laterale Verfeinerung kann durch abnehmende Strömungsintensität am Rand einer Erosionsform bedingt sein. Tiefe, mit größeren Sanden erfüllte Erosionsformen sind in dem faziell ganz ähnlichen Gebiet von Oberfranken schon lange bekannt (KRUMBECK 1933, HAHN 1964, D. HOFFMANN 1965, ROLOFF 1966 u.a.). Mit solchen Erosionsformen muß wohl auch im Hesselberggebiet gerechnet werden. Hinweise darauf sind der oben erwähnte Aufschluß bei Westheim (436) sowie die Schichtungsform der Sande, die auf zügige Auffüllung schließen läßt (Taf. 5, Fig. 6). Die mittelkörnigen Sandmassen sind also möglicherweise jünger als die umgebenden Feinsandsteine; es ist deshalb unsicher, ob sie eine Fazies im Niveau des Gmünder und des Hauptsandsteins sind (vgl. Abb. 11, 14, 16).

Mittelsand tritt in den Schlotheimienschichten des Hesselberggebiets sonst nur selten auf. Das isolierte Vorkommen im Niveau des Gmünder Sandsteins bei Schlierberg (440) wurde bereits erwähnt. Eine Ausnahme macht eine dünne, linsenförmig auftretende, kalzitisch gebundene, mittelkörnige Sandsteinbank, die in vielen Aufschlüssen an der Obergrenze des Hettangiums auftritt. Durch das feinere Korn und den hohen Feldspatgehalt unterscheidet sie sich von den Grobsanden der Arietitenschichten und gehört daher wohl noch zum Hettangium. Vielleicht handelt es sich um ein Äquivalent der mittelkörnigen Sandmassen außerhalb der mutmaßlichen Erosionsformen.

Schlotheimienschichten im Altmühltal

Weiter östlich, im Altmühltal, gleicht die Schichtfolge wieder mehr der im westlichen Hesselberggebiet. Es ist eine Wechselfolge von Tonstein mit Sandsteinbänkchen und -linsen, z.T. mit Liostreenschill (Edersfeld 450, Sausenhofen 451). Mürber, mittelkörniger Sandstein nimmt den oberen Teil des Profils Sausenhofen ein. Die Ausbildung der Schichten bleibt gleich bis zum Auskeilen E Gunzenhausen (vgl. RAUSCHER 1935 u. VIOHL 1969). Ob der untere, tonige Teil auch zu den Schlotheimienschichten gehört, ist nicht sicher (vgl. Schluß des Kap. 3.2.). Die Linie des Auskeilens des Hettangiums verläuft von Gräfensteinberg (455) über Oberasbach (453) nach Dittenheim (HÖRAUF 1970).

3.4. Arietitenschichten (Schwarzer Jura α 3)

Untere Arietitenschichten

Die unteren Arietitenschichten bestehen aus einer Gruppe von schillführenden, durch Tonlagen getrennten Kalkbänken, deren Zahl und Sandführung nach E zunimmt und deren Ausbildung von Aufschluß zu Aufschluß stark wechseln kann. Für die Identifizierung der Horizonte ist ihre jeweilige Stellung im Profil besonders wichtig. Es erscheint deshalb

zweckmäßig, die Bankfolge nach Gebieten einheitlicher Ausbildung zu beschreiben, statt, wie in den vorhergehenden Kapiteln, jede Bank für sich durch das ganze Gebiet zu verfolgen. Die Bankfolge wird in zwei Gruppen, α 3 I und II, gegliedert. Zu den unteren Arietitenschichten wird hier auch noch das darüber folgende Tonsteinpaket der "Mittleren Arietitenschichten" RIEKs (1966) mit dem Horizont III gerechnet.

SW-Württemberg

Im Gebiet von Balingen und Hechingen besteht die Bankfolge aus lediglich zwei Bänken. Beide Bänke wurden von WALLISER (1956 a u. b) eingehend untersucht.

α 3 I

"Kupferfels" QUENSTEDT (1858), "I. Kalkbank" ENGEL (1908), "Bereich I" WALLISER (1956 b). Die basale Bank der Arietitenschichten ist in SW-Württemberg als dunkler Kalkstein mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus und Nestern von Chamositoiden entwickelt. Sie führt feinen Sand und angebohrte Kalk- und Phosphoritkonkretionen. Ebenso treten Spuren zahlreicher anderer Bohrorganismen auf (SCHLOZ 1968). Die Bank führt nach WALLISER (1956 a) *Vermiceras spiratissimum* (QU.), *Coroniceras longidomus* (QU.), *Coroniceras brevidorsale* (QU.) sowie *Schlotheimia angulata* (SCHL.) und Riesenschlotheimien.

α 3 II

"Erster Schneckenfels" QUENSTEDT (1858), "Dreispälter", "Hauptgryphäenbank", "II. Kalkbank" ENGEL (1908), "Arietenkalkbank I" FRANK (1930), "Bereich II" WALLISER (1956 b).

Die Bank ist als grauer Schillkalk entwickelt, der nach WALLISER (1956 a) *Coroniceras rotiforme* (SOW.), *Coroniceras brevidorsale* (QU.) und *Vermiceras scylla* (REYNÈS) führt.

Schönbuchgebiet

Im Schönbuch besteht die Folge aus drei Bänken. Die beiden unteren, geringermächtigen, sind durch ein dickeres Tonsteinpaket von der oberen, bis 60 cm mächtigen Bank getrennt. Eine der beiden unteren Bänke muß dem Balinger "Kupferfels" entsprechen. Da die untere in dem Gebiet noch häufig eisenoolithisch ausgebildet ist, wird sie von allen Autoren dafür angesehen, während die darüber liegende bis jetzt weitgehend übersehen wurde.

α 3 I,1

Die Ausbildung der basalen Bank I,1 schwankt stark. In einem Teil der Aufschlüsse gleicht sie, dunkel, stark chamositoolithisch und schwach sandig, ganz dem Balinger "Kupferfels" (Hagelloch 57, Weil im Schönbuch 67, NE Dettenhausen 68, Schleifenebene 89, Waldenbuch 93; Sandgehalt unter 10 %). In einem andern Teil jedoch ist sie als mittelgrauer, etwas mergeliger, leicht verwitternder Kalksandstein mit z.T. reicher Fossilführung, aber ohne Ooide und limonitisch imprägnierten Schalendetritus, entwickelt (Dettenhausen 69, Waldenbuch 94, Eckberg 77, Eichenfirst 80, Große Buche 81; Sandgehalt bei 30 %). Im Profil Altdorf (62) zeigt die obere Hälfte der Bank die dunkle, oolithische Ausbildung, die untere Hälfte die mittelgraue, sandige, wobei die obere in die untere Lage unregelmäßig eingetieft ist. Der scheinbar unvermittelte laterale Fazieswechsel schon auf kurze Entfernung erweist sich als linsenförmiges Auftreten verschieden alter Gesteine.

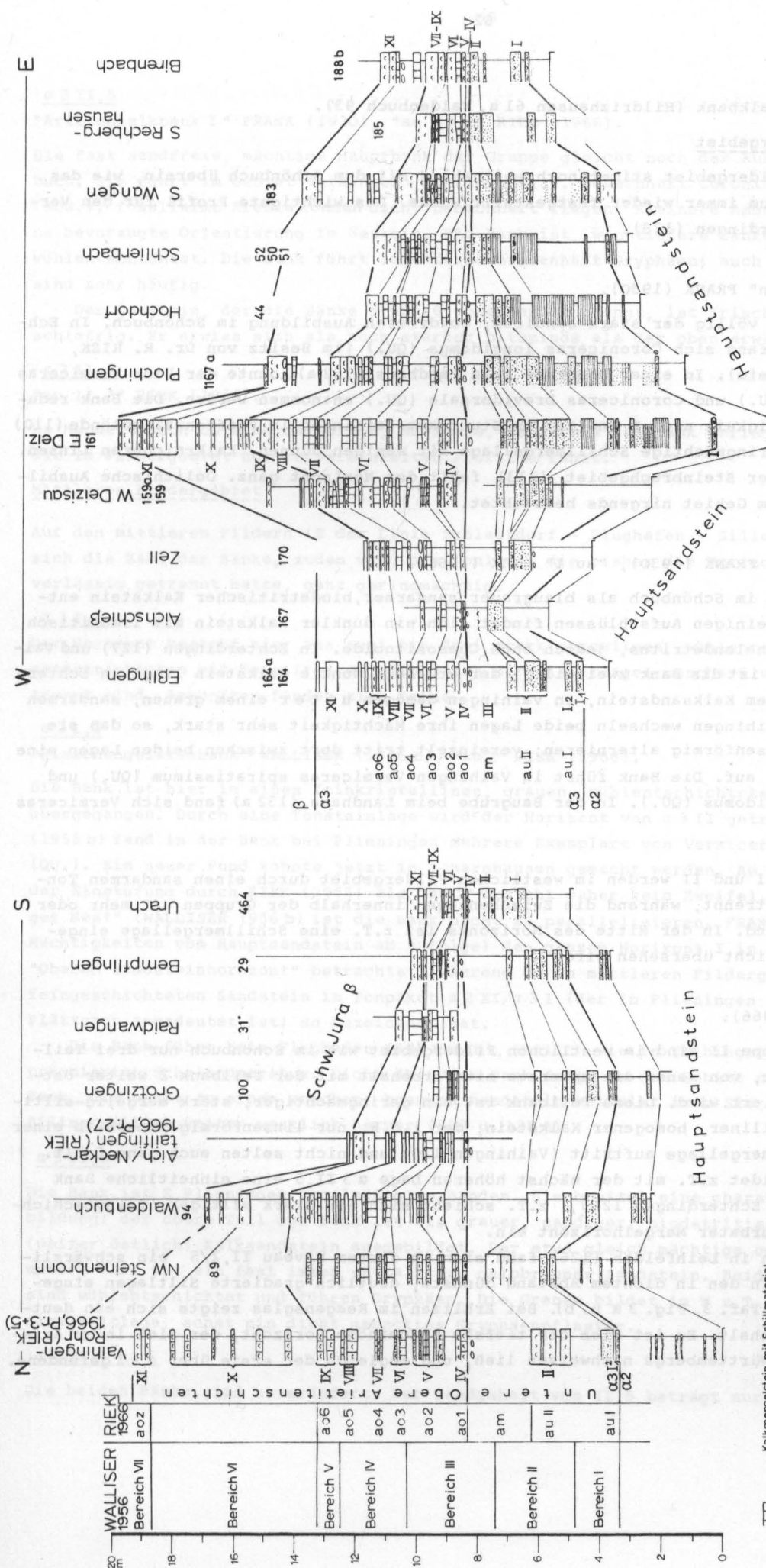
Die Bank führt örtlich massenhaft *Vermiceras spiratissimum* (QU.) (Weil im Schönbuch 67), außerdem fand sich *Coroniceras longidomus* (QU.) (Eichenfirst 80).

α 3 I,2

Die nächst höhere Bank war in allen Aufschlüssen als blaugrauer, biodetritischer Kalkstein ausgebildet, der wegen seines geringeren Ton- und Sandgehalts wesentlich verwitterungsbeständiger und härter ist. Ooide fehlten, ebenso limonitisch imprägnierter Schalendetritus. In der Bank fand sich in Schlaitdorf (97) *Vermiceras spiratissimum* (QU.).

α 3 II

Die Bank unterscheidet sich in ihrer Ausbildung nicht wesentlich von der in der Balinger Gegend. In einzelnen Aufschlüssen erscheint an der Ober- und Unterseite je eine



Kalkmergelstein mit Schillmaterial
 Kalkstein, (?)konkretionär, glatt brechend, fossilarm
 Übrige Signaturen: s. Legende zu den Profilserien (Abb. 60)
 Bituminöse Lagen innerhalb der Ton- u. Mergelsteine
 der Oberen Arietenschichten nicht ausgeschieden

Abb. 8. Profile durch die Arietenschichten in Mittelwürttemberg

weitere, dünne Kalkbank (Hildrizhausen 61 a, Waldenbuch 93).

Westliches Fildergebiet

Das westliche Fildergebiet stimmt noch weitgehend mit dem Schönbuch überein, wie das auch im Hettangium immer wieder festgestellt wurde. Das wichtigste Profil für den Vergleich ist Echterdingen (128).

α 3 I, 1

"Oberer Sandstein" FRANK (1930).

Die Bank gleicht völlig der stark sandigen, ooidfreien Ausbildung im Schönbuch. In Echterdingen (127) fand sich *Coroniceras longidomus* (QU.) (im Besitz von Dr. R. RIEK, Stuttgart-Hohenheim). In einer Baugrube beim Landhaus (132 a) konnte der Bank *Vermiceras spiratissimum* (QU.) und *Coroniceras brevidorsale* (QU.) entnommen werden. Die Bank reduziert ihre Mächtigkeit nach N und ist in Stuttgart-Vaihingen im Pfaffenwaldgelände (110) nur noch eine geringmächtige Schillmergellage mit wenigen dünnen, kalkreicheren Linsen. Im alten Vaihinger Steinbruchgebiet (113) fehlt der Horizont ganz. Oolithische Ausbildung wurde in dem Gebiet nirgends beobachtet.

α 3 I, 2

"Kupferfelsbank" FRANK (1930), "au I" RIEK (1966).

Die Bank ist wie im Schönbuch als blaugrauer, sandarmer, biotritischer Kalkstein entwickelt. Nur in einigen Aufschlüssen findet sich ein dunkler Kalkstein mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus, jedoch ohne Chamositooide. In Echterdingen (127) und Vaihingen (110, 113) ist die Bank zweiteilig; der erwähnte dunkle Kalkstein liegt in Echterdingen über grauem Kalksandstein, in Vaihingen dagegen unter einem grauen, sandarmen Kalkstein. In Vaihingen wechseln beide Lagen ihre Mächtigkeit sehr stark, so daß sie z.T. lateral linsenförmig alternieren; vereinzelt tritt dort zwischen beiden Lagen eine dünne Mergellage auf. Die Bank führt in Vaihingen *Vermiceras spiratissimum* (QU.) und *Coroniceras longidomus* (QU.). In der Baugrube beim Landhaus (132 a) fand sich *Vermiceras* sp.

α 3 I/II

Die Bankgruppen I und II werden im westlichen Fildergebiet durch einen sandarmen Tonsteinhorizont getrennt, während die Zwischenlagen innerhalb der Gruppen oft mehr oder minder siltig sind. In der Mitte des Horizonts ist z.T. eine Schillmergellage eingeschaltet, die leicht übersehen wird.

α 3 II, 2

"au II" RIEK (1966).

Von der Bankgruppe II sind im westlichen Fildergebiet wie im Schönbuch nur drei Teilbänke entwickelt, von denen die unterste mit Vorbehalt mit der Teilbank 2 weiter östlich parallelisiert wird. Diese Teilbank ist ein geringmächtiger, stark mergelig-siltiger, feinkristalliner, homogener Kalkstein, der i.d.R. nur linsenförmig innerhalb einer sandigen Schillmergellage auftritt (Vaihingen 110) und nicht selten auch ganz fehlt. Der Horizont bildet z.T. mit der nächst höheren Lage α 3 II, 5 eine einheitliche Bank (Landhaus 132 a, Echterdingen 128), z.T. schiebt sich ein stark siltiger, feingeschichteter oder bioturbater Mergelhorizont ein.

In Bohrungen in Leinfeldern (126) fand sich in diesem Niveau II, 2/5 ein schwärzlicher Tonstein, in den in dichtem Abstand dünnste, deutlich gradierte Siltlagen eingeschaltet waren (Taf. 3, Fig. 3 a u. b). Bei Erhitzen im Reagensglas zeigte sich ein deutlicher Bitumengehalt. Es ist dies der tiefste bituminöse Horizont, der sich in den Arietitenschichten Württembergs nachweisen ließ, und zugleich der erste über α 1 I gefundene.

α 3 II,5

"Arietenkalkbank I" FRANK (1930), "au II,2" RIEK (1966).

Die fast sandfreie, mächtige Hauptbank der Gruppe gleicht noch der Ausbildung im Schönbuch. Sie führt im Gebiet Vaihingen - Möhringen z.T. massenhaft *Coroniceras rotiforme* (SOW.); fossilarme Areale können dicht benachbart liegen. Kleinere Ammoniten stecken ohne bevorzugte Orientierung im Gestein. Die Bank ist, wie tiefere Bänke von α 3 auch, wühlentschichtet. Die Bank führt lagenweise massenhaft Gryphäen; auch andere Muscheln sind sehr häufig.

Der Tonstein, der die Bänke 5 und 6 voneinander trennt, ist frisch sehr dunkel und schiefrig. Er erwies sich als noch stärker bituminös als der oben erwähnte unter II,5.

α 3 II,6

"au II,3" RIEK (1966).

Es handelt sich um eine mergelige, homogene, sandfreie Kalkbank geringer Mächtigkeit, die im Fildergebiet nur in vereinzelt Profilen fehlt.

Mittleres Fildergebiet

Auf den mittleren Fildern (E der Linie Schlaitdorf - Flughafen - Sillenbuch) erhöht sich die Zahl der Bänke, zudem wird die Tonlage, die bisher die Horizonte I und II zuverlässig getrennt hatte, ganz geringmächtig.

α 3 I,1

Der Horizont besteht hier aus zwei bis drei stark mergeligen, wühlentschichteten Kalksandsteinbänken mit Fossilresten, die durch Mergelsiltlagen unscharf voneinander getrennt sind. Ammoniten fanden sich keine.

α 3 I,2

"Riesenangulatenbank" WALLISER (1956 b), "au I" RIEK (1966).

Die Bank ist hier in einen feinkristallinen, grauen, wühlentschichteten Kalksandstein übergegangen. Durch eine Tonsteinlage wird der Horizont von α 3 II getrennt. WALLISER (1956 b) fand in der Bank bei Plieningen mehrere Exemplare von *Vermiceras spiratissimum* (QU.). Ein neuer Fund konnte jetzt in Scharnhausen gemacht werden. An der Richtigkeit der Einstufung durch RIEK (1966) als "au I" besteht daher kein Zweifel. Mit dem "Vaihinger Nest" (WALLISER 1956 b) ist die Bank nicht zu parallelisieren. FRANK (1930) hat (den Mächtigkeiten vom Hauptsandstein ab zuzufolge) den ganzen Horizont I in Plieningen als "Oberer Sandsteinhorizont" betrachtet, während er im mittleren Fildergebiet sonst den feingeschichteten Sandstein im Tonpaket α 2 XI/α 3 I (der in Plieningen nur durch dünne Plättchen angedeutet ist) so bezeichnet hat.

Die Bank führt beim Flughafen (128 a u. b), ähnlich wie in Vaihingen, limonitisch imprägnierten Schalendetritus. Dicht über der Bank folgt in dem Gebiet noch eine zweite Bank, die meist zu einem weichen, braunen Sandstein entkalkt ist. Sie geht aus einer Siltmergellage weiter westlich hervor (128 u. 128 a).

α 3 II,2

Die Bank ist E Plieningen regelmäßig vorhanden. Sie besitzt eine charakteristische Ausbildung: der obere Teil der Bank ist als grauer, sandiger, biodetritischer Kalk- bis (weiter östlich) Kalksandstein ausgebildet. Der etwa gleich mächtige oder mächtigere untere Teil ist ein fast immer entkalkter, gelbbrauner Sandstein. Beide Teilhorizonte sind wühlentschichtet und führen Gryphäen. Die Grenze bildet im W z.T. eine dünne, tonige Siltlage, sonst ein dicht gepacktes Gryphäenpflaster.

α 3 II,5 u. 6

Die beiden Bänke sind unverändert. Der Sandgehalt von II,5 beträgt nur 2-3 %.

Östliches Fildergebiet

Im östlichen Fildergebiet schwanken Mächtigkeit und Ausbildung der Bänke z.T. sehr stark (Hardt 102, Neuhausen 158, Berkheim 154, Denkendorf 157).

α 3 I

"Oberer Sandsteinhorizont" FRANK (1930).

Die beiden Horizonte I,1 und I,2 sind jeweils durch nur noch eine Bank vertreten, die dicht aufeinander folgen. Beide bestehen aus mergeligem Kalksandstein. Die obere (I,2) ist lokal auch als Schillsandstein ausgebildet und führt dann limonitisch imprägnierten Schalendetritus (Eßlingen 164, Berkheim 154). In Neuhausen fand RIEK in der oberen Bank *Vermiceras spiratissimum* (QU.) (RIEK 1966, Taf. 2) und parallelisierte sie zutreffend mit "au I" von Vaihingen. In Eßlingen (164) fand sich bereits in der unteren Bank (I,1) *Vermiceras* sp.

Die Tonsteinlage zwischen den Bankgruppen I und II wird hier nach dem Minimum des mittleren Fildergebiets wieder mächtiger. In ihr findet sich in den meisten Aufschlüssen ein sandiges Kalkbänkchen mit Gryphäen, das der Schillmergellage des westlichen Fildergebiets (Vaihingen 110) entsprechen dürfte.

α 3 II, 2

"Angulatenkalk" BACH (1870), "Riesenangulatenbank" DEFFNER (1872).

Der Horizont zeigt die bereits erwähnte Gliederung in einen unteren, leichter verwitternden, fossilärmeren Teil und einen oberen, gryphäenreichen Kalksandstein (Denkendorf 157, Berkheim 154, Eßlingen 164). Ebenso ist das trennende Gryphäenpflaster entwickelt. Die Mächtigkeit ist z.T. sehr gering (Neuhausen 158), in Eßlingen (164) dagegen besonders hoch (50 cm).

Unter der Bank II,2 tritt fast regelmäßig ein dünnes Kalksandsteinbänkchen mit Gryphäen auf, das wahrscheinlich der Bank II,1 des Plochinger Gebiets entspricht. Die Bänke II,3 und II,4 fehlen hier noch.

α 3 II, 5 u. 6

Die beiden Bänke zeichnen sich weiter durch sehr geringen Sandgehalt aus. Im Aufschluß Eßlingen (164) fehlt II,6, ebenso in Neuhausen (158).

Plochinger Gebiet und unteres Filstal

E der Linie Eßlingen - Nürtingen ändert sich der Charakter der Schichtfolge. Die Bank α 3 II,2 erreicht eine auffallende Mächtigkeit, der gegenüber die weiter westlich dominierende Bank II,5 zurückbleibt. N des Neckars, im westlichen Schurwald, ist die Schichtfolge sehr geringmächtig (Eßlingen-Liebersbronn 164 b, Aichschieß 167, Zell 170), ebenso N Nürtingen (Profile 33-35). In diesen Gebieten keilen auch die meisten Bänke aus. Im dazwischen liegenden Gebiet (Köngen 105 - SE Berkheim 156 a) beginnt sich die Mächtigkeit des Tonsteins zwischen α 3 I und II stark zu erhöhen, weiter nach E auch die des übrigen Schichtstoßes. E Deizisau (160, 161) schließlich ist der Komplex (α 3 I u. II), der nur 4,5 km entfernt bei Aichschieß (167) kaum 1 m übersteigt, auf 7 m angeschwollen. Der Anteil von Sandsteinen am Profil hat sich stark erhöht. Deshalb haben sämtliche Autoren den Komplex bisher zu den "Angulaten-schichten" gezogen ("Oberer Sandsteinhorizont"). Jedoch hat schon DEFFNER (1872: 12) Arieten daraus erwähnt; seine Angaben haben später keine Beachtung mehr gefunden; ausschlaggebend für die Einstufung war die Fazies.

α 3 I

"Lager des ächten Ammon. *Conybeari* Zieten" DEFFNER (1872).

Die beiden Bänke des östlichen Fildergebiets werden hier geringmächtig und unbeständig; zumeist fehlte eine (z.T. auch beide). Über die Profile 105, 156 a und 174 besteht eine gute Korrelation nach W (bes. zu 164). Aus ihr ergibt sich, daß die Untergrenze der Arieten-

schichten bei Deizisau und damit auch weiter ostwärts viel tiefer liegt als bisher angenommen (vgl. Profilserie IV b auf S. 261 und Abb. 8 auf S. 51).

Bei Zell (174) ist der Horizont I vertreten durch eine bräunliche, kristalline Kalksandsteinbank mit Schill, ca. 90 cm über dem Hauptsandstein gelegen. Sie wurde auch in einer Baugrube in Altbach a. N. gefunden. Sie gleicht in diesen Aufschlüssen I,2 in Eßlingen. In Deizisau (161 u. 163) findet sich 1,70 m über dem Hauptsandstein eine stark mergelige, wühlentschichtete, graue Sandsteinbank mit Gryphäen und umgelagerten Konkretionen, die ihrer Ausbildung nach I,1 von Eßlingen entsprechen könnte. Weiter östlich ist der Horizont meist nur noch durch eine Mergelsiltlage vertreten, die Fossilgrus führt. In Plochingen (1167 a) fand sich in diesem Niveau eine linsenförmige, dicht gepackte Schillbank mit viel limonitisch imprägniertem Schalendetritus und Eisenooïden sowie umgelagerten, von Bohrmuscheln angebohrten Konkretionen. Die Bank fehlt in dem nur wenige Meter weiter westlich gelegenen Steinbruch Spieth (1167).

Ammoniten fanden sich nicht. Durch den von DEFFNER (1872) offenbar gefundenen "Ammon. Conybeari Zieten" erhält die durch Horizontverfolgung gewonnene Einstufung eine zusätzliche Stütze.

α 3 I/II

Plochinger Sandstein

"Oberer Sandsteinhorizont" FRANK (1930), unterer Teil.

Bei Zell (174) folgt über der dem Horizont I zugehörigen Bank etwa 1 m Tonstein. Dieser schwillt nach E an und wird W Deizisau (159) im oberen Teil stark siltig. Er führt dort einzelne Sandsteinplättchen, deren Zahl nach E zunimmt. In diesem Faziesbereich liegt auch Köngen (105). In Plochingen hat sich daraus ein Komplex feingeschichteter Sandsteinbänke mit tonig-siltigen Zwischenschichten entwickelt, der in Korngröße und Ausbildung dem Eßlinger Sandstein und ähnlichen Sandsteinen des Hettangiums gleicht. Dieser Sandstein soll hier "Plochinger Sandstein" bezeichnet werden. SE Plochingen (Hochdorf 44) erreicht er seine größte festgestellte Mächtigkeit (2,5 m) und Geschlossenheit. Nach N keilt er aus (Profile 1168 d, f, h). Wie weit er sich unter Tage nach S fortsetzt, ist nicht bekannt. Nach E nimmt seine Mächtigkeit ab; im Göppinger Gebiet ist er in eine Wechsellagerung von sandigem Tonstein und Sandsteinplättchen übergegangen, in der zuweilen noch eine dickere, feingeschichtete Sandsteinbank auftritt.

Die Fossilführung ist, wie in vergleichbaren Sandsteinen, gering.

α 3 II,1

Bei Zell (174) erscheint unmittelbar unter II,2 eine bioturbate, mergelige Kalksandsteinbank, deren Mächtigkeit nach E zunimmt. Sie schließt dort den Plochinger Sandstein nach oben ab. Sie führt feinen Fossilgrus (u.a. viele Echinodermenreste), zudem Gryphäen und andere Muscheln. Bemerkenswert ist die Häufigkeit von Krebsresten in Plochingen (1167). S Plochingen (40) führt sie umgelagerte Sandsteinkonkretionen. Bei Plochingen haben sich in allen Profilen (163, 1167, 40) Arieten gefunden, die noch nicht genau bestimmt sind, außerdem Schlotheimien.

Mit dem Anschwellen des Plochinger Sandsteins nach E dünnt die Bank aus. In Schlierbach (50) ist sie wieder vorhanden als dicht gepackter Schill mit Sandmatrix, limonitisch imprägniertem Schalendetritus und zahlreichen umgelagerten Sandsteinkonkretionen.

α 3 II,1/2

Über der Bank II,1 folgen wenige Dezimeter Mergelsilt mit bioturbaten, weichen Sandsteinbänkchen und -linsen, die in den Aufschlüssen eine deutliche Zäsur bilden. Über dieser Schicht folgt ein kompakter Sandsteinkomplex, der unten mit einer feingeschichteten Sandsteinbank beginnt. Diese etwa 40 cm mächtige Bank ist der stratigraphisch höchste derartige Sandstein in den Arietenschichten Württembergs; er wird in unter-

schiedlichen Abständen, besonders im Aufschluß 40, von Sedimentaufbrüchen unterbrochen (Taf. 18, Fig. 3 u. 4), wodurch rinnenförmige Ausbildung vorgetäuscht werden kann. An der Basis ist eine Lesedecke von Fossilien ausgebildet.

α 3 II, 2-6

"Riesenangulatenbank" DEFFNER (1872), "Oberer Sandsteinhorizont" FRANK (1930).

Der Komplex über der feingeschichteten Sandsteinbank enthält die Horizonte 2 bis 6. Es sind wühlentschichtete Bänke, im unteren Teil Sandsteine, die mehr oder minder reichlich Gryphäen führen. Die Schichten erwiesen sich als arm an Ammoniten; DEFFNER (1872: 13) erwähnt daraus "Am. Kridion Zieten".

α 3 II, 2, bis 1 m mächtig, zeigt dieselbe Zweiteilung wie weiter westlich. Die untere Hälfte führt weniger Gryphäen und ist entkalkt. Die obere dagegen ist ein Kalksandstein mit sehr vielen Gryphäen. Dazwischen liegt ein Gryphäenpflaster. Der Horizont ist ähnlich massig wie α 2 X im westlichen Württemberg. Nach E nimmt die Mächtigkeit ab.

α 3 II, 3 tritt in der Plochinger Gegend neu auf. Es ist ein sehr gryphäenreicher Sandstein, der häufiger noch als der obere Teil von II, 2 kalkig erhalten ist. Die Bank hält nach E nicht weit durch.

α 3 II, 4 ist ein homogener, fossilärmer, grauer, sandiger Kalkstein. Er findet sich fast in allen Aufschlüssen bis ins Göppinger Gebiet.

α 3 II, 5, weiter westlich die dominierende Bank der Gruppe II, ist auch hier als gryphäenreicher, grauer Kalkstein ausgebildet. Der Sandgehalt hat sich auf 15 % erhöht. Die Korngröße des Sandes (Sandsilt) liegt deutlich über der aller tieferen Horizonte des α 3 (α 3 I bis α 3 II, 2: Silt; α 3 II, 2+3: sandiger Silt).

α 3 II, 6 ist noch als geringmächtige, mergelige Kalkbank vorhanden, die nach E auskeilt. Eine siltige Mergellage leitet in den überlagernden Tonstein über. Alle Bänke des Horizonts II werden durch mehr oder minder siltige Ton- oder Mergellagen voneinander getrennt. Bituminöse Ausbildung ließ sich hier nicht mehr feststellen. Diese Zwischenlagen dünnen nach E zu aus, sodaß die Teilhorizonte, soweit sie nicht auskeilen, schon im Schlierbachtal (47, 51) eine kompakte Bank bilden.

Schurwald, Göppinger Gegend und übriges Ostwürttemberg

Die Klärung der Stratigraphie im Grenzbereich α 2/3 von Ostwürttemberg wurde möglich, weil erstmals Aufschlüsse das Gebiet zwischen Plochingen und Göppingen überbrückt haben.

α 3 I

Im westlichen (Aichschieß 167) und mittleren Schurwald fehlt der Horizont I durchweg. Erst im östlichen Schurwald erscheinen etwa 50-70 cm über α 2 X zwei Sandsteinbänke mit Gryphäen dicht übereinander. Im Göppinger und westlichen Gmünder Gebiet liegen sie dem oben besprochenen höchsten Horizont großer, sandsteinerfüllter Kolkrinnen des α 2 auf. Die untere der beiden Bänke ist zuweilen noch kalkig erhalten; es handelt sich um einen dicht gepackten Schillkalk mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus und Eisenooïden. Die obere ist ein wühlentschichteter, mergeliger Kalksandstein mit Gryphäen. Die untere Bank fehlt in manchen Aufschlüssen. Im Gmünder Gebiet beobachtet nur noch ein geringmächtiges, sandiges, durchwühltes, oft grünliches Kalkbänkchen mit Schill und z.T. auch noch limonitisch imprägniertem Schalendetritus (Metlangen 204). Das Bänkchen läßt sich bis E Schwäbisch Gmünd (Schönhardt 290, Horn 350) verfolgen.

Der Horizont hat bis jetzt keine Ammoniten geliefert. Seine Einstufung als Basis der Arietitenschichten wird durch seine Stellung im Profil und seine Ausbildung, die der bei Plochingen (1167a) ähnelt, wahrscheinlich gemacht.

α 3 I/II

Die Region des Plochinger Sandsteins wird im Schurwald und bis ins westliche Gmünder Gebiet vertreten durch Tonstein mit Sandsteinplättchen. In dieser Wechsellagerung tritt

im Göppinger Gebiet vereinzelt noch eine Bank feingeschichteten Sandsteins auf; möglicherweise handelt es sich um Rinnen.

α 3 II

"Kupferfelsbank" FRANK (1930), "4. Geröllhorizont" SCHIEBER (1936), "Kalkbank I" WIEDEMANN (1966).

Die Bank geht aus dem Plochinger Komplex α 3 II, 2-5 hervor durch Mächtigerkeitsreduktion. Sie besteht im Göppinger und Gmünder Gebiet meist aus drei Lagen, die sich lateral linsenförmig vertreten können: unten ein spätiger Schillsandstein, in der Mitte ein homogener, fossilärmer Sandkalk, oben ein sandiger Kalkstein mit vielen Gryphäen und gröberem Sand im Vergleich mit den beiden tieferen Lagen. Da sich alle drei Lagen vom Plochinger Gebiet nach E verfolgen lassen, ist es wahrscheinlich, daß es sich auch hier um die Teilhorizonte II, 2, 4 u. 5 handelt. II, 3 und II, 6 sind ausgekeilt. Bei Birenbach (188 b), wo die Mächtigkeit der Bank auf 25 cm zurückgeht, fehlt der basale Kalksandstein bis auf Linsen; umgelagerte Kalksandsteinkonkretionen durchsetzen dort die ganze Bank.

Im Göppinger und westlichen Gmünder Gebiet führt der Horizont, vor allem die mittlere Lage, nicht selten limonitisch imprägnierten Schalendetritus und Eisenoolithe. In Göppingen (187) und in der Bohrung Ditzenbach (462) ist die Bank als roter Brauneisenoolith mit Gryphäen ausgebildet. In dem von Göppingen nur wenig entfernten Bohrprofil 187 a ist die Bank wieder als ooidfreier, kristalliner Schillsandstein entwickelt.

Ähnlich wechselhaft wie bei Göppingen ist die Bank auch im Gmünder Gebiet. Die dreiteilige Abfolge läßt sich bis zur Linie Iggingen (278) - Göggingen (343) verfolgen. Weiter östlich treten weitere lithologische Einheiten auf. Basal beobachtet man häufig einen geringmächtigen, hellgrünlichen, homogenen Kalkstein mit braunen Crinoidenresten in Nestern. Höhere Schillagen unterscheiden sich nach der Führung von Gryphäen und limonitisch imprägniertem Schalendetritus (der allerdings fehlen kann). Rote und grünliche Eisenoolithe treten in der Aalener Gegend auf und zwar in unterschiedlichen Niveaus der Bank. Alle lithologisch unterscheidbaren Lagen kommen i. d. R. nur linsenförmig vor, was für die Oolithe schon BECHTER (1937) festgestellt hat. Sie halten aber, wie in anderen Aufarbeitungshorizonten auch, eine bestimmte stratigraphische Reihenfolge ein.

E der Jagst ist der Horizont geringmächtig, einzelne Lagen lassen sich nicht mehr unterscheiden. Die Ooidführung wird geringer, dagegen führt die Bank weiterhin limonitisch imprägnierten Schalendetritus. Die Grobquarzführung, im Aalener Gebiet beginnend, nimmt nach E zu, auch führt die Bank sehr reichlich umgelagerte Konkretionen unterschiedlicher Zusammensetzung, die oft von Bohrmuscheln angebohrt sind.

Faziell erinnert die Bank an viele gleichartige Horizonte in tieferen Schichten. Die im W vorherrschende Wühlentschichtung wird nach E zunehmend ersetzt durch primäre Sedimenttexturen. Z.T. liegt der Bruchschill in Kreuzschichtung vor (z.B. Göggingen 342). Biofaziell scheint die relative Häufigkeit von Korallen im Gmünder Gebiet erwähnenswert. Einzelkorallen kommen zwar in ähnlichen Bänken auch tiefer vor, aber z.B. im Aufschluß Alfdorf 249 war die basale Lage von α 3 II stellenweise erfüllt mit solchen Korallen. Stockkorallen, im Schwarzen Jura α sonst eine große Rarität, kommen S der Rems bei Straßdorf und Reitprechts, nach Stücken im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart zu urteilen, nicht selten vor.

Die Horizontverfolgung hat zweifelsfrei gezeigt, daß die Bank nichts mit dem Balinger "Kupferfels" (α 3 I) zu tun hat. Dies wird durch die Ammonitenfunde bekräftigt. In Alfdorf (249) führte die basale Lage massenhaft Jugendexemplare von *Cononiceras rotiforme*. Auch in den Sammlungen liegen aus der Bank, am anhaftenden oolithischen Gestein leicht erkenntlich, typische Exemplare von *Cononiceras rotiforme* (SOW.) und solche aus der Gruppe um *Cononiceras longidomus* (QU.) vor. Ein Fund von *Vermiceras scylla* (REYNÈS) im Hesselberggebiet (JAHNEL 1970: 41) zeigt, daß die Bank selbst dort noch dem "Bereich II" WALLISERS angehört. Die Bank ist somit nicht, wie bisher meist angenommen, mit der Balinger "Kupferfelsbank", sondern mit dem dortigen "Dreispälter" zu parallelisieren.

Schwäbische Alb und Alpenvorland

In Bohrungen der Schwäbischen Alb lassen sich die Horizonte $\alpha 3 I$ und II durch Vergleich mit den nächsten Profilen des Vorlands i. a. mit ziemlicher Sicherheit identifizieren. Im Sigmaringer Gebiet ähnelt $\alpha 3 I$ der Ausbildung im Vorland. Dort ist, im Unterschied zum Vorland im NW, auch $\alpha 3 II$ oolithisch entwickelt. Die Bohrung Veringenstadt 1 (468) fällt vor allem durch den mächtigen Horizont mit feingeschichtetem Sandstein zwischen $\alpha 3 I$ und II auf, der dieselbe stratigraphische Position einnimmt wie der Plochinger Sandstein. In den Bohrungen weiter östlich ist $\alpha 3 I$ sandig wie im nordwestlichen Vorland auch. $\alpha 3 II$ zeigt dort eine ähnliche Variabilität der Ausbildung wie in Ostwürttemberg; die eisenoolithische Ausbildung im Profil Ditzenbach (462) wurde bereits erwähnt.

In den Bohrungen entlang der Iller ließen sich die Horizonte nicht mehr erkennen; dort ist nicht einmal die Lage der Grenze $\alpha 2/3$ genau bekannt. Im Profil Pleß 2 (472) kommen zwar zwei eisenoolithische Lagen unter dem eigentlichen $\alpha 3$ -Grobsandstein vor, ob sie aber dem Horizont II angehören, ist trotzdem ganz unsicher.

$\alpha 3 II/IV$

"am" = "Mittlere Arietenschichten" RIEK (1966).

In SW-Württemberg und im westlichen Schönbuch (Hildrizhausen 61 a) folgen über $\alpha 3 II$ wenige Zentimeter Tonstein, dessen Anschwellen nach E im Schönbuch verfolgt werden kann. Das Maximum liegt im westlichen und mittleren Fildergebiet (3,6 m). Von dort nimmt die Mächtigkeit wieder ab. Im unteren Filstal (zwischen Hochdorf 44 und Schlierbach 51) keilt der Horizont aus. Relativ mächtig ist er auch im Untergrund der Schwäbischen Alb zwischen Hechingen und Sigmaringen vorhanden.

Im westlichen Fildergebiet ist der unterste Teil stark bituminös; bei Echterdingen (128) fand sich 20 cm über der Basis eine pappdeckelartige Ölschieferlage von 3 cm Dicke. Nach oben nimmt der Bitumengehalt ab, ebenso nach E und S. In Eßlingen (164) und selbst noch in Aichschieß (167) fand sich dicht über $\alpha 3 II$ eine schwärzliche Lage im verwitterten Tonstein.

An der Obergrenze ist überall eine Lage großer Konkretionen ausgebildet, seltener auch eine zusammenhängende Bank konkretionären Kalkes. Die Lithologie des Tonsteins ändert sich nach E nicht in Richtung auf einen biotritischen Mergel; selbst bei Hochdorf (44) und am Ziegelhof (46), wo die Mächtigkeit nur noch 20 cm beträgt, bemerkt man keine Zunahme des Kalkgehalts oder der Fossilführung. Wenig weiter östlich ist er ausgekeilt. Innerhalb des Tonsteinpakets tritt lokal eine mergelige Gryphäenlage auf, die hier als $\alpha 3 III$ ausgeschieden wird.

Wegen des relativ kleinen Areals, in dem das Tonsteinpaket durch erhöhte Mächtigkeit auffällt und wegen seines geringen stratigraphischen Umfangs erscheint es wenig zweckmäßig, es bei einer regionalen Gliederung der Arietenschichten als selbständige Einheit "Mittlere Arietenschichten" (RIEK 1966) auszuscheiden. Seiner Ausbildung nach vermittelt es zwischen dem tieferen und dem höheren Komplex des Schwarzen Jura α ; im W gleicht es mehr dem höheren, im E aber mehr einem Tonstein des tieferen. Es wird hier noch dem tieferen zugerechnet.

Obere Arietenschichten

(vgl. hierzu Abb. 8)

Die Schichtfolge der oberen Arietenschichten wurde untersucht, um die Obergrenze der unteren in Ostwürttemberg auch von oben her abzusichern; sind doch auch Bänke über $\alpha 3 II$ schon als "Kupferfelsbank" angesprochen worden. Die Aufgabe bestand im wesentlichen darin, die von RIEK (1966) im Fildergebiet beschriebenen Schichten nach E weiter zu verfolgen. Dies erwies sich, entgegen der Ansicht früherer Autoren, zumindest bis ins Göppinger Gebiet als möglich (wie schon der Versuch WEIHMANNs 1952 erkennen läßt). Die Schichtbeschreibung von RIEK soll hier noch um einige wichtige Details erweitert werden.

α 3 IV

"ao 1" RIEK (1966).

Der Horizont besteht im Fildergebiet nach RIEK (1966) bei vollständiger Entwicklung aus zwei feinkristallinen Kalkbänken mit einer mergeligen, gryphäenreichen Zwischenlage. Die großen Konkretionen im Tonstein darunter sind z.T. durch Aufarbeitung in die Basis des Horizonts aufgenommen. Die drei Schichtglieder können wechselweise fehlen, z.T. keilen auch alle drei aus, so daß nur noch die Konkretionslage vorhanden ist. Im Plochingener Gebiet wird die mergelige, gryphäenreiche Zwischenlage mächtiger, außerdem erscheint über der oberen Bank noch ein weiteres Kalkbänkchen mit Gryphäen. Der Horizont ist hier feinsandig, zudem führt er reichlich Glaukonit in Körnern und in Echinodermenresten. Der Horizont wurde im östlichen Fildergebiet schon für die "Kupferfelsbank" gehalten (WEIHMANN 1952: 12), ebenso in Plochingen (FRANK 1965: 113).

Im unteren Filstal ist das oberste Bänkchen ausgekeilt. Die untere Bank tritt nur noch in Linsen auf (Ziegelhof 46). Die obere der beiden Kalkbänke ist in Schlierbach (52) und bei Albershausen (WEIHMANN 1952) noch vorhanden und keilt dann auch aus. Der dazwischenliegende Gryphäenmergel zieht weiter nach E und bildet einen wesentlichen Teil der sog. "Schneckenschale" (s.u.).

α 3 IV/V

Über dem Horizont IV folgen im Fildergebiet bituminöse, schiefrige Mergel, die reichlich feinen Fossilgrus führen. Im Filstal nimmt der Bitumengehalt ab, der Kalkgehalt zu, so daß die Ausbildung sich der des Mergels in IV nähert. Wo die obere Kalkbank von IV ausgeilt, vereinigen sich beide Mergelhorizonte. Zusammen mit der Mergellage der Region α 3 II,6 bilden sie den im Göppinger und Gmünder Gebiet überaus charakteristischen Horizont der "Schneckenschale" (FRANK 1930, = "Kerf" HERLIKOFER 1926). Diese ca. 20 cm mächtige mergelige, flaserig aufwitternde Lage dicht gepackter Gryphäen ist somit durch Kondensation der Schichten zwischen α 3 II,5 und α 3 V entstanden, eine Schichtfolge, die im Fildergebiet bis 4 m mächtig werden kann. Beteiligt sind, wie erwähnt, vor allem deren Mergellagen. An Ammoniten fand sich darin Arietites bucklandi (SOW.) bei Schw. Gmünd.

Nach E zu werden die Gryphäen immer stärker abgeschliffen. Im Aufschluß NE Riedhof bei Heuchlingen (355) sind es kaum noch kenntliche, dicke Linsen. Im Bereich des Mächtigkeitsminimums der Arietitenschichten bei Abtsgmünd fehlt der Horizont. Im Aalener und Ellwanger Gebiet ist er wieder vorhanden als schwärzlicher, schiefriger Mergel, erfüllt von Fossilgrus, jedoch ohne Gryphäen. Im Gebiet des Sederndorfer Mächtigkeitsminimum fehlt er wieder, findet sich jedoch selbst noch im Hesselberggebiet (z.B. Illenschwang 414) in gleicher Ausbildung wie bei Ellwangen - Aalen.

α 3 V

"Eigentliches Schneckenpflaster" QUENSTEDT (1858), "Schneckenfels", "III. Kalkbank" ENGEL 1908, "Arietenbank II" FRANK (1930) [nicht in allen Profilen], "ao 2" RIEK (1966).

Der Horizont ist in SW-Württemberg und im Schönbuch als mächtigere, feinkristalline, sehr fossilreiche Kalkbank entwickelt (Ofterdinger Arietenpflaster). Auf den Fildern ist die Bank nur noch basal wühlentschichtet und reich an Gryphäen; in ihrem höheren Teil besteht sie aus eben feingeschichtetem, lagenweise gröberem und feinerem Fossilgrus. Lokal ist die ganze Bank feingeschichtet (Echterdingen 128). Im östlichen Fildergebiet (Eßlingen - Plochingen) ist die Feinschichtung des oberen Teils oft durch Wühlgefüge gestört oder ganz verwischt. Hier ist die kontinuierliche Verfeinerung von dem basalen, kristallinen Schillkalk mit Gryphäen nach oben in homogenen, dunklen Kalk besonders ausgeprägt und macht die Bank leicht kenntlich. Der obere Teil enthält weißschalige Muscheln. Im unteren Filstal verliert sich die vertikale Differenzierung, indem hier auch der höhere Teil gröberkristallin wird und sich dem tieferen angleicht.

Über der Bank folgt im Fildergebiet nach einer geringmächtigen Ölschiefer-Zwischenlage eine häufig in gleicher Weise feingeschichtete Kalksteinbank. Sie keilt nach S

(Urach 464), E (Hochdorf 44) und N (Aichschieß 167) aus.

Von der Fauna des Horizonts ist vor allem das Massenvorkommen von *Arietites bucklandi* SW Tübingen bekannt geworden. Nach WALLISER (1956 a) tritt in der Bank erstmals *Arnioceras geometricum* auf. Aus der bituminösen, feingeschichteten Fazies des Fildergebiets liegt ein gut erhaltener, noch nicht näher bestimmter Ganoidfisch vor (im Besitz von Dr. R. RIEK, Stuttgart-Hohenheim).

α 3 V/VI

Die im Fildergebiet nun folgenden bituminösen, schiefriegen Tonmergel gehen E Schlierbach (52) in biodetritische, feste, flaserig aufwitternde, gryphäenreiche Mergel über, die der "Schneckenchale" etwas tiefer gleichen (Albershausen nach WEIHMANN 1952, Diegelsberg 1169 a). Die Schicht schrumpft im Göppinger Gebiet auf eine dünne Fuge zusammen.

α 3 VI

"Schneckenfels" FRANK (1930) von Göppingen, "ao 3" RIEK (1966).

Im W des Gebiets handelt es sich um eine wenig charakteristische, mergelige, fleckige Kalkbank, die oben mit einer dünnen Lage von Fossilgrus abschließt. Dicht darüber folgt dort häufig ein an Gryphäen reiches Kalkmergelbänkchen. Im Randbereich der bituminösen Fazies der *Arietites*-Schichten entwickelt der Horizont eine sehr bezeichnende Ausbildung, die ihn zu einer wichtigen Orientierungshilfe in der Schichtfolge macht. Es ist eine Bank, die im unteren Teil aus dichtem, konkretionsartigem Kalkstein besteht, der engständig geklüftet ist. Der obere Teil ist ein spätiger Schillkalk, der dem dichten Kalk mit scharfer Diskordanz, z.T. mulden- und taschenförmig eingetieft, aufliegt. Der dichte Kalk wird von einem System daumendicker, horizontal und vertikal verlaufender Grabgänge durchzogen, die mit dem kristallinen Kalk des Hangenden erfüllt sind. Die Bank wurde früher aufgrund dieser als "angebohrte Konkretionen" gedeuteten konkretionären Lage im unteren Filstal als "Kupferfelsbank" angesprochen (FRANK 1930: 110, Schlierbach; WEIHMANN 1952: 25, Albershausen). Der dichte Kalk keilt E der Göppinger Gegend aus, so daß sich die Bank dort lithologisch nicht mehr leicht von anderen unterscheiden läßt. Sie bildet im Göppinger und Gmünder Gebiet zusammen mit dem dort geringmächtigen Horizont V den "Schneckenfels" (FRANK 1930: 120 u. 130).

Über der Bank treten in bituminösen Tonmergeln noch ein bis zwei Bänke konkretionären Kalkes auf, zwischen die im Filstal eine biodetritische Mergellage mit Gryphäen eingeschaltet ist. Im Göppinger Gebiet ist nur noch eine, in Linsen aufgelöste Bank übrig.

Im Horizont VI fanden sich die ersten Belemniten (Waldenbuch 94).

α 3 VII

"ao 4" RIEK (1966)

Im Schönbuch besteht der Horizont aus einer Gruppe von mergeligen Kalkbänkchen, die unten mit einer mächtigeren, fleckigen Bank, ähnlich α 3 VI, beginnt. Im Fildergebiet sind es gewöhnlich zwei mergelige Bänkchen mit einer zwischengeschalteten gryphäenreichen Mergellage. Im östlichen Fildergebiet bis Plochingen schalten sich darüber und darunter mehrere Bänke konkretionären Kalkes ein. Im unteren Filstal ist noch eine geringmächtige, mergelige Kalkbank vorhanden, die sich durch ihren Gryphäenreichtum auszeichnet. Im Göppinger Gebiet geht sie in der Mergellage zwischen "Schneckenfels" und "Kalkfelsen" (FRANK 1930) auf. Dort ist die konkretionäre Kalkbank, die über ihr im unteren Filstal folgt, ausgekeilt.

α 3 VIII u. IX

"Pentacrinitenbank" QUENSTEDT (1858), "IV." u. "V. Kalkbank" ENGEL (1908), "Arietenbank III" u. "IV" FRANK (1930), "Kalkfelsen" FRANK (1930) bei Göppingen, "unterer" u. "oberer Schneller" WALLISER (1956), "ao 5" u. "ao 6" RIEK (1966).

Beide Horizonte bestehen im W aus je ein bis zwei mergeligen, fleckigen Kalkbänken, die nach E zunehmend spätiger werden. Ab Deizisau (161) sind sie nur noch durch eine dünne

Mergelfuge voneinander getrennt. Im Göppinger Gebiet bilden sie zusammen den "Kalkfelsen" (FRANK 1930). Es sei bemerkt, daß QUENSTEDT seinen "Lias α " ursprünglich mit diesen beiden Bänken enden ließ (QUENSTEDT 1843: 153; 1858: 85).

α 3 X

Region der "Ölschiefer" QUENSTEDT (1843) bzw. der "Kotteller" FRANK (1930) von Göppingen.

Der Horizont umfaßt geringmächtige, mergelige, biodetritische Kalkbänkchen, die in eine maximal 6 m mächtige Folge von Mergeln und z.T. stark bituminösen Schiefermergeln ("Ölschiefer") eingelagert sind. Die Bänkchen fehlen im Göppinger Gebiet; dort finden sich lediglich einige Bänke und Linsen konkretionären Kalkes. Der Bitumengehalt der Mergel geht nach E zurück. Doch auch bei Göppingen zeigt die schwärzliche Färbung noch einen gewissen Bitumengehalt an. Das Schichtpaket keilt nach E (Wäschenbeuren) und S (Bempflingen 29) aus. Im Schurwald (Unterberken 175 a) ist es nur ganz geringmächtig.

Der Komplex ist der auffallendste bituminöse Horizont der Arietitenschichten. Daß bituminöse Schiefermergel auch schon zwischen den Kalkbänken darunter vorkommen, hat bereits QUENSTEDT (1858: 85) gesehen.

α 3 XI

"Oberfels" FRANK (1930) von Göppingen, "Bereich VII" WÄLLISER (1956 b), "ao z" RIEK (1966)

Der Horizont besteht aus ein bis zwei mergeligen, fleckigen Kalkbänken, die nach E zu spätig werden und an Mächtigkeit zunehmen. Im S und E des Fildergebiets führt der Horizont Phosphoritkonkretionen (Bempflingen 29, Plochingen 1167 b, Göppinger Gebiet). Ab dem östlichen Schurwald (Unterberken 175 a, Diegelsberg 1169 a) liegt die Bank einem Horizont dichten, konkretionären Kalkes auf, der in ganz ähnlicher Weise von großen Grabgängen durchzogen wird wie im Horizont VI. Auch hier sind die Grabgänge mit spätigem Kalk des Hangenden erfüllt. Eine Verwechslung mit dem Horizont VI ist wegen der höheren Stellung im Profil dicht unterhalb der Tone des Schwarzen Jura β kaum möglich.

Im Schönbuch und Fildergebiet folgen über dem Horizont noch einige, meist ein bis zwei, mergelige Kalkbänkchen im Tonstein. Nach den Seiten schließen sie sich dem Horizont XI an und gehen schließlich in den biodetritischen Mergeln auf, die den Übergang von XI zu den überlagernden Tonen des Schwarzen Jura β bilden.

*

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß sich die Horizonte der Oberen Arietitenschichten auf Grund ihrer gleichbleibenden Ausbildung ohne Schwierigkeit vom Plochingen bis in das Göppinger Gebiet verfolgen lassen. Damit ist die seitherige Unsicherheit über die Grenzziehung zwischen Schlotheimien- und Arietitenschichten im Filstal beseitigt und die bis jetzt bestehende Aufschlußlücke zwischen Mittel- und Ostwürttemberg geschlossen.

Eine Weiterverfolgung der Horizonte nach E war zu diesem Zweck nicht erforderlich. Dies bereitet auch erhebliche Schwierigkeiten, da die gliedernden Bänke dichten Kalkes des Göppinger Gebiets weiter östlich fehlen und die Schichtfolge insgesamt sehr wechselhaft wird (vgl. SEILER & VILLINGER 1966).

Es sei hier angemerkt, daß im Kraichgau die gesamten Arietitenschichten und sogar schon ein großer Teil des Hettangiums in der bituminösen Fazies des Fildergebiets entwickelt sind (vgl. Kap. 7.).

3.5. Schwarzer Jura α in Bohrungen des Alpenvorlandes

Während sich die Bohrprofile im Gebiet der Schwäbischen Alb noch relativ gut an die Profile im Albvorland anschließen lassen (vgl. S. 269), gilt das für die bis jetzt bekannten Profile aus dem Alpenvorland nicht mehr. Die Aufschlußlücke dazwischen ist zu groß. Eine genauere Untersuchung von Profilen im nördlichen Alpenvorland (z.B. Pfullendorf -

Ostrach: VOLLMAYR 1971) könnte vielleicht eine Brücke bilden.

Verf. hatte dank dem Entgegenkommen der Tiefbohr- und Schachtbau GmbH Gelegenheit, Einblick in unveröffentlichte Bohrungen im Illertal zu nehmen (Jedesheim 1, Pleß 2, Heimertingen 18). Von Heimertingen 18, wo das Hettangium fehlt, nimmt die Mächtigkeit des Hettangiums nach N stark zu (s. ~~Abb. 74~~, Profile 471 - 473).

Man kann die Schichtfolge des Schwarzen Jura α in den Bohrungen Jedesheim 1 (473) und Pleß 2 (472) in drei verschiedene Komplexe gliedern. Der untere besteht überwiegend aus Tonstein mit wenigen Siltsteinplättchen; nur oben ist ein geringmächtiger Wechselagerungshorizont ausgebildet. Die Korngröße wie auch die mineralogische Zusammensetzung der Sandsteinplättchen (s. Kap. 4.) stimmen mit entsprechenden feinkörnigen Sandsteinen im nördlichen Albvorland überein. Die Muschelfauna weist keine starken Unterschiede zu der in Tonsteinen des Albvorlands auf. Dagegen fällt der relativ hohe Gehalt an Pflanzenresten auf, vorwiegend Fruchtschuppen und Zweige von Nadelhölzern.

In Jedesheim 1 ist an der Basis und in der Mitte der Tonsteinfolge je eine Schillbank entwickelt. Die Basisbank, unterlagert von Rätssanden, führt wie die im Albvorland Ostwürttembergs schlecht sortierten, eckigen Sand (fein- bis grobkörnig), jedoch weder umgelagerte Konkretionen noch Eisenooide; auch limonitisch imprägnierter Schalendetritus fehlt. Statt dessen fallen die vielen Kalkkonkoide auf (Taf. 25, Fig. 7; s. Kap. 5.5.), im Dünnschliff auch Kalkooide (Taf. 25, Fig. 6). Die Fazies weicht also ganz erheblich ab. Die zweite Bank besteht aus mittelkörnigem Sand und sehr vielen Liostreen, das Bindemittel ist Kalzit. Auch diese Bank führt Kalkooide.

Der nächst höhere Komplex zeichnet sich durch starke Wechselhaftigkeit aus. Ton-, Kalk-, Fein- und Grobsandlagen sowie Schill- und "Geröll"-Horizonte wechseln in rascher Folge. In Pleß 2 tritt zudem ein roter Eisenoolith mit viel Grobsand auf. In Jedesheim 1 liegt an der Basis dieses Komplexes eine mergelige Bank mit Liostreen und massenhaft Pflanzenresten (Fruchtschuppen) sowie Schuppen und Zähnen von Fischen. Stromatolithen aus diesen Schichten werden weiter unten beschrieben (Kap. 5.5. u. 6.2.2.; vgl. Taf. 25, Fig. 1 u. 2). Wahrscheinlich liegt in diesem Komplex die Grenze Schlotheimien/Arietitenschichten. In Pleß 2 ist ein basaler Aufarbeitungshorizont mit Kalkooiden erwähnenswert.

Den Abschluß des Schwarzen Jura α nach oben bildet ein kalzitisch gebundener Grob- bis Feinkielessandstein, der dem Arietensandstein Ostwürttembergs und Frankens entsprechen dürfte. Er ist wie dort relativ fossilarm.

Das Hettangium weicht faziell in einigen Zügen vom ebenfalls randlich gelegenen ostwürttembergischen und südfränkischen Albvorland ab. Der Sandgehalt ist auffallend gering. Sideritisches Bindemittel und chamositische Überzüge der Quarze fehlen. Limonitische Imprägnierung von Schalendetritus sowie Bohrspuren und die in Ostwürttemberg N der Alb so häufigen Gastropodenschille fehlen ebenfalls. Cardinien, Gryphäen und Plagiostomen wurden im unteren Komplex nicht gefunden. Pflanzenreste und Algenstrukturen sind relativ häufig. Jedoch spielen die im nördlichen Albvorland dominierenden Holz- und Schachtelhalmreste hier keine Rolle (s.o.). Kalkooide fehlen im Albvorland. Eisenooide und Kalkooide fanden sich an der Iller getrennt, also nie zusammen im selben Horizont. SCHNEIDER (1962) erwähnt einen mächtigen Kalkoolith aus der Bohrung Tettnang 1.


Nach neuerer Kenntnis lag die Küste wesentlich weiter östlich (LEMCKE 1970: 27-28), so daß die Schichtlücke zwischen Rät und Arietitenschichten im Gebiet Heimertingen - Scherstetten als durch eine Schwelle verursacht aufgefaßt werden kann, wie sie am Ost- rand des süddeutschen Beckens so häufig sind (vgl. Kap. 3.6.2.). Die Schwelle setzt sich nach SW bis in das Bodenseegebiet fort, wo sie sich durch verringerte Mächtigkeiten bemerkbar macht (Tettnang 1: SCHNEIDER 1962). Die Fazies der S der Schwelle gelegenen Bohrung Opfenbach 1 (SCHNEIDER 1962) ist der übrigen Bohrungen noch sehr ähnlich. Ob die hier wieder höheren Mächtigkeiten auf einen Übergang in das Helvetikum hinweisen, scheint fraglich. Sicher leiten sie nicht in die Fleckenmergel der benachbarten oberostalpinen Decken über (SCHNEIDER 1962), deren Ablagerungsraum ursprünglich weit entfernt


gelegen hat (GWINNER 1971: 146); schon der Südrand des helvetischen Ablagerungsraums muß nach TRÜMPY (1969) etwa 100 km S Opfenbach gelegen haben. Es ist nicht einmal sicher, ob eine Verbindung zum helvetischen Raum bestanden hat (GWINNER 1971: 111). TRÜMPY (1949) verneint eine Verbindung auf Grund der Fauna am SE-Rand des Alemannischen Landes; dieses Gebiet lag dem Allgäu paläogeographisch sicher entschieden näher als der Ablagerungsraum der Fleckenmergel. Die Mächtigkeitzunahme in Opfenbach 1 könnte auf eine Lokalsenke ähnlich der des Hesselberggebiets hinweisen. Ungeklärt bleibt allerdings noch die Frage nach der andersartigen Fazies. Vielleicht spielt dabei eine Rolle, daß hier weniger Süßwasserzuflüsse einmündeten. Von Interesse dürfte in diesem Zusammenhang sein, daß in Schichten ähnlichen Alters am SE-Rand des Alemannischen Landes ebenfalls Kalkoolithe auftreten (TRÜMPY 1949).


Abb. 9-17: Verbreitung, Mächtigkeit und Fazies der Sandsteinkörper und ihrer stratigraphischen Äquivalente im schwäbischen Hettangium.
Nicht dargestellt wurden Ellwanger Sandstein, Nassacher Sandstein und Plochinginger Sandstein, da hierfür die Unterlagen zu lückenhaft sind.
In einigen Fällen wurden auch wichtige Eigenschaften der darüber folgenden Aufarbeitungshorizonte eingezeichnet.


Legende zu Abb. 9 - 17


Anteil von Sandsteinbänken (>10 cm mächtig)
am Aufbau der Sandsteinkörper
(Rest: Tonstein, Tonsiltstein, Wechsellagerungen):


 100% (Fazies im S und E des Hesselberggebiets)


 90-100%

 70-90%


 50-70%


 40-50%


 0-50%

 Anteil stark wechselnd

Fazies ohne dickere Sandsteinbänke (>10 cm):


 Wechsellagerung (Tonstein u. Sandsteinplättchen) wenig bis mäßig bioturbat

 1.) Wechsellagerung (Tonstein u. Sandsteinplättchen) stark bioturbat
2.) In Kombination mit anderen Signaturen: Bioturbation


 Wechsellagerung (Tonstein u. Sandsteinplättchen, horizontweise stark bioturbat


 Ton- und Mergelsiltstein im W von Sandsteinkörpern

 Mittelkörniger Angulatussandstein im Hesselberggebiet


 Auskeilen des Hettangiums nach E (Weißenburger Schwelle)

 Auskeilen des Hettangiums im Alpenvorland (Vindelizische Schwelle)

 Auskeilen d. Sandsteinkörper nach W

 Aufschlußpunkt bzw. Flachbohrung

 Tiefbohrung

 Isopachen im Abstand von 100 cm

 Streichen von Seegangsrippeln

 Korngrößenanalyse

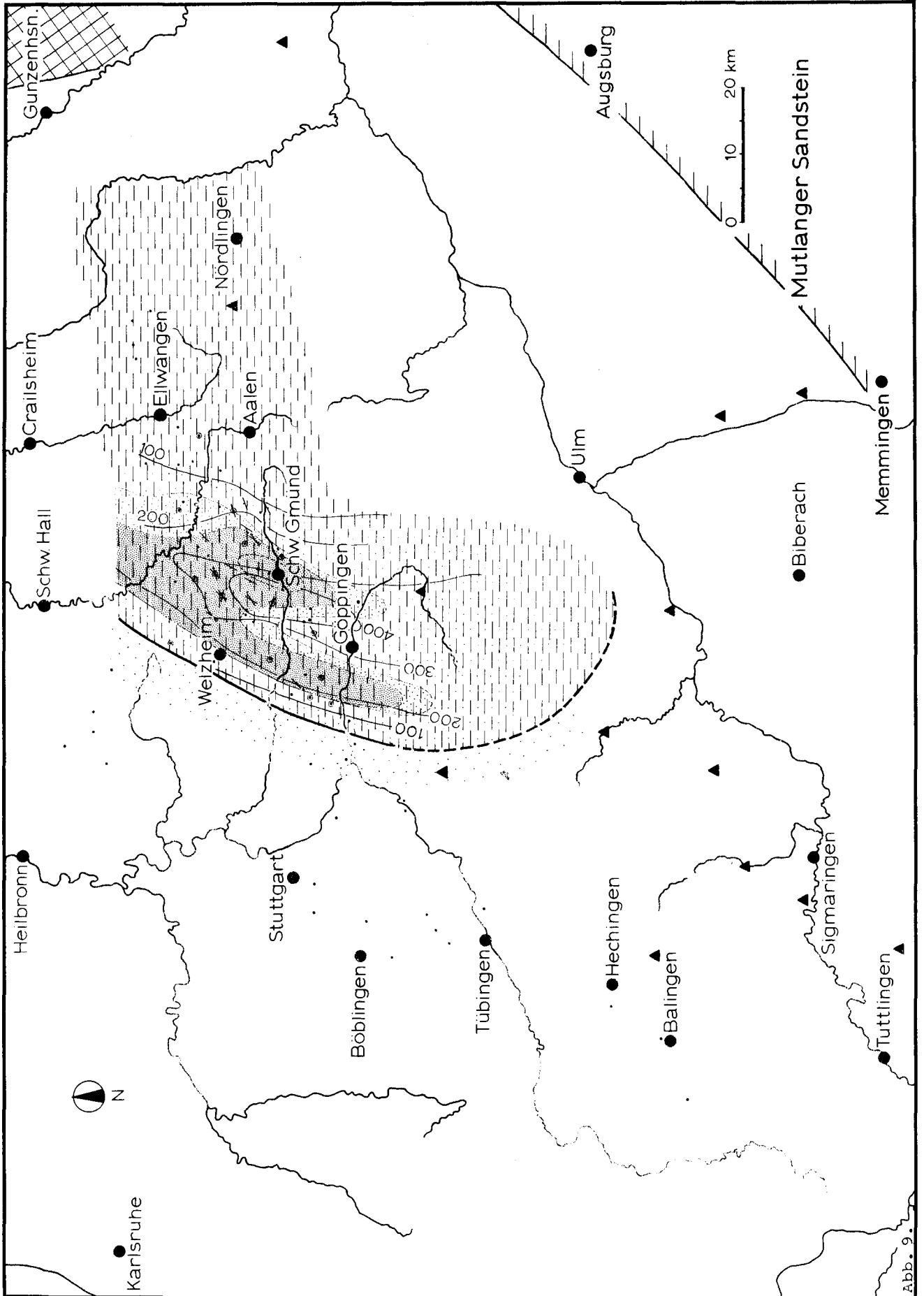


Abb. 9.

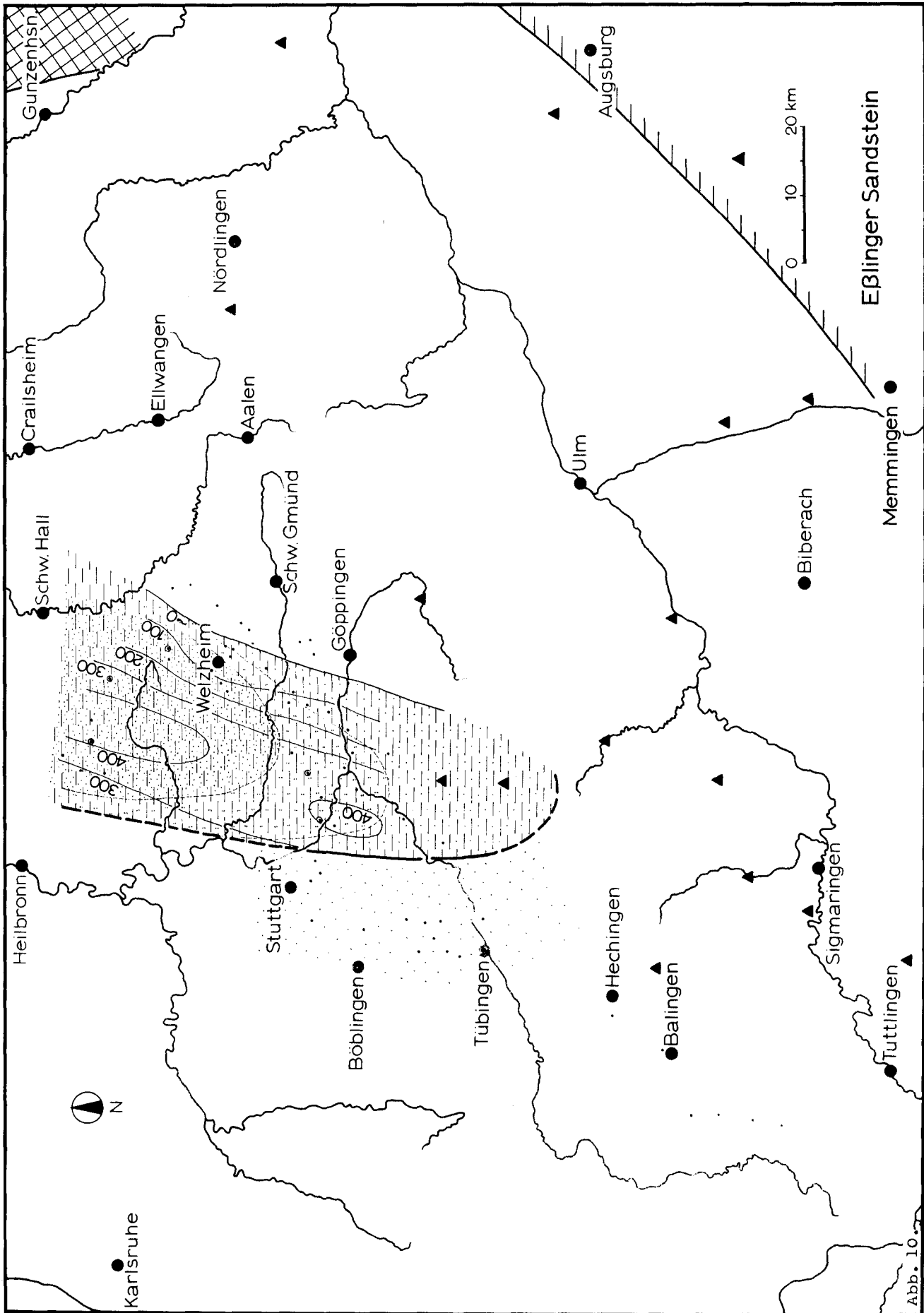


Abb. 10

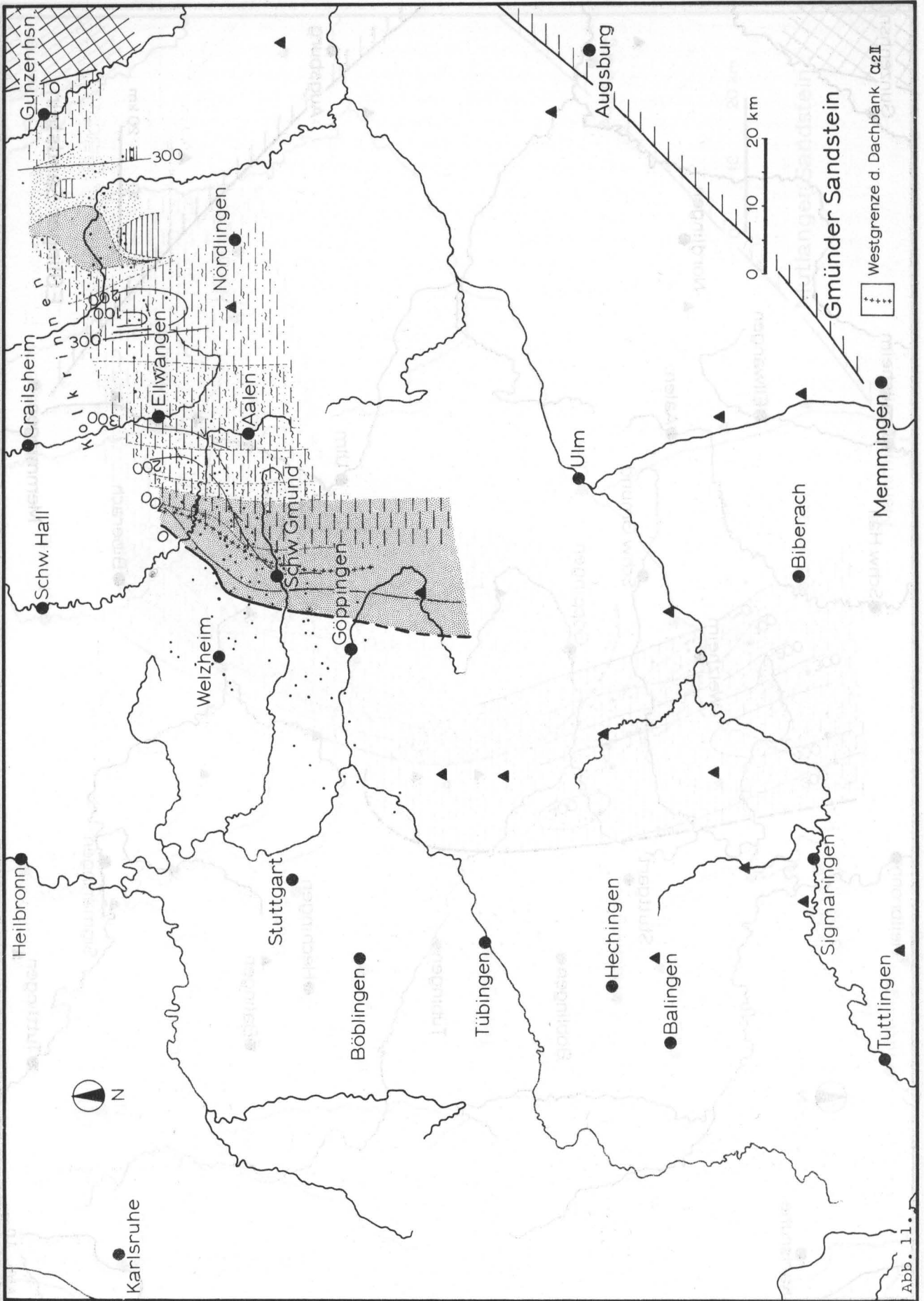
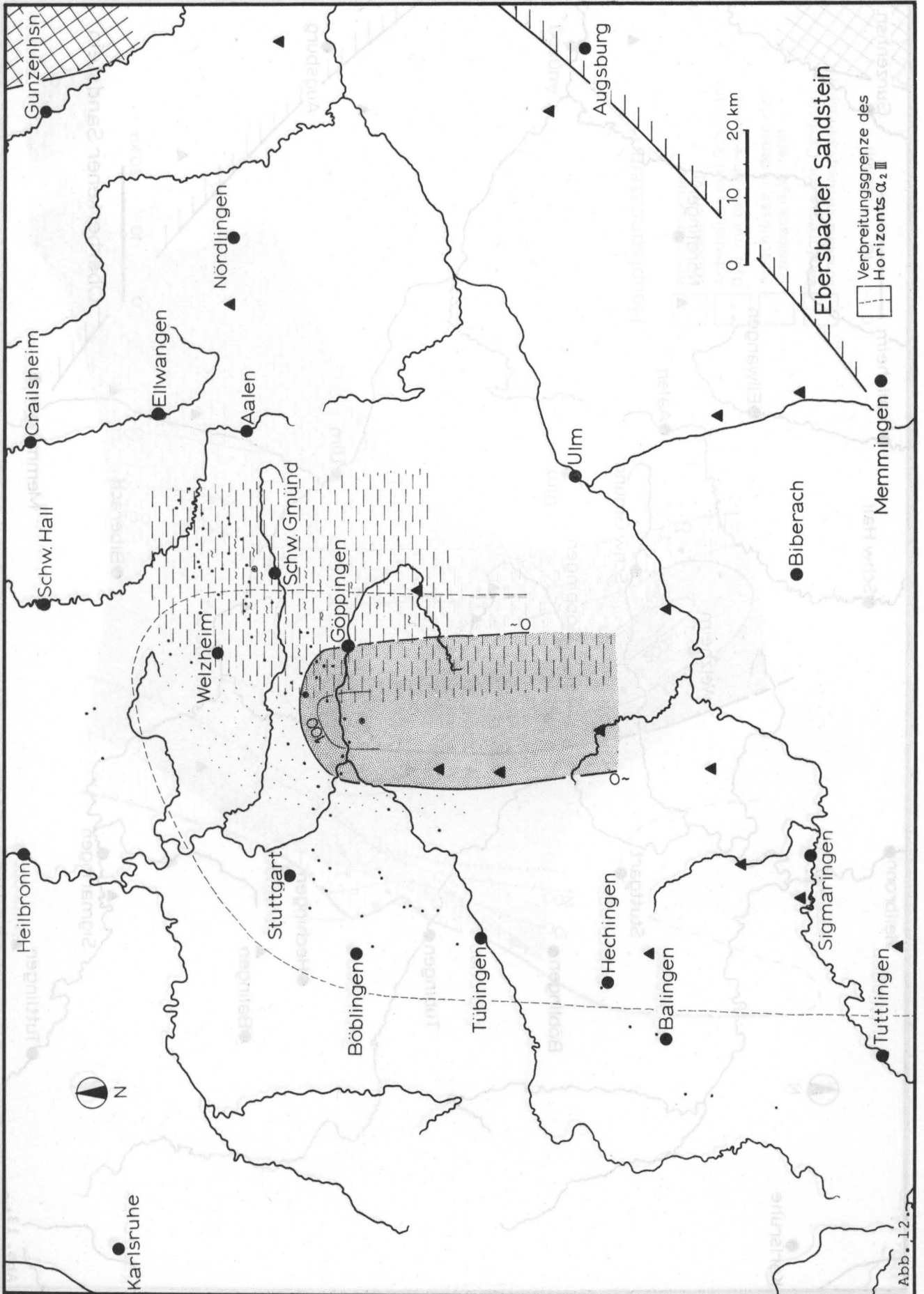


Abb. 11.



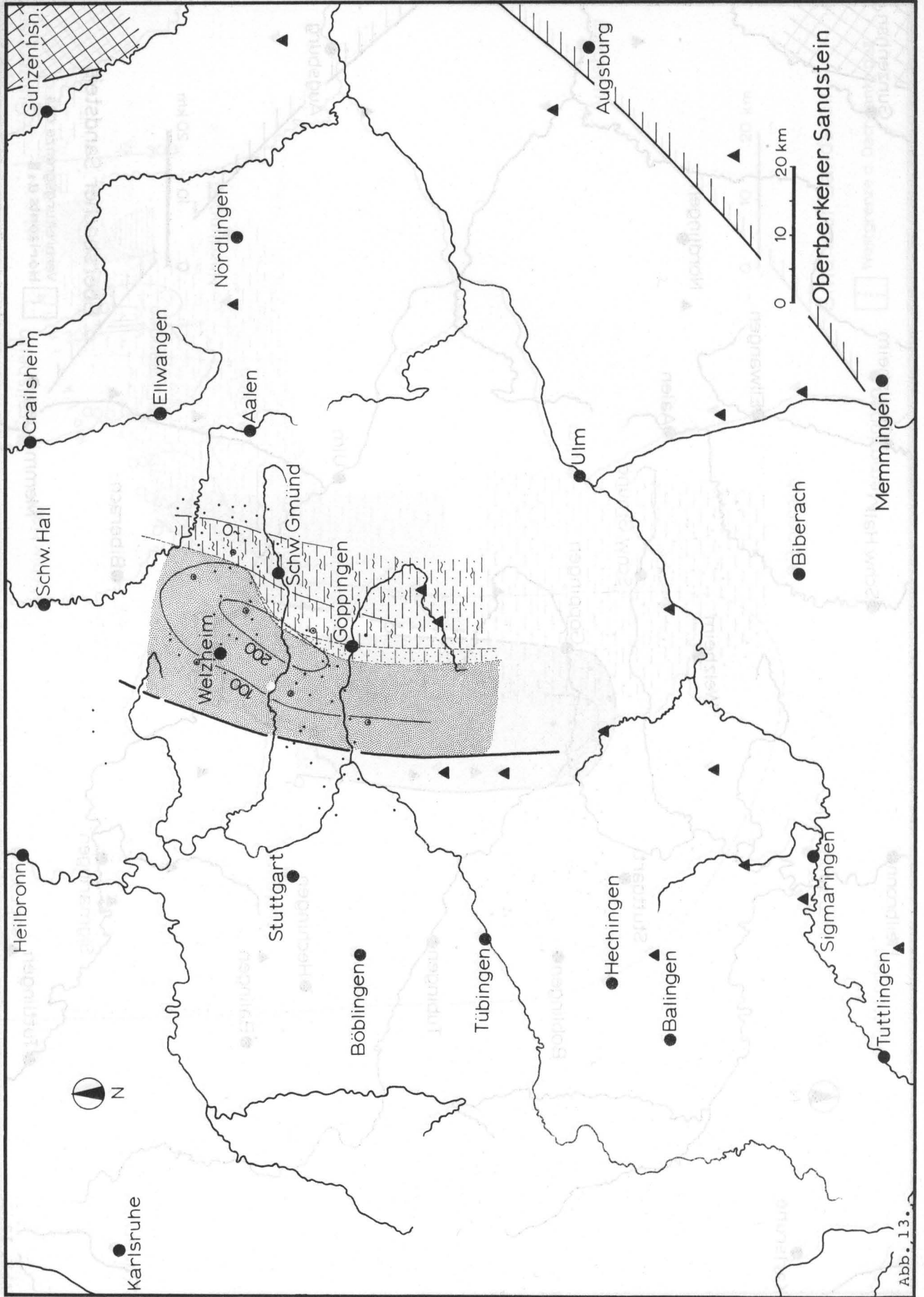


Abb. 13.

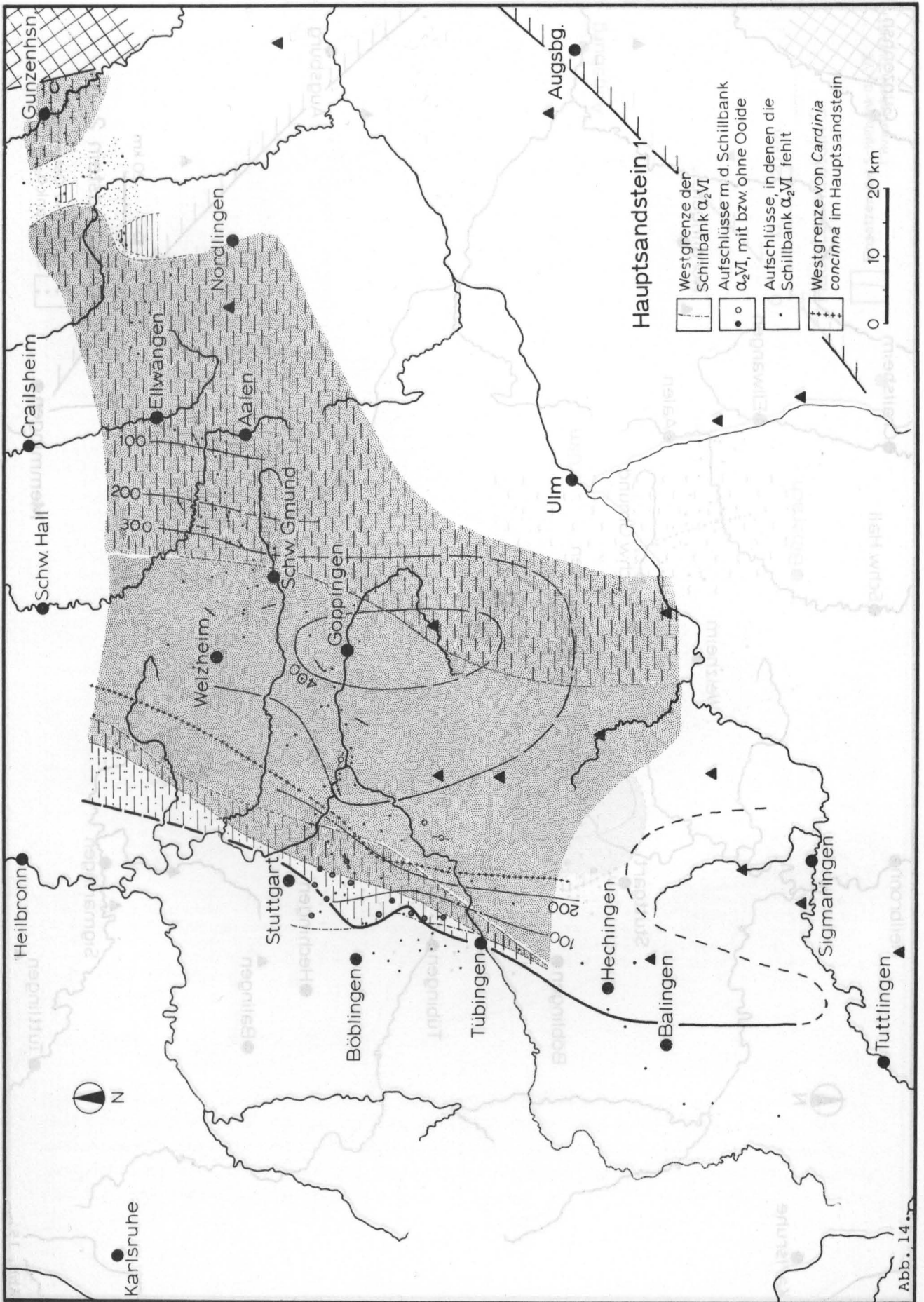


Abb. 14

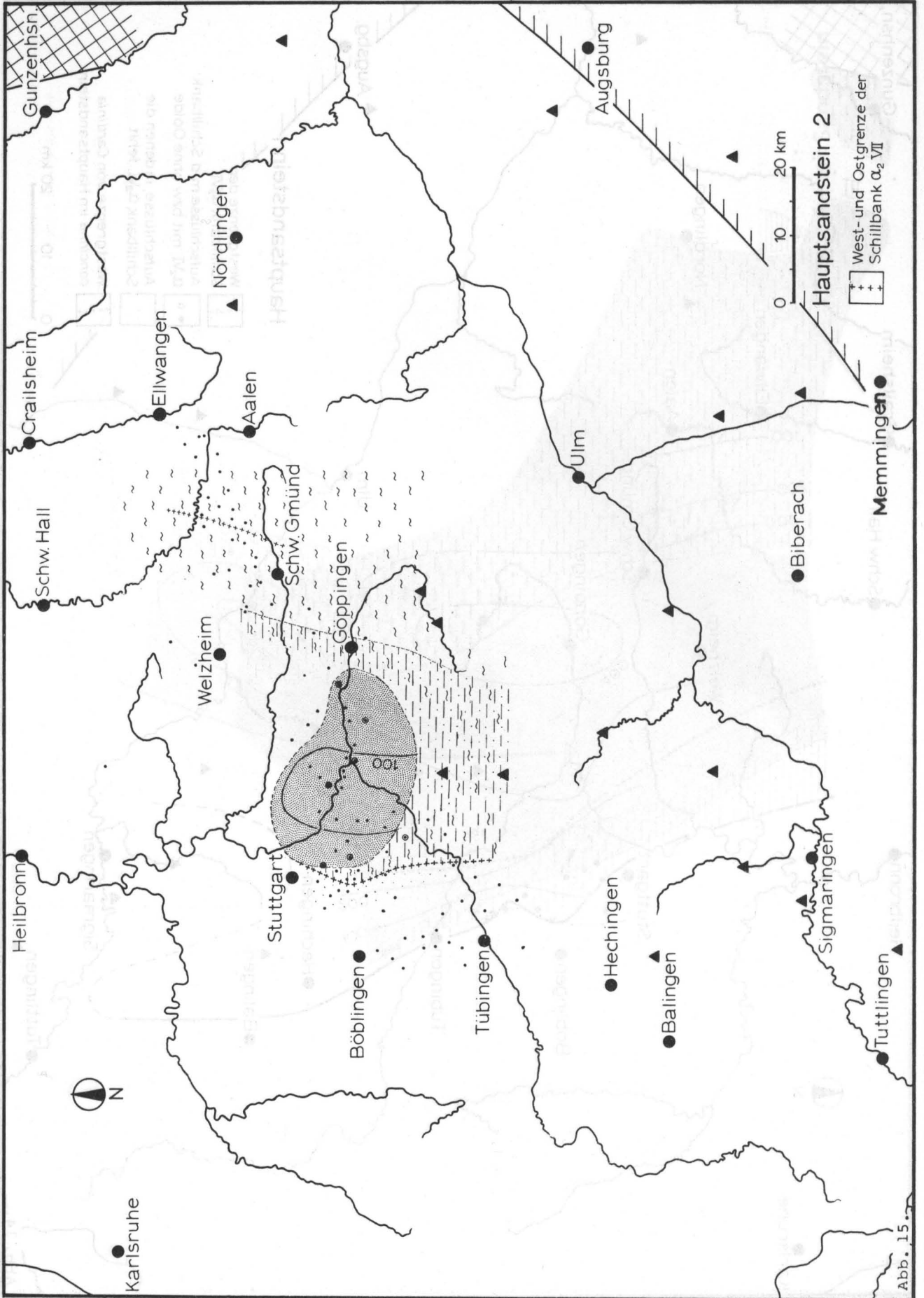


Abb. 15

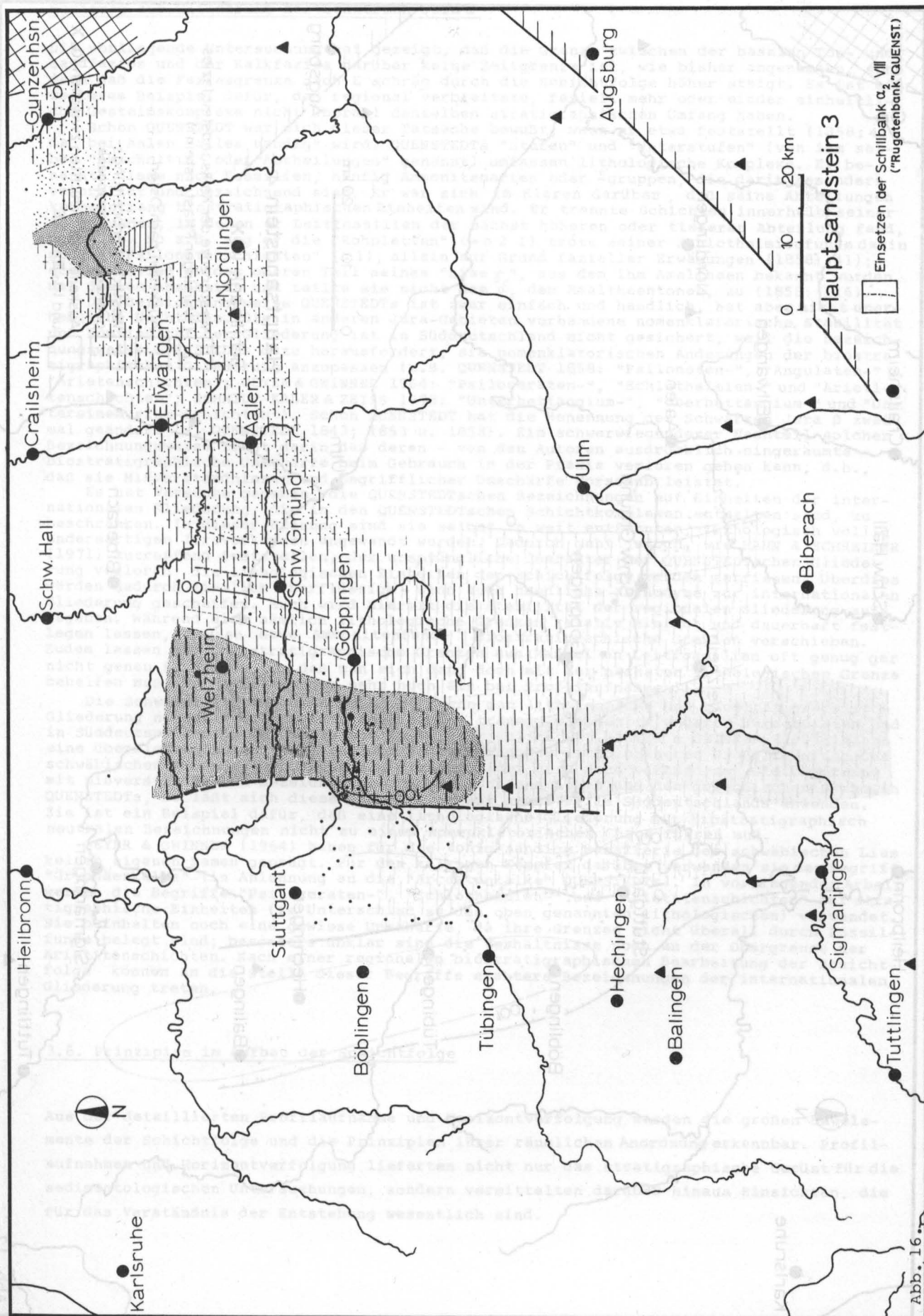


Abb. 16

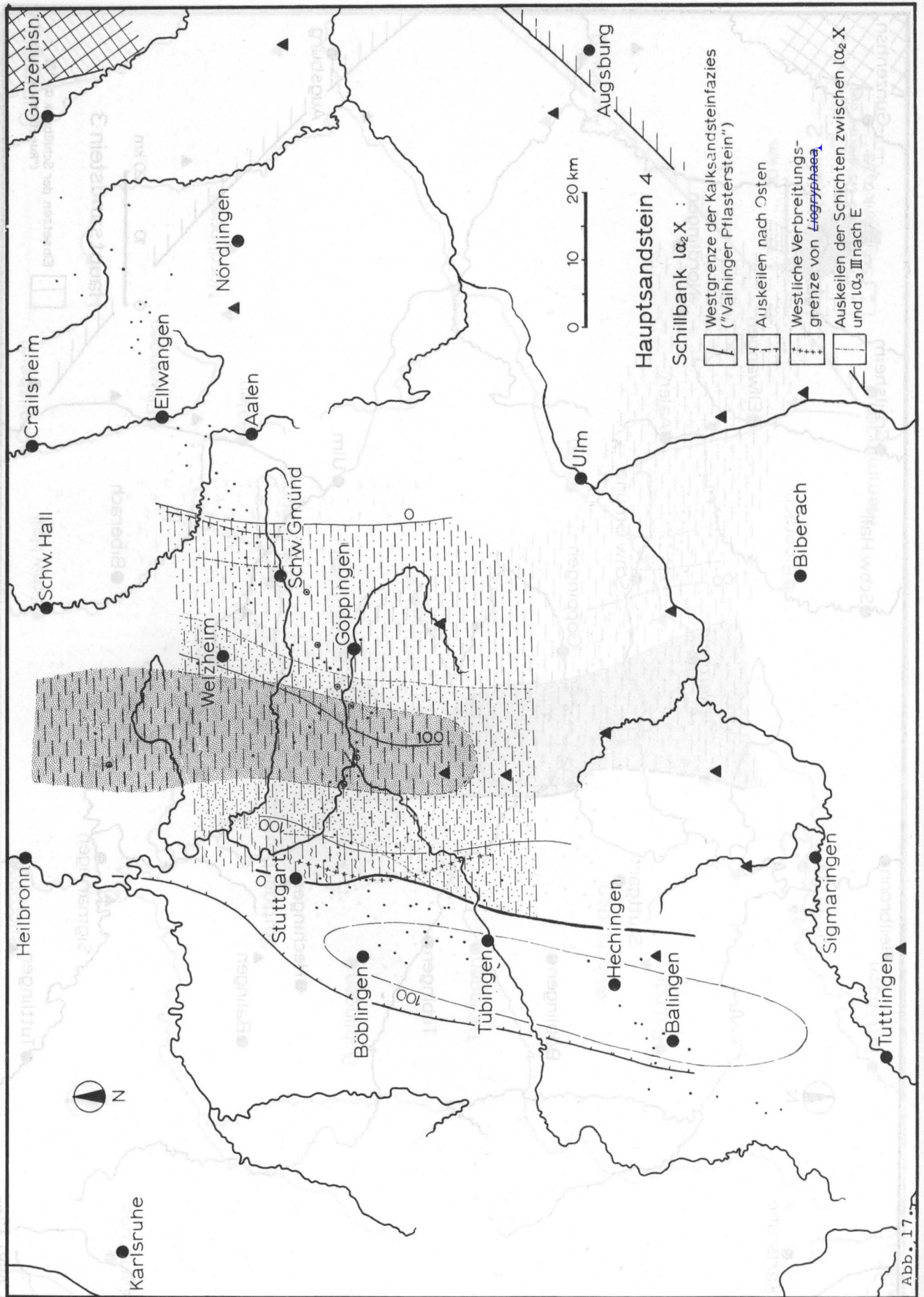


Abb. 17

Nachtrag zur Gliederung des Schwarzen Jura α

Die vorliegende Untersuchung hat gezeigt, daß die Grenze zwischen der basalen Ton- und Sandfazies und der Kalkfazies darüber keine Zeitgrenze ist, wie bisher angenommen, sondern daß die Faziesgrenze nach E schräg durch die Schichtfolge höher steigt. Es ist ein weiteres Beispiel dafür, daß regional verbreitete, faziell mehr oder minder einheitliche Gesteinskomplexe nicht überall denselben stratigraphischen Umfang haben.

Schon QUENSTEDT war sich dieser Tatsache bewußt, wenn er etwa feststellt (1858: 41), daß bei Aalen "alles sandig" wird. QUENSTEDTs "Stufen" und "Unterstufen" (von ihm selber "Abschnitte" oder "Abtheilungen" genannt) umfassen lithologische Komplexe. Er benannte diese nach Fossilien, häufig Ammonitenarten oder -gruppen, die darin besonders verbreitet und bezeichnend sind. Er war sich im Klaren darüber, daß seine Abteilungen keine streng biostratigraphischen Einheiten sind. Er trennte Schichten innerhalb seiner Abteilungen, in denen er Leitfossilien der nächst höheren oder tieferen Abteilung fand, nicht ab. So z.B. zog er die "Rohplatten" ($= \alpha 2 I$) trotz seiner Schlotheimienfunde darin zu den "Pylonotenschichten" ($\alpha 1$), allein auf Grund fazieller Erwägungen (1858: 41); ebenso beließ er den oberen Teil seines "Lias γ ", aus dem ihm Amaltheen bekannt wurden, bei diesem Abschnitt und teilte sie nicht dem δ , den Amaltheentonen, zu (1858: 116).

Die Bezeichnungsweise QUENSTEDTs ist zwar einfach und handlich, hat aber nicht unerhebliche Nachteile. Die in anderen Jura-Gebieten vorhandene nomenklatorische Stabilität und Kontinuität der Gliederung ist in Süddeutschland nicht gesichert, weil die Bezeichnungsweise QUENSTEDTs dazu herausfordert, sie nomenklatorischen Änderungen der biostratigraphischen Gliederung anzupassen (z.B. QUENSTEDT 1858: "Pylonoten-", "Angulaten-" u. "Arietenschichten"; GEYER & GWINNER 1964: "Psiloceraten-", "Schlotheimien-" und "Arietenschichten"; SCHMIDT-KALER & ZEISS 1973: "Unterhettangium-", "Oberhettangium-" und "Untersinemurium-Schichten"). Schon QUENSTEDT hat die Benennung des Schwarzen Jura β zweimal geändert (s. QUENSTEDT 1843; 1853 u. 1858). Ein schwerwiegenderer Nachteil solcher Bezeichnungsweise liegt darin, daß deren - von den Autoren ausdrücklich eingeräumte - biostratigraphische Unschärfe beim Gebrauch in der Praxis verloren gehen kann, d.h., daß sie Mißverständnissen und begrifflicher Unschärfe Vorschub leistet.

Es hat Versuche gegeben, die QUENSTEDTschen Bezeichnungen auf Einheiten der internationalen Gliederung, die in den QUENSTEDTschen Schichtkomplexen enthalten sind, zu beschränken. In dieser Fassung sind sie selbst in weit entfernten, lithologisch völlig andersartigen Juravorkommen angewandt worden. Dadurch geht jedoch, wie HAHN & SCHREINER (1971) zu treffend feststellen, der ursprüngliche Charakter der QUENSTEDTschen Gliederung verloren; die lithologischen Einheiten der Schichtfolge werden zerrissen. Überdies werden dadurch ziemlich überflüssige - wenn auch handliche - Synonyme zur internationalen Gliederung geschaffen. Auch wird hiermit die Stabilität der regionalen Gliederung aufgegeben. Während sich nämlich lithologische Grenzen relativ einfach und dauerhaft festlegen lassen, können neue Ammonitenfunde biostratigraphische Grenzen verschieben. Zudem lassen sich biostratigraphische Grenzen aus Mangel an Leitfossilien oft genug gar nicht genau festlegen, so daß man sich dann doch mit der nächsten lithologischen Grenze behelfen muß (bei Kartierungen mehr noch als bei Profilaufnahmen).

Die Schwierigkeiten bestehen nicht, wenn man lithologische und biostratigraphische Gliederung nomenklatorisch klar voneinander trennt, wie das in anderen Juragebieten und in Süddeutschland in der Trias und im Tertiär üblich ist. GEYER & GWINNER (1964) haben eine übersichtliche und anschauliche Nomenklatur der lithologischen Großgliederung des schwäbischen Juras gegeben. Löst man diese von der dort noch vorhandenen Gleichsetzung mit mißverständlichen Bezeichnungen nach Ammonitengruppen und den griechischen Symbolen QUENSTEDTs, so läßt sich diese Nomenklatur auf große Teile Süddeutschlands anwenden. Sie ist ein Beispiel dafür, daß eine lithologische Gliederung mit biostratigraphisch neutralen Bezeichnungen nicht zu einem nomenklatorischen Chaos führen muß.

GEYER & GWINNER (1964) haben für die tonig-sandige Basalserie des schwäbischen Lias keinen eigenen Namen geprägt. Für den kalkigen Komplex darüber verwenden sie den Begriff "Gryphäenkalke" (in Anlehnung an die "Arcuatenskalke" QUENSTEDTs). In vorliegender Arbeit werden die Begriffe "Psiloceraten-", "Schlotheimien-" und "Arietenschichten" für stratigraphische Einheiten (im Unterschied zu den oben genannten lithologischen) verwendet. Sie beinhalten noch eine gewisse Unschärfe, da ihre Grenzen nicht überall durch Fossilfunde belegt sind; besonders unklar sind die Verhältnisse noch an der Obergrenze der Arietenschichten. Nach einer regionalen biostratigraphischen Bearbeitung der Schichtfolge können an die Stelle dieser Begriffe exaktere Bezeichnungen der internationalen Gliederung treten.

3.6. Prinzipien im Aufbau der Schichtfolge

Aus der detaillierten Profilaufnahme und Horizontverfolgung werden die großen Bauelemente der Schichtfolge und die Prinzipien ihrer räumlichen Anordnung erkennbar. Profilaufnahmen und Horizontverfolgung lieferten nicht nur das stratigraphische Gerüst für die sedimentologischen Untersuchungen, sondern vermittelten darüber hinaus Einsichten, die für das Verständnis der Entstehung wesentlich sind.

3.6.1. Sedimenteinheiten

Die hier behandelte Schichtfolge ist als "wechselhaft" bekannt. Die Art und der Umfang dieser Wechselhaftigkeit läßt sich jetzt näher fassen. Es hat sich eine viel größere Beständigkeit ergeben als ursprünglich erwartet worden war. Es zeigte sich, daß die Schichtfolge aus Sedimenteinheiten besteht, deren Grenzen gegeneinander (Hangend- und Liegendgrenze) - abgesehen von Randgebieten - scharf bleiben. Innerhalb dieser Sedimenteinheiten ist eine weitere Gliederung oft nur schwer möglich.

Als Sedimenteinheiten haben sich erwiesen:

1. Tonsteinhorizonte
2. Horizonte mit Sandsteinkörper
3. Aufarbeitungshorizonte

Die Sedimenteinheiten repräsentieren Zeiten einheitlicher Sedimentationsbedingungen. Diese Einheitlichkeit bedingt, daß sich innerhalb der Einheiten vielfach keine gliedernden, lateral weitreichenden Horizonte bilden konnten. Der Umschlag der Fazies von einer Einheit in die darüber folgende zeigt einen Umschlag der Sedimentationsbedingungen an, der einerseits auf eine Verschiebung benachbarter Faziesbereiche, also letztlich auf Regression oder Transgression, zurückgehen kann (WALTHERSches Gesetz), andererseits aber auch auf einen Umschlag der hydrographischen Verhältnisse ohne nennenswerte Änderung der Meeresspiegel- und Küstenlage. Welche der beiden Möglichkeiten in der hier behandelten Schichtfolge vorliegt, wird weiter unten näher erörtert.

Prinzipien der lateralen Entwicklung

Die Schichten zeigen in den verschiedensten Eigenschaften eine kontinuierliche Entwicklung nach der Seite. Es ergab sich, daß die Linien gleicher Ausbildung überwiegend N - S bis NNE - SSW orientiert sind. Als Beispiele seien genannt: Bereiche gleicher Litho- und Biofazies, Linien des Auskeilens einzelner Schichten, Verbreitungsgrenzen von Faunenelementen, Linien gleicher Korngrößen und - mit stärkeren Einschränkungen - gleicher Mächtigkeit.

Der ähnliche Verlauf der Linien gleicher Ausbildung innerhalb der einzelnen Horizonte bedingt, daß die vertikale Faziesabfolge in Profilen, die einander in Richtung der Isolinien benachbart liegen, ebenfalls ähnlich ist. Es lassen sich sogar Einzelheiten der Schichtabfolge innerhalb der Horizonte im Streichen der Linien z.T. wesentlich weiter verfolgen als quer dazu, z.B. das Aufspalten einer Bank, der Einschub einer Tonlinse in Sandstein und dergleichen. Die Verfolgung der stratigraphischen Einheiten in Richtung der Isolinien ist deshalb nicht selten einfacher als quer dazu.

Dem generellen Streichen aller Bauelemente folgen die Sandsteinkörper. Sie bilden langgestreckte Einschaltungen von einigen Dutzend bis wahrscheinlich über 200 km Länge. Mit der Länge steigt im allgemeinen auch die Breite (15 - 70 km). Das nördliche Ende ist nur selten erhalten; die Fortsetzung nach N läßt sich jedoch aus dem erhaltenen Teil extrapolieren, wenn auch nur sehr roh (vgl. Abb. 9-17). Daß die Sandsteinkörper ("Angulatensandstein" s. l.) über das Gebiet der heutigen Verbreitung hinaus noch weiter nach N gereicht hat, wird belegt durch Gerölle der miozänen Brenz, die aus dem Gebiet der Hohenloher Ebene stammen dürften (Ochsenbergschotter, vgl. TRAUTWEIN 1968).

Laterale und vertikale Entwicklung innerhalb der Sedimenteinheiten

Tonsteinhorizonte

Aus dem relativ wenig differenzierten Tonstein des Hettangiums in SW-Württemberg (Kleiner Heuberg) geht die reich gegliederte Schichtfolge Mittel- und Ostwürttembergs hervor. Einzelne Horizonte des Tonsteins reichen bis weit nach E, ohne in andere Sedimenteinheiten überzugehen.

Laterale Abfolge.

Die Tonsteinhorizonte zeigen keine auffällige Änderung nach E. Sie bestehen überall aus ebenflächig bis scherbis aufspaltendem, grauem Tonstein mit geringem bis mäßigem Siltgehalt ("Schiefertone", "Schwaichel"). Der Siltgehalt nimmt nach E in einzelnen Horizonten zu. Nicht selten sind dünne Silttapeten mit Glimmer und feinstem Pflanzenhäcksel sowie basal scharf begrenzte, siltreichere Tonsteinlagen eingeschaltet. Dickere Siltlagen kommen nur vereinzelt vor; im E können sie vermehrt auftreten.

Der Kalkgehalt nimmt nach E im ganzen ab. Im westlichen Württemberg bis in die Plochingener Gegend zeigen die Tonsteine eine lebhaft bis deutliche Reaktion mit verdünnter Salzsäure, schon im östlichen Schurwald kaum noch, weiter östlich überhaupt nicht mehr. Auch Laibstein- und Nagelkalklagen, nehmen nach E an Häufigkeit stark ab, kommen aber selbst noch an der Altmühl (Edersfeld 450, Gunzenhausen 453 a) vor.

Die Fossilführung schwankt beträchtlich. Sie ist im Schönbuch und auf den westlichen Fildern am höchsten. Die Schalen sind vielfach unzerbrochen und bilden locker gestreute Pflaster. Vereinzelt Muschelschalen und Ammonitengehäuse können auch schräg oder vertikal im Tonstein stecken. Silt- und Schalenlagen werden nur von vereinzelt Wühlgefügen gestört, die Bioturbation ist relativ gering. Nur deshalb konnten auch Echinodermenskelette im Verband erhalten bleiben. Nach E nimmt der Fossilgehalt ab.

Vertikale Abfolge

Eine ausgeprägte vertikale Änderung fehlt. Wo sich die Ausbildung lateral ändert, geschieht dies von unten bis oben gleich. So nimmt z.B. die Dicke und Zahl der Siltsteinplättchen im Tonsteinpaket α I/III SW-Württembergs nach E gleichmäßig ab; es findet also im Lauf der Sedimentation keine laterale Verschiebung der Faziesbereiche statt. Es gibt keine allmähliche Entwicklung auf den nächst höheren Horizont zu, etwa einen fließenden Übergang in einen hangenden Sandsteinkörper durch Erhöhung von Zahl und Dicke von Siltsteinplättchen (s. hierzu auch folgenden Abschnitt).

Horizonte mit Sandsteinkörper

Laterale Abfolge

Die Horizonte, in denen Sandsteinkörper auftreten, zeigen eine im Prinzip miteinander übereinstimmende Faziesabfolge von W nach E. Unterschiede ergeben sich daraus, daß einzelne Faziesglieder nur schwach entwickelt sein oder fehlen können. Nie beobachtet man mehrere getrennte Sandsteinkörper nebeneinander im gleichen Horizont. Bei vollständiger Entwicklung lassen sich folgende Faziesbereiche von W nach E unterscheiden:

1. Tonstein.- Alle Horizonte gehen aus dem einheitlichen Tonstein im W hervor; einige Sandsteine besitzen dort allerdings kein stratigraphisches Äquivalent, weil sie nach W ausdünnen (z.B. Gmünder Sandstein).

2. Silton- bis Tonsiltstein.- Der Bereich geht aus dem Tonstein durch starke Erhöhung des Gehalts an Silt hervor. Hoher Gehalt an Quarz, Glimmer, auch feinstem Pflanzen- und Schalengrus, verbunden mit erhöhtem Kalkgehalt zeichnen diesen Bereich aus. Hinzu kommt starke Bioturbation, vor allem durch kleine Wühlgefüge (Chondrites). Einzelne dünne, feingeschichtete Sandsteinbänkchen können eingeschaltet sein.

Dem siltreichen Tongestein dieses Bereichs fehlt Feinschichtung. Es zeigt ruppige, rauhe Bruch- und Spaltflächen. Es verwittert wesentlich leichter als Tonstein. In vielen Fällen ist der Bereich nur angedeutet oder er fehlt.

3. Wechselagerung Tonstein mit Sandsteinplättchen.- Ton-, Silt- und Tonsiltstein mit eingeschalteten feingeschichteten, z.T. auch bioturbaten Sandsteinplättchen und -linsen kennzeichnen diesen Bereich. Er ist meist nur schmal und bildet den Übergang in den nächst folgenden. Die Fossilführung der Schichten ist relativ gering, ihr Kalkgehalt reduziert. Wo der Bereich in einem W-E-Schnitt ohne die östlich anschließenden Bereiche auftritt, handelt es sich normalerweise um den nördlichen oder südlichen Ausläufer eines Sandsteinkörpers (z.B. Eblinger Sandstein bei Nürtingen, Nassacher Sandstein im

Schönbuch und Schurwald).

4. Sandsteinbänke mit eingeschalteten Wechsellagerungen.- In die eben beschriebenen Wechsellagerungen schieben sich nach E dickere, feingeschichtete Sandsteinbänke (10-30 cm dick, vereinzelt auch mehr) ein und drängen die Wechsellagerung auf mehr oder minder dünne Zwischenlagen zurück. Der Kalkgehalt und die Fossilführung sind auch in diesem Bereich ziemlich gering. Kieselsäure als Bindemittel ist hier oft häufiger als weiter östlich.

Die meisten Sandsteinkörper erreichen nur diesen Grad der Geschlossenheit, während der nächste Bereich fehlt.

5. Massiver Sandstein.- Hier fehlen tonige Einschaltungen weitgehend. Feinschichtung dominiert, Bioturbation ist beschränkt auf dünne Horizonte. Kalkgehalt und Fossilführung der Sandsteine sind hier am höchsten. Der Bereich ist nur in drei Horizonten ausgebildet (Gmünder Sandstein, Hauptsandstein 1 u. 2).

6. Sandsteinbänke mit eingeschalteten Wechsellagerungen.- Dieser Bereich bildet den Übergang zum folgenden. Er gleicht stark dem entsprechenden westlichen; wo der massive Zentralbereich fehlt, bilden beide eine Einheit. Hier können die ersten Kolkrinnen auftreten.

7. Wechsellagerung Tonstein mit Sandsteinplättchen.- Die Ausbildung ähnelt sehr dem entsprechenden Bereich im W. Im Unterschied zu ihm ist der Bereich im E oft sehr ausgedehnt. Lokal können hier noch mächtigere Sandsteinbänke als Ausfüllung von Erosionsformen eingeschaltet sein, so daß der Anteil von Sandstein am Schichtpaket schon auf kurze Entfernung stark schwanken kann. Kolkrinnen und stärkere flächenhafte Erosion sind häufige Erscheinungen in diesem Bereich, wodurch er sich vom westlichen Wechsellagerungsbereich unterscheidet.

Kalk- und Fossilgehalt bleiben i.a. gering. Dickere Sandsteinbänke innerhalb der Wechsellagerung haben jedoch primär einen ähnlichen Kalk- und Fossilgehalt wie der Zentralbereich. In einigen Horizonten können solche Bänke chamositisch werden und limonitisch imprägnierten Schalendetritus und umgelagerte Konkretionen führen (s.u.).

8. Randnahe Sandmassen.- Nahe dem Ostrand der marinen Fazies dominieren in der Schlotheimienstufe wieder Sandsteine; Tonsteineinschaltungen treten ganz zurück. Fossilien und Bioturbation sind selten, ebenso Siderit und Chamosit. Dagegen wird Holz häufiger. Die Sandmassen entstehen aus dem Wechsellagerungsbereich dadurch, daß hier die flächenhafte Erosion, die jeder Sandsedimentation vorausgeht, vorher abgelagerte tonige Schichten völlig entfernt. Der Bereich ist nicht N-S orientiert, seine Verbreitung wird offensichtlich von lokalen Faktoren stark beeinflusst, möglicherweise sogar seine ganze Entstehung.

Ein bezeichnendes Element dieses Bereichs sind Einschaltungen von Mittel- und Grobsand, die vermutlich erosiv eingetieft sind (s. S. 47-49). Nur wenige der im Württemberg ausgeschiedenen Sandsteinhorizonte erstrecken sich bis hierher, die meisten keilen vorher aus.

Vertikale Abfolge

Die hier als "Sandsteinkörper" zusammengefaßten Sandsteinpakete umfassen die Bereiche zwischen westlicher und östlicher Wechsellagerung (4.-6. der obigen Aufzählung). Sie zeigen oft Aufbau aus Teilpaketen, die sich nach dem Grad ihrer Geschlossenheit (Anteil eingeschalteter Tonlagen) und ihrer lateralen Reichweite unterscheiden. Die Unterschiede in der Flächenausdehnung sind fast immer allseitig gleichgerichtet, d.h. ein Teilpaket, das weiter nach E reicht als das nächst höhere oder tiefere, reicht zugleich auch weiter nach W und nach S (die ursprüngliche Ausdehnung nach N läßt sich i.a. nicht feststellen). Das bedeutet, daß der Schwerpunkt der Sandsedimentation im ganzen ortsfest geblieben ist und sich nicht mitsamt den angrenzenden Faziesbereichen lateral im Sinne einer Trans- oder Regression verschoben hat. Gewöhnlich haben die tonärmeren Pro-

filabschnitte der Sandsteinkörper die größere Ausdehnung. (Vgl. hierzu die Profilserien und Abb. 20.)

Eine Regelmäßigkeit in der vertikalen Abfolge innerhalb der Sandsteinkörper ließ sich nicht erkennen. Bald ist der basale Teil geschlossener und ausgedehnter (Mutlanger Sandstein), bald der höhere (Eßlinger Sandstein, Plochinger Sandstein, Hauptsandstein 4), bald ist kein derartiger Unterschied feststellbar. Auch die Korngrößen zeigen in vertikaler Richtung im Gegensatz zur lateralen keine regelhafte Entwicklung (Kap.4.1.3.).

Aufarbeitungshorizonte

Bei den Aufarbeitungshorizonten handelt es sich um meist geringmächtige, oft fossilreiche Festbänke mit i.a. großer flächenhafter Verbreitung. Diese Eigenschaften machen sie zu ausgezeichneten Leithorizonten. Über die Ursachen ihrer Entstehung besteht bis heute keine Einigkeit. Aus den unterschiedlichen Auffassungen darüber resultiert auch Uneinigkeit, ob es sich um isochrone oder diachrone Bildungen handelt (vgl. auch Kap. 2.2.).

Aufarbeitung ist an sich eine in der gesamten Schichtfolge allgegenwärtige Erscheinung. Der hier als "Aufarbeitungshorizont" bezeichnete Schichttyp umfaßt Sedimente, die allem Anschein nach unter Bedingungen verringerter Sedimentation entstanden sind. Dadurch wurde immer wieder derselbe Horizont von Umlagerungen erfaßt, wodurch sich die Aufarbeitung nicht nur in Diskontinuitäten, sondern auch im abgesetzten Sediment selbst bemerkbar macht (umgelagerte Konkretionen und Sedimentbruchstücke, Sand, Fossilien, Oxidation aufgearbeiteter Eisenminerale in Konkretionen und Fossilresten).

Zwar ist in diesen Horizonten i.a. Fossilmaterial angereichert, aber nicht immer im gleichen Maß, so daß ein Oberbegriff "Schillbänke" nicht umfassend genug wäre. Obwohl ihrer Entstehung reduzierte Sedimentation zugrunde liegt, wäre die Bezeichnung "Omissionshorizonte" unzutreffend, da hierunter völlige Sedimentationsunterbrechung verstanden wird, wie sie sich etwa in einem Hartgrund manifestiert. Reduzierte Sedimentation führt i.a. zu Kondensation. Da unter Kondensationshorizonten gemeinhin nur solche Horizonte verstanden werden, in denen verschiedene biostratigraphische Einheiten zusammengedrängt sind, was hier selten der Fall ist, kann auch dieser Begriff nicht angewandt werden. So wurde schließlich der seiner Allgemeinheit wegen nicht ganz befriedigende Begriff "Aufarbeitungshorizont" gewählt. Gleichartige Bänke hat auch WALLISER (1956:62) so bezeichnet. Eine Einbeziehung dieser Horizonte in die Untersuchung ergab sich schon daraus, daß einzelne gebietsweise zu Sandsteinen anschwellen, die an Mächtigkeit manchen der Sandsteinkörper gleichkommen (z.B. $\alpha 1$ IV a in Vaihingen, $\alpha 2$ III bei Eßlingen, $\alpha 2$ X bei Balingen-Hechingen und im westlichen Schönbuch).

Laterale Abfolge

~~Nach der lateralen Faziesabfolge innerhalb einer Bank lassen sich zwei Typen von Aufarbeitungshorizonten unterscheiden. Die Aufarbeitungshorizonte des ersten Typs sind auf den Westteil des Arbeitsgebiets beschränkt und reichen nur vereinzelt in den Ostteil.~~

Bei vollständiger lateraler Entwicklung beginnt ein Aufarbeitungshorizont im W als dünne Schalenlage im Tonstein, die sich weiter östlich zu Schillmergel mit schichtparallel eingeregelter Biodetritus entwickelt. In diesem sind linsenförmige Partien frühdiaogenetisch kalkig verkittet (vgl. hierzu HALLAM 1964 b und SELLWOOD 1970: Fig. 6), worin die ursprüngliche Textur des Sediments erhalten ist: Wühlentschichtung und mehr oder minder regellose Einbettung des Biodetritus. Die gute Einregelung des Fossilgruses in den Mergeln ist demnach eine Setzungserscheinung.

Die Linsen vereinigen sich nach E zu einer in ihrer Mächtigkeit zunächst noch stark schwankenden, durch Bioturbation homogenen, dunklen, meist tonigen Kalkbank. Weiter östlich tritt strömungsgeregelter Bruchschill in einzelnen Lagen auf und nimmt nach E zu, während die Bioturbation abnimmt. Ebenso nimmt der Tongehalt ab, der Sandgehalt dagegen zu. Die Häufigkeit umgelagerter Konkretionen nimmt nach E generell zu, ebenso der Anteil

von Kalksandsteinkonkretionen gegenüber Kalk- und Phosphoritkonkretionen. Weiter östlich ist in manchen Horizonten wieder eine Zunahme des Tongehalts zu verzeichnen, dicht gepackter Schill kommt nur noch linsenförmig vor (z.B. $\alpha 1 V, 1$, $\alpha 2 I, 1$, $\alpha 2 X$, $\alpha 3 II, 1$). Es deutet sich damit eine ähnliche Verteilung wie in den Horizonten mit Sandsteinkörper an. (Vgl. hierzu Taf. 22 und Taf. 24, Fig. 2)

Im E einiger Aufarbeitungshorizonte ist ein weiterer Faziesbereich entwickelt. Lithologisch ist er charakterisiert durch den Anteil feingeschichteten Sandsteins am Aufbau der Bänke. Dieser feingeschichtete Sandstein tritt entweder in Lagen und Linsen innerhalb des Schills auf (Taf. 24, Fig. 6), oder aber er dominiert, so daß Schill nur in Lagen und Linsen innerhalb des Sandsteins erscheint. Umgelagerte Konkretionen sind verbreitet, ebenso limonitisch imprägnierter Schalendetritus. Eisenooide, zumeist karbonatisiert, finden sich vereinzelt eingestreut. Der Limonit wird nach E zu ersetzt durch Chamosit, d.h. umgelagerte Konkretionen und limonitisch imprägnierter Schalendetritus sind dort grünlich statt braun oder gelb. Die Quarze sind dort von einem dünnen, chamositischen Überzug umgeben. Diese Ausbildung findet sich bei $\alpha 2 II$, $\alpha 2 III a$, $\alpha 2 VIII$; texturell gehört auch $\alpha 1 IV$ hierzu.

Ganz entsprechend diesem östlichsten Faziesbereich von Aufarbeitungshorizonten sind, wie bereits S. 76 unter 7. erwähnt, Sandsteinbänke in Wechsellagerungen ausgebildet, bei denen es sich um östliche Ausläufer von Sandsteinkörpern handelt (Gmünder Sandstein und Hauptsandstein). Im E des Arbeitsgebiets konnte es somit zu einer faziellen Angleichung der Aufarbeitungshorizonte und der Horizonte mit Sandsteinkörper kommen. Die beiden Typen von Sedimenteinheiten hier gemeinsame Fazies schwach chamositischer Kalksandsteine gleicht texturell den Sandsteinkörpern (Schichtungsformen, s.o.; zu nennen sind hier auch Strömungstreifung und Kolkrinnen an der Unterseite), strukturell den Aufarbeitungshorizonten (umgelagerte Konkretionen, limonitische Imprägnierungen u.a.).

Die Faziesabfolge ist nicht bei allen Horizonten voll entwickelt. Häufig fehlt der Bereich dicht gepackten Schills, der Bereich chamositischen Kalksandsteins ist nur selten entwickelt (s.o.). Manche Horizonte sind nur als Schillmergel ausgebildet mit wenigen linsenförmigen Anschwellungen festen Kalkes ($\alpha 1 II$, $\alpha 2 IV$ und V , einzelne Horizonte von $\alpha 2 XI$). Bei manchen ist ein westlicher Schillmergelbereich nicht erhalten, vielleicht nie ausgebildet gewesen ($\alpha 1 III$, $\alpha 2 I$, $\alpha 3 I$ u.a.). Es ist nicht unwahrscheinlich, daß einzelne Horizonte sich bis in den Kraichgau fortgesetzt haben.

Eine regelhafte Abhängigkeit des Sandgehalts von anderen Faziesmerkmalen besteht nicht. Der Sandgehalt kann bereits in den Schillmergeln weit im W hoch sein (z.B. $\alpha 2 IV$), er kann aber auch erst im Bereich dicht gepackten Schills im E höhere Werte erreichen (z.B. $\alpha 1 III$, $\alpha 2 I$, $\alpha 3 II, 5$). Die umgelagerten Kalksandsteinkonkretionen geben einen Hinweis darauf, daß der Sandgehalt zumindest teilweise aus aufgearbeiteten Sandlagen stammt; vielleicht beeinflusste die Verbreitung solcher Sandlagen die Verbreitung der Sandführung der Aufarbeitungshorizonte. Nachweisen ließ sich eine solche Beziehung nicht direkt.

Ebenso wenig wie für den Sand ließ sich eine Regel für das Auftreten von limonitisch imprägniertem Schalendetritus und Eisenoiden feststellen. Viele Bänke führen diese Komponenten schon ganz im W und verlieren sie nach E (z.B. $\alpha 2 VI$, $\alpha 2 X$), manche erst im Zentralbereich ihrer Verbreitung ($\alpha 1 V, 1-3$), manche auch nur weit im E ($\alpha 3 II, 5$). Dabei mag eine Rolle spielen, daß es sich nicht immer um fazielle Übergänge, sondern um verschieden alte Gesteine innerhalb einer Bank handelt (s.u.). Nur wenige Horizonte zeigen oolithische Ausbildung in ihrem ganzen Verbreitungsgebiet, nämlich $\alpha 1 I$ und $\alpha 2 I$.

Aus Aufarbeitungshorizonten im W gehen nie Sandsteinkörper im E hervor, wie das FRANK (1930) angenommen hat. Als noch keine vermittelnden Aufschlüsse vorlagen, war ihm Verf. darin gefolgt (Fig. 6 in ALDINGER 1968).

Die schrittweisen faziellen Übergänge sind Abbild einer hydrographischen Differen-

zierung des Ablagerungsraums zur Zeit der Bankbildung und zwar in erster Linie einer Abnahme der Wassertiefe nach E. Wären die Aufarbeitungshorizonte Produkte eines schmalen Aufarbeitungsbereichs, der sich langsam lateral verschoben hat, so wäre überall die gleiche Fazies zu erwarten. Die bei allen Unregelmäßigkeiten im einzelnen erkennbare einheitliche Faziesdifferenzierung spricht für eine Isochronie der Horizonte. Die Ausführungen von FRANK (1930) hierzu sind hinfällig, weil sie auf unrichtigen Parallelsierungen beruhen.

Erwähnt sei noch, daß in den Aufarbeitungshorizonten außer lithologischen oft auch faunistische Änderungen nach der Seite zu beobachten sind (s. Kap. 6.5.).

Vertikale Abfolge

Viele Aufarbeitungshorizonte zeigen eine vertikale lithologische Gliederung, die für jeden Horizont verschieden ist. Teils hält diese über weite Gebiete in wenig schwankender Mächtigkeit durch (z.B. $\alpha 2 I$ im westlichen Württemberg), teils schwanken die Mächtigkeiten der einzelnen Glieder stark, so daß sie oft nur linsenförmig vorhanden sind. Stets erscheint jedoch jedes lithologische Glied an derselben Stelle der Abfolge (WETZEL 1929, ALTMANN 1965, SCHLOZ 1972: 133). Die Linsenform von Teilgliedern kann bedingt sein erstens durch ungleichmäßige Aufarbeitung (Erosionsrelikte), zweitens durch Erhaltung in Erosionsmulden, drittens durch primär linsenförmiges Auftreten (rippelartige Anhäufungen, frühdiagenetisch verfestigte Schillmergelpartien). Letzterer Fall liegt in der Regel vor. ALTMANN (1965) konnte in der Region $\alpha 1 I$ paläontologisch nachweisen, daß solche lithologischen Teilglieder Zeiteinheiten sind. Für ein kleineres Gebiet hat das bereits WETZEL (1929: 183) erkannt und eingehend beschrieben.

Derartig vertikal gegliederte Aufarbeitungshorizonte können als komprimierte Schichtfolgen betrachtet werden, deren einzelne Glieder isochron sind. Deutlich wird das besonders dadurch, daß zwischen den Gliedern stellenweise Erosionsflächen oder Mergellagen auftreten; gebietsweise schieben sich sogar mächtigere Ton- und Mergelhorizonte ein (z. B. $\alpha 1 I$ im Gmünder Gebiet: SEILER & VILLINGER 1966; $\alpha 2 I$ im selben Gebiet). Heterochronie innerhalb von Aufarbeitungshorizonten, sofern sie sich nachweisen ließe, könnte als Fehlen einzelner Glieder verstanden werden. Eine laterale Wanderung des Aufarbeitungsbereichs müßte sich daran zeigen, daß die Verbreitungsgebiete der einzelnen Glieder sich kontinuierlich nach einer Seite verschieben. Dabei muß berücksichtigt werden, daß tiefere Glieder leicht der Aufarbeitung durch höhere zum Opfer fallen können. Sofern deshalb höhere Glieder weiter nach E reichen, kann das durch stärkere Aufarbeitung dort vorgetäuscht sein. Diesen Fall machte SCHLOZ (1972: 133) für die "Oolithenbank" ($\alpha 2 I$) wahrscheinlich.

In keinem Fall ließ sich bis jetzt ein Jüngerwerden von Aufarbeitungshorizonten nach E sicher beweisen. Dort, wo schon eine einheitliche faunistische Vertikalgliederung eines Horizonts vorliegt, kann es ausgeschlossen werden ($\alpha 1 I$ SW- und Mittelwürttembergs: ALTMANN 1965). Eine definitive Entscheidung, ob Heterochronie vorliegt oder nicht, ist kaum möglich, wenn sie sich nicht faunistisch nachweisen läßt. Aber selbst wenn die Fauna für Isochronie im ganzen Gebiet spräche, könnte immer noch Heterochronie innerhalb eines paläontologisch nicht mehr differenzierbaren Zeitraums vorliegen. Einen Hinweis auf die wirklichen Verhältnisse gibt der Horizont $\alpha 1 I$. In ihm folgen über ein weites Gebiet mehrere Subzonen übereinander (WETZEL 1929, ALTMANN 1965). Das spricht für Kondensation und gegen heterochrones Wandern der Fazies. Als erster hat dies wohl RÜGER (1924: 132) für die "Ppsilonotenbank" deutlich gesehen. Da nun die übrigen Aufarbeitungshorizonte nicht prinzipiell von $\alpha 1 I$ verschieden sind, so können für sie ähnliche Bildungsbedingungen und Entstehung während Zeiten vermindelter Sedimentation angenommen werden, wie das schon H. SCHMIDT (1939: 252-253) generell für die "dunklen Kalkbänke" des schwäbischen Lias getan hat.

Daß Kondensationsvorgänge im Bereich der Aufarbeitungshorizonte eine Rolle spielen,

wird auch daran deutlich, daß ganze Schichtfolgen nach W, also gegen das Beckeninnere, in die Dach- bzw. Basisbereiche von Aufarbeitungshorizonten hinein ausdünnen. Beispiele hierfür sind die Region zwischen $\alpha 2 I$ und III mit dem Gmünder und dem Ebersbacher Sandstein; die Region im Hauptsandstein zwischen $\alpha 2 VI$ u. X; die Region $\alpha 2 X$ in SW-Württemberg, die Region $\alpha 2 XI$ und die Region $\alpha 3 II, 1-4$. Da sich das Energieniveau nach W verringert, scheidet verstärkte Wasserbewegung als Ursache für das Ausdünnen nach W aus. Es bleibt nur mangelnde Sedimentzufuhr.

Auf verringerte Sedimentzufuhr weist auch der i.d.R. hohe Anteil an Fossilresten am Aufbau der Aufarbeitungshorizonte hin. Da die Horizonte meist mehrere hundert, z.T. einige tausend Quadratkilometer bedecken und ein wechselnd großer Anteil der Fossilien gut bis sehr gut erhalten ist, ist Einschüttung aus einem unbekanntem, fern gelegenen Liefergebiet ganz unwahrscheinlich. Anteile von Bruchschill können durch Aufarbeitung und Umlagerung im Sedimentationsraum selbst entstanden sein.

Die lithologischen Einheiten der Aufarbeitungshorizonte weisen nicht selten Züge auf, die auf rasche Schüttung hinweisen und damit in scharfem Widerspruch zu den Merkmalen langsamer Sedimentation stehen. Hierzu gehören gute Sortierung des Bruchschills, Schrägschichtung (Taf. 24, Fig. 2) und die Beobachtung, daß die Ammoniten oft in beschränkten Arealen gehäuft auftreten und dort die ganze Bank durchsetzen, wobei kleinere Exemplare in den feinkörnigen Kalk- und Kalksiltsteinen im W ganz regellos im Gestein stecken. Fossile Wasserwaagen in diesen Gehäusen zeigen an, daß sie später nicht mehr umgelagert wurden. Der Widerspruch läßt sich durch die Annahme lösen, daß des öfteren Resedimentation durch Sturmeeinwirkung stattgefunden hat, und nur das Gefüge der letzten Aufarbeitung und Ablagerung erhalten geblieben ist.

Besonders unbeständig ist der vertikale Aufbau der chamositischen Kalksandsteine im östlichsten Faziesbereich der Aufarbeitungshorizonte. In ihnen ließen sich selbst über kurze Distanzen keine regelmäßig wiederkehrenden lithologischen Horizonte unterscheiden. Der Übergang von W in diese Fazies vollzieht sich nicht bevorzugt oben oder unten, sondern gleichmäßig. Dies gilt auch für die chamositischen Kalksandsteine, die aus einem Sandsteinkörper im W hervorgehen. Die Schillinsen und -lagen dieser Bänke weisen bald limonitisch imprägnierten Fossildetritus und umgelagerte Konkretionen auf, bald fehlen diese Komponenten, unabhängig vom Niveau.

Beziehungen der Sedimenteinheiten untereinander

Betrachtet man die Schichtfolge des Hettangiums und tiefsten Sinemuriums insgesamt, erheben sich folgende Fragen: Welcher Art sind die Grenzen zwischen den Sedimenteinheiten? Gibt es eine regelmäßig wiederkehrende vertikale Abfolge der Einheiten (rhythmische Sedimentation, Sedimentationszyklen)? Hat das bereits sedimentierte Material die weitere Sedimentation beeinflußt und in welcher Weise (z.B. durch "differential compaction")?

Das "Normalsediment" der Schichtfolge ist, wie im größten Teil des Lias, Tonstein. Die Aufarbeitungshorizonte und Horizonte mit Sandsteinkörper bilden zeitlich und räumlich begrenzte Unterbrechungen der vorherrschenden Tonsedimentation. Auf die Stellung dieser Einschübe in der Schichtfolge richtet sich daher das besondere Augenmerk.

Stellung der Aufarbeitungshorizonte

Stellung allgemein

Aufarbeitungshorizonte kommen teils frei innerhalb von Tonstein vor, teils bilden sie den oberen Abschluß von Horizonten mit Sandsteinkörper. Im ersteren Fall könnte ein zugehöriger unterlagernder Sandsteinkörper außerhalb des erhaltenen Verbreitungsgebiets des Schwarzen Jura α gelegen haben (z.B. $\alpha 1 V$, $\alpha 2 I$, $\alpha 2 V$, die Horizonte von $\alpha 2 XI$, $\alpha 3 I$, die Horizonte $\alpha 3 II, 2-6$). In der Position als oberer Abschluß

von Horizonten mit Sandsteinkörper sind sie auch aus dem Braunen Jura β Baden-Württembergs bekannt geworden ("Basisbank" ALDINGER 1957; "Deckschicht" WERNER 1959). Vereinzelt kann ein Aufarbeitungshorizont auch unmittelbar unter einem Sandsteinkörper auftreten ($\alpha 2 I$ unter dem Gmünder Sandstein; $\alpha 2 VIII$ unter dem Hauptsandstein 3).

Im Unterschied zu den "Deckschichten" der Sandsteine des Braunen Jura β (WERNER 1959, WEBER 1967) reicht die Verbreitung solcher Aufarbeitungshorizonte im Schwarzen Jura α meist weit über das Verbreitungsgebiet des jeweiligen Sandsteinkörpers hinaus. Vergleichbar sind allenfalls die Horizonte $\alpha 2 II$ und $\alpha 2 VI$, die den Gmünder Sandstein bzw. den Hauptsandstein 1 abschließen. Obwohl Eisenooide in den meisten Horizonten zu finden sind, kam es nur selten zu Anreicherungen. Mächtigere Flöze wie im Dogger fehlen.

Beim Auftreten innerhalb von Tonsteinpaketen ist häufig, wenn meist auch weniger auffällig als an der Grenze von Sandsteinen, ein Umschlag der Lithologie oberhalb des Aufarbeitungshorizonts gegenüber dem Liegenden festzustellen. Das beste Beispiel dafür bietet der Horizont $\alpha 1 III$ in SW-Württemberg, unter dem der Tonstein von Siltplättchen dicht durchsetzt ist, während sie darüber nur vereinzelt auftreten. Weiter östlich markiert dieselbe Bank die Grenze zwischen sandarmem Tonstein im Liegenden und Mergelsilten der Region des Eßlinger Sandsteins (Schönbuch und westliches Fildergebiet) - bzw. (östlich anschließend) dem Eßlinger Sandstein selber - im Hangenden. Auch der Horizont $\alpha 1 V, 3$ trennt einen sandarmen Tonstein im Liegenden von einem sandreichen im Hangenden (westliches Fildergebiet), ähnlich ist es bei $\alpha 1 II a$. $\alpha 1 V, 4$ hingegen scheidet einen sandreichen Tonstein im Liegenden von einem sandarmen im Hangenden.

Die Aufarbeitungshorizonte sind offensichtlich nicht streng an eine bestimmte Position innerhalb der Schichtfolge gebunden. Gemeinsam ist allen, daß sie mit Vorliebe an der Grenze unterschiedlicher Gesteinseinheiten auftreten. Dieses Auftreten läßt sich damit erklären, daß sich während der längeren Zeit, die diese Horizonte repräsentieren, die Verhältnisse im Sedimentationsraum so verändert haben, daß die Sedimentation nach der Unterbrechung häufig ebenfalls verändert wieder einsetzte. Daß solche Unterbrechungen bevorzugt nach Ablagerung eines Horizontes mit Sandsteinkörper, ähnlich wie im Braunen Jura β Württembergs, eintraten, ist für das Verständnis der Ursachen nicht ohne Bedeutung, läßt für sich allein betrachtet diese Ursachen aber nicht erkennen. Eine mögliche Erklärung hat ALDINGER (1957) gegeben (s. S. 84).

Mächtigkeitsverteilung

Nicht selten wird die Mächtigkeit von Aufarbeitungshorizonten von den unterlagernden Schichten beeinflußt. Aufarbeitungshorizonte, die einen Sandsteinkörper nach oben abschließen, dünnen des öfteren in dessen Zentralbereich aus ($\alpha 1 III$; $\alpha 1 IV a$; $\alpha 1 V, 1$; $\alpha 2 III$; $\alpha 2 III a$; $\alpha 2 IV$; $\alpha 2 VI$; $\alpha 2 VII$; $\alpha 2 X$; $\alpha 3 II, 1$). Die Mächtigkeit kann im westlichen Vorfeld des Sandsteinkörpers bedeutend anschwellen ($\alpha 1 IV a$; $\alpha 2 III$; $\alpha 2 X$). Eine morphologische Auftragung der Sandsteine als Grund für dieses Verhalten anzunehmen ist kaum möglich, weil gewichtige Argumente, vor allem die asymmetrische Korngrößenverteilung, gegen eine barrenartige Emporwölbung sprechen (s. Kap. 4.1.3.). Wie unten dargelegt wird, reagieren Aufarbeitungshorizonte in ihrer Mächtigkeit besonders empfindlich auf Unterschiede der Absenkung. Wahrscheinlich vollzog sich die Konsolidierung der Schichten im Bereich der Sandsteinkörper rascher als im Ton östlich und westlich davon, so daß die Setzung dort auch noch während der Ablagerung der Aufarbeitungshorizonte anhielt und dadurch eine atektonische, gegenüber dem benachbarten Sandsteinkörper verstärkte Absenkung herrschte.

Gruppen von Aufarbeitungshorizonten

In der Schichtfolge kommen Gruppen dicht aufeinander folgender Aufarbeitungshorizonte vor. Verfolgt man solche Gruppen nach der Seite, so vereinigen sie sich in manchen Fällen entweder nach W oder nach E zu einem Horizont (z.B. $\alpha 3 II, 2-5$ von Plochingen an nach

E, $\alpha 1 I$ und $\alpha 2 I, 1-2$ des Gmünder Gebiets nach W); in anderen Fällen rücken ihre Glieder weit auseinander und schließen sich anderen Gruppen an. So vergrößert sich z.B. der Abstand zwischen $\alpha 2 I$ und III nach E zu, Gmünder und Ebersbacher Sandstein schalten sich dazwischen. Ein anderes Beispiel sind $\alpha 3 I$ und II, die im Schönbuch noch dicht aufeinander folgen, in Plochingen aber mehrere Meter auseinanderliegen, getrennt durch den Plochinger Sandstein. Die dichte Aufeinanderfolge der Bänke innerhalb einer Gruppe ist daher Anzeichen geringer Sedimentation über einen längeren Zeitraum im Verbreitungsgebiet der Gruppe.

Ober- und Untergrenze

Die Ausbildung der Grenzen der Aufarbeitungshorizonte nach oben und unten läßt eine gewisse Abhängigkeit vom sedimentierten Material erkennen. Sehr feinkörnige Horizonte haben i.a. unscharfe Übergänge (mehrere Millimeter bis über 10 cm), grobkörnige Bruchschille dagegen meist scharfe. Generell vollzieht sich der Übergang nach oben allmählicher als der von unten; es gibt jedoch auch Fälle sehr unscharfer Untergrenzen ($\alpha 1 IVa$). Bei Vergrößerung der Körnung nach E nimmt auch die Schärfe der Grenzen zu; in Erosionsrelikten erkennt man, daß auch dort der Übergang von unten her unscharf gewesen sein kann, wenn zu Anfang entsprechend feineres Material sedimentiert worden ist. Bänke mit unscharfer Untergrenze können umgelagerte Konkretionen führen; die Unschärfe ist deshalb kein Beweis gegen Erosion vor Ablagerung des Banksediments. Die Unschärfe dürfte z.T. diagenetisch bedingt sein. Ein Hinweis besteht darin, daß die Aufarbeitungshorizonte im westlichen Württemberg in ihrem westlichen Randbereich häufig als Schillmergel mit einzelnen diagenetisch verfestigten Linsen ausgebildet sind. Weiter östlich ist die diagenetische Verfestigung des Banksediments vollständiger, die Übergangsbereiche können als unverfestigte Reste aufgefaßt werden. Ein weiterer Grund für die Unschärfe können Wühlgefüge (z.B. Chondrites) sein, die die Untergrenze verwischen. In diesem Fall nimmt im unterlagernden Tonstein die Dichte der Durchwühlung und damit der Durchdringung mit Banksediment nach unten stetig ab.

Wie die Schichtfolgen zeigen, die sich aus dem oberen und unteren Grenzbereich der Aufarbeitungshorizonte lateral entwickeln können (s.o.), stecken in diesen Grenzbereichen längere Zeiten geringer bis unterbrochener Sedimentation.

An der Unterseite von Aufarbeitungshorizonten kommt in manchen Fällen diskordantes Einschneiden in die Unterlage vor (s. z.B. SCHLOZ 1972: Abb. 5). Besonders fallen die Kolkformen im Faziesbereich der chamositischen Kalksandsteine auf. Auch darin wird die Verwandtschaft mit ähnlichen Bänken im E von Sandsteinkörpern deutlich. Mergelige Partien der Aufarbeitungshorizonte können dort durch Bioturbation auch unscharf sein.

Aufarbeitungstiefe

Im Faziesbereich der chamositischen Kalksandsteine läßt sich die Tiefe der Erosion, sofern die Wände der Erosionsformen erschlossen sind, unmittelbar messen. Sie kann einige Dezimeter erreichen (s. Kap. 5.2.2.). Bei flächenhafter Erosion, wie sie durch umgelagerte Konkretionen (z.T. mit Ammoniten der erodierten Schichten) angezeigt wird, ist eine direkte Messung nicht möglich. Man kann allenfalls vermuten, daß die Erosionsbeiträge im Beckeninnern geringer waren als weiter außen, wie auch die Tiefe von Kolkformen von E nach W abnimmt. Indirekt läßt sich zeigen, daß die Beträge nirgends 1 m wesentlich überschritten haben können, meist darunter lagen.

Da nämlich sämtliche Horizonte der Schichtfolge nach E ausdünnen, der Erosionsbeitrag im E aber zumindest gleich groß, wahrscheinlich aber größer gewesen ist als im W, so kann die Erosion nicht überall auf demselben Horizont zum Stillstand gekommen sein, sondern muß zwangsläufig nach E auf immer ältere Schichten übergegriffen haben. Paläon-

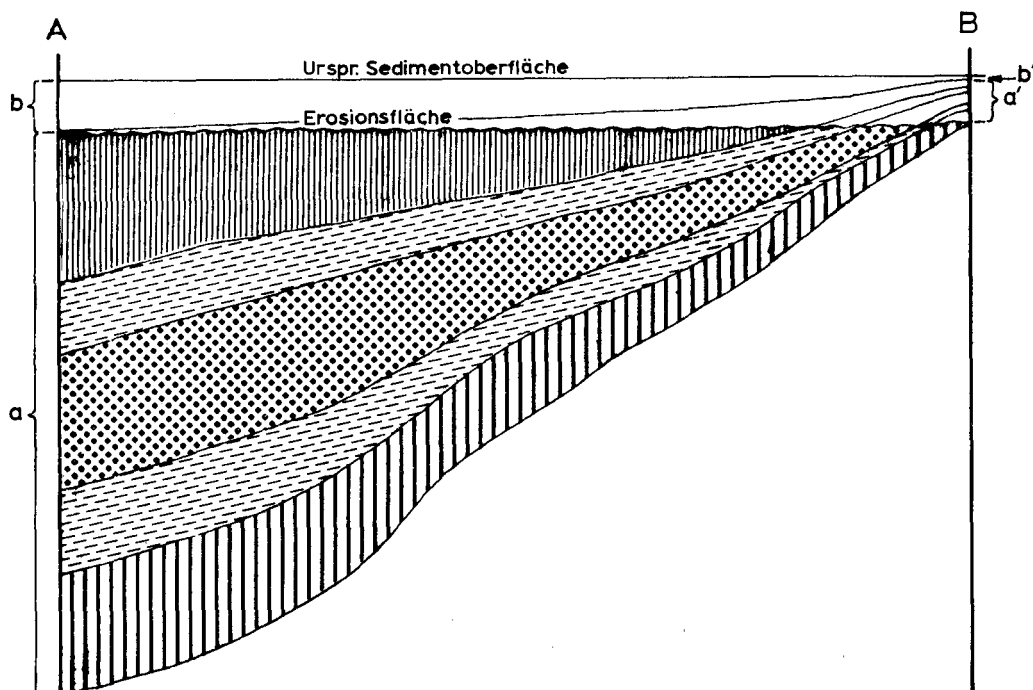


Abb. 18. Schematische Skizze zur Berechnung des Erosionsbetrags (b) in einer ausdünnenden Schichtfolge. Eingezeichnet sind nur die an der Lokalität B abgetragenen Schichten, nicht jedoch die darunter folgenden.

tologisch ist das nachgewiesen für die Basis des Gmünder Sandsteins, die im W über der Untergrenze der angulata-Zone ($\alpha 2 I, 1$) liegt, im Hesselberggebiet aber umgelagerte Psilophyllites hagenowi führt (JAHNEL 1970); die Erosion ging dort also tiefer als unter der "Oolithenbank" ($\alpha 2 I$) im W, die nur umgelagerte Ammoniten der laqueus-Subzone führt (SCHLOZ 1972). Ebenso liegt $\alpha 3 II$ im W einige Meter über der Basis des Sinemuriums; in Ostwürttemberg schneidet der Horizont in Sedimente der angulata-Zone (umgelagerte Feinsandsteinkerne von Schlotheimia angulata: SCHIEBER 1936). Ähnliche Ergebnisse brachte auch die Horizontverfolgung (s. übernächsten Abschnitt und Abb. 20).

Die so entstandene Winkeldiskordanz ist um so größer, je mächtiger das abgetragene Sediment ist. Würde z.B. auf die (heutige) Basis der Arietitenschichten als gegebene Sedimentoberfläche eine Erosion einwirken, so läge die dann entstehende Erosionsfläche nach einer Erosion von 1 m in Vaihingen noch hoch über dem Hauptsandstein, bei Aalen jedoch schon auf dessen tiefstem Horizont (Hauptsandstein 1). Bei einem Betrag von 5 m läge sie bei Vaihingen immer noch über dem Hauptsandstein, bei Aalen aber bereits mitten im Gmünder Sandstein. Die tatsächliche Abtragung läßt sich nun auf Grund dieses Zusammenhangs abschätzen (vgl. dazu Abb. 18 u. 20).

Wenn in der ausdünnenden Schichtfolge eine Winkeldiskordanz festgestellt ist, kann zunächst untersucht werden, welche Schichten, die im W noch vorhanden sind, im E fehlen. Aus dem generellen Ausdünnen der Schichten nach E läßt sich dann abschätzen, wie mächtig diese im E abgetragenen Schichten waren. Die stärkste Winkeldiskordanz zeigt der Horizont $\alpha 3 II$. Er liegt bei Aalen auf $\alpha 2 VIII$, es fehlt eine Schichtfolge, die bei Vaihingen ca. 6 m, bei Plochingen ca. 7 m mächtig ist. Aus dem Ausdünnen der Schichten nach E (vgl. Abb. 20) läßt sich abschätzen, daß die abgetragene Schichtfolge im Aalener Gebiet kaum noch 1 m betragen haben kann. Wie sich der maximale Erosionsbetrag im W, für dessen erodierte Sedimente es ja nirgends mehr erhaltene Äquivalente gibt, bestimmen läßt, soll folgende Rechnung zeigen.

In Abb. 18 sei a der Schichtstoß, der nur bei B erodiert ist, bei A aber erhalten blieb. a' sei sein hypothetisches Äquivalent bei B, extrapoliert aus der generellen Mächtigtkeitsabnahme von A nach B. b sei der auch bei A fehlende Schichtstoß, dessen Mächtigkeit ermittelt werden soll; b' sei sein hypothetisches Äquivalent bei B (entsprechend a'). Angenommen wird, der Erosionsbetrag sei bei A und B gleich oder bei A allenfalls geringer als bei B gewesen; ein höherer Betrag bei A scheint unrealistisch. Dann gilt:

$$b \approx a' + b' \quad (1)$$

Da wahrscheinlich ist, daß auch die unbekannte Schicht b der allgemeinen Schrumpfung der Mächtigkeit nach B in ähnlichem Ausmaß unterworfen war, gilt ferner:

$$\frac{a'}{a} \approx \frac{b'}{b} \quad (2)$$

Aus (1) und (2) ergibt sich die Beziehung

$$b \approx a' \frac{1}{1 - \frac{a'}{a}} \quad (3)$$

Aus der Beziehung (3) wird ersichtlich, daß bei kleinsten Werten für a'/a , d.h. bei starker Mächtigtkeitsabnahme, der Wert für b sich a' annähert und damit der Spielraum für die Variabilität, die die Beziehung (3) für b gibt (\approx), klein wird. Für große Werte von a'/a dagegen wird der Spielraum so groß, daß die Beziehung (3) in solchen Fällen nicht anwendbar ist.

Setzt man die Werte des obigen Falls (α 3 II) in (3) ein ($a = 7 \text{ m}$, $a' = 1 \text{ m}$), so ergibt sich für die Erosion bei Plochingen ein Wert von $b \approx 1,1 \text{ m}$. Bei den übrigen Aufarbeitungshorizonten sind die Winkeldiskordanzen wesentlich kleiner, so daß sie sich oft gar nicht sicher nachweisen lassen. Bei ihnen kann der Erosionsbetrag in der ausdünnenden Schichtfolge erst recht nicht viel über 1 m gelegen haben.

Diese Überlegungen zeigen übrigens, daß sich die umgelagerten Konkretionen in Tiefen um, wahrscheinlicher unter einem Meter gebildet haben. LIPPMANN (1955) und SEIBOLD (1962) kamen zu dem Ergebnis, daß die Bildungstiefe von Konkretionen mit $1 - 5 \text{ m}$ zu veranschlagen ist. Offenbar kann die Bildung auch in noch geringerer Tiefe vor sich gehen.

Konkretionslagen

Die Aufarbeitung unter Aufarbeitungshorizonten im W des Gebiets kam im Ton häufig auf einer Konkretionslage zum Stillstand (vgl. ALDINGER 1957); vielfach wurden die Konkretionen auch in die Bank aufgearbeitet. Z.T. kann man beobachten, wie eine Konkretionslage aus dem Tonstein lateral in die Bank läuft infolge wechselnder Tiefe der Aufarbeitung (WALLISER 1956 c: 60; SCHLOZ 1972: Abb. 5). In vielen Fällen sind diese Konkretionen wesentlich größer als die im übrigen Tonstein, vereinzelt sind große Linsen oder durchgehende Bänke konkretionären Kalkes entwickelt. Man muß daher annehmen, daß die Entstehung dieser Lagen in ursächlichem Zusammenhang mit der Entstehung der Aufarbeitungshorizonte stand.

ALDINGER (1957: 89) sah als Ursache für die Entstehung der Aufarbeitungshorizonte eine kontinuierliche Erhöhung der Strömungsenergie an, die bei Überschreitung eines Grenzwerts zu Erosion führt. Wenn man nun annimmt, daß der Erosion eine längere Gleichgewichtsphase vorausgeht, in der der Sedimentspiegel mehr oder minder konstant bleibt, kann die Bildung der Konkretionen in diese Phase fallen. Daß es gebietsweise eine derartige Phase gegeben hat, wird belegt durch die Schichtfolgen, die sich aus dem unteren Grenzbereich eines Aufarbeitungshorizonts nach der Seite entwickeln können (z.B. α 3 II, 1-4 mit Plochinger Sandstein, die sich aus der Unterseite von α 3 II,5 entwickelt; eine Lage großer Konkretionen ist in Vaihingen an der Basis von α 3 II vorhanden). Diesen Schichtfolgen entspricht seitlich, wie schon mehrfach erwähnt, offensichtlich eine weitgehende Sedimentationsunterbrechung. Für eine Omissionsphase vor der Erosion sprechen auch die Thalassinoides-Bauten an der Basis vieler Aufarbeitungshorizonte. Sie wurden von der Erosion freigelegt und mit Bankmaterial gefüllt, sie müssen daher älter sein als die Bank. Andererseits gehören sie auf Grund ihrer in dieser Position immer besonderen Größe faziell nicht zum Tonstein. Anlage während einer Omissionsphase vor der Erosion ist daher am wahrscheinlichsten (SCHLOZ 1972: 196).

An der Basis von Aufarbeitungshorizonten im E des Gebiets fehlen vergleichbare Kon-

kretionslagen; soweit solche vorhanden waren, dürften sie durchweg umgelagert worden sein. Auch Thalassinoides-Geflechte wie im westlichen Württemberg fehlen dort.

Stellung der Horizonte mit Sandsteinkörper

Durch die stratigraphische Stellung der Aufarbeitungshorizonte ist bereits auch die Stellung der Horizonte mit Sandsteinkörper in der vertikalen Abfolge festgelegt. Sie schließen oben durchweg, zumindest gebietsweise, mit einem Aufarbeitungshorizont ab, der im Einzelfall sehr unterschiedlich aussehen kann und sich prinzipiell nicht von anderen Aufarbeitungshorizonten unterscheidet. Das Liegende wird dagegen meist von Tonstein ohne Zwischenschaltung eines Aufarbeitungshorizontes gebildet. In der daraus erkennbaren Abfolge Tonstein - Sandstein - Aufarbeitungshorizont fehlt die Phase der Sand-sedimentation nicht selten, woraus folgt, daß zwischen der Bildung der Horizonte mit Sandsteinkörper und der der Aufarbeitungshorizonte möglicherweise kein direkter ursächlicher Zusammenhang, allenfalls ein mittelbarer, bestanden hat (vgl. S. 80-81).

Wie oben (s. S. 75) schon bemerkt, sind die Grenzen zwischen Ton- und Sandsteinhorizonten in der Regel scharf. Dort, wo unter kompaktem Sandstein Wechsellagerungen auftreten, handelt es sich um selbständige Einheiten, die anderswo durch ein mächtigeres Tonsteinpaket vom kompakten Sandstein abgetrennt sind (z.B. Oberberkener und Nassacher Sandstein an der Basis des Hauptsandsteins), oder um Ausläufer tieferer Teile desselben Sandsteinpakets, die eine geringere laterale Reichweite haben, aber anderswo genauso kompakt sind wie der darüber folgende Teil des Sandsteinkörpers (z.B. Mutlanger Sandstein im Göppinger und Gmünder Gebiet).

Aus den scharfen Grenzen nach unten und oben einerseits und der Armut der Tonsteinhorizonte an Sandstein andererseits, wie auch aus der lateralen Abfolge der Fazies in den beiden Typen von Sedimenteinheiten selber (vgl. S. 74-76), geht hervor, daß es keine kontinuierlichen Übergänge von einem Sandsteinkörper in den nächst höheren durch laterales Wandern der Schüttungsbereiche gibt, sondern daß die Sandsteinkörper zeitlich scharf begrenzte Einschübe in das "Normalsediment", den Tonstein bilden. Ein ursprünglich vorhandener Übergangsbereich aus dem Tonstein im Liegenden, der nur geringmächtig gewesen sein kann, mag der Erosion zum Opfer gefallen sein, die sich nach E zunehmend bemerkbar macht.

Eine längere Sedimentationsunterbrechung an der Basis der Sandsteinkörper ist nicht anzunehmen, denn weder finden sich dort im Normalfall entsprechende Sedimente (Aufarbeitungshorizonte), noch sind darunter Konkretionslagen oder Thalassinoides-Bauten entwickelt. Lesedecken von Schalenstrümmern sind nur selten ausgebildet und können schon bei einmaliger Aufarbeitung (durch die vorhergehende Erosion) entstanden sein.

Es sei noch bemerkt, daß die Sandsteinkörper nicht alle in einem bestimmten Gebiet übereinander liegen. Sie sind vielmehr gegeneinander sowohl in E-W als auch in N-S-Richtung versetzt. Eine Antwort auf die Frage nach dem Grund dafür setzt die Kenntnis der Mächtigkeitsentwicklung der gesamten Schichtfolge voraus (s.u.).

Aspekte der Faziesbeziehungen

Ein wesentliches Ergebnis der obigen Ausführungen war, daß nicht jeder Sedimenteinheitstyp einen bestimmten Beckenbereich (Tiefenbereich) repräsentiert, sondern daß sich die Sedimenteinheiten über mehr oder minder dieselben Beckenbereiche hinweg gebildet haben, wobei sie in jedem Bereich durch eine bestimmte Ausbildung ausgezeichnet sind. Aus diesem Grund ist ein bestimmter Beckenbereich nicht nur durch einen einzigen Gesteinstyp, sondern durch ein ganzes Ensemble von Gesteinen charakterisiert, die nur dort vorkommen (natürlich liegen zwischen den einzelnen Bereichen breite Verzahnungsgebiete).

Der hier betrachtete Gesteinskomplex läßt im wesentlichen vier Bereiche erkennen. Der innerste ist ausgezeichnet durch eine kalkig-bituminöse Fazies (Kraichgau). Der

nächste setzt sich im wesentlichen aus Tonsteinen und wühlentschichteten Kalkbänken mit wechselndem Sandgehalt zusammen. Der dritte besteht aus feingeschichteten Sandsteinbänken, dicht gepackten Schillen und Tonsteinhorizonten; sandarme Kalke fehlen. Der äußerste schließlich ist gekennzeichnet durch feingeschichtete, z.T. chamositische Sandsteine und Wechsellagerungen von Tonstein und Sandsteinplättchen, wobei die einzelnen Horizonte durch Erosionserscheinungen in ihrer Mächtigkeit stark schwanken und streckenweise auskeilen; Kolkrinnen sind charakteristisch für ihn.

Auch der nächst höhere Schichtkomplex, die oberen Arietitenschichten, besteht aus verschiedenen Typen von Sedimenteinheiten, die jedoch z.T. eine andere laterale Faziesabfolge besitzen. So fehlt diesem Komplex ein Feinsandstein-Bereich, der Tonstein-Bereich ist verkümmert, dafür besitzt er im E einen Bereich überaus grober Sandsteine, die dem tieferen Komplex fehlen. Lediglich sein westlicher Faziesbereich, der kalkig-bituminöse, stimmt mit dem westlichsten des tieferen Komplexes überein, zumindest in den wesentlichen Zügen. Letztere Fazies erreicht in den unteren Arietitenschichten das westliche Württemberg und herrscht dort in den oberen Arietitenschichten vor. Hier hat sich das ganze Gesteinsensemble eines Beckenbereichs über das eines Nachbarbereichs verlagert, hier kann mit gutem Grund von einer Faziesverschiebung im Sinne des WALTHERschen Gesetzes (WALTHER 1893/94: 195) gesprochen werden. Das gilt aber nicht mehr für den Arietensandstein im E des Gebiets, denn diese Ausbildung fehlt dem tieferen Komplex bis zum Übergang in die nichtmarine Fazies vollkommen.

Die Beobachtungen haben Konsequenzen für die Deutung isolierter Profile, deren laterale Faziesbeziehungen nicht oder nur ungenügend bekannt sind. Es hat sich gezeigt, daß nicht jeder vertikale Fazieswechsel auf lateralen Faziesverschiebungen beruht. Der größte Vorbehalt ist bei einzelnen Bänken angebracht. Wahrscheinlicher, aber keinesfalls sicher, ist laterale Faziesverschiebung beim vertikalen Übergang von einem Gesteinsensemble zu einem anderen. Die Korngröße, allgemein als besonders sicheres Kriterium für Änderungen der Wassertiefe betrachtet, hat sich bei den hier untersuchten vertikalen Korngrößensprüngen als wenig verlässlich erwiesen. Weder ließ sich eine laterale Faziesverschiebung beim Wechsel von Tonsteinhorizont zu Sandsteinkörper erkennen, noch beim Wechsel von den feinkörnigen Sedimenten im Hettangium des östlichsten Württembergs und des Hesselberggebiets zu den Grobsanden und Feinkiesen des Arietensandsteins. Letzterer Übergang suggeriert kräftige Regression, tatsächlich aber transgrediert das marine tiefere Sinemurium in dieser grobkörnigen Fazies weit nach E über nichtmarines Hettangium (Oberfranken, Oberpfalz)! Die beiden so unterschiedlichen Gesteinskomplexe müssen sich auf Grund ihrer paläogeographischen Situation in etwa demselben Tiefenbereich gebildet haben. Tatsächlich gibt es auch in beiden Komplexen Anzeichen flachsten Wassers; im höheren ist es in erster Linie die Grobkörnigkeit, im tieferen sind es die starken Erosionserscheinungen.

Die Erkenntnis J. WALTHERs, daß bei jedem Vorrücken und bei jedem Zurückweichen des Meeres verschiedene, lateral benachbarte Faziesbereiche über ein bestimmtes Areal hinwegwandern und sich bei Sedimentation in entsprechenden vertikalen Fazieswechseln ausdrücken, ist in unzähligen Fällen bestätigt worden, so auch in vorliegender Schichtfolge. Der Umkehrschluß, daß jedem vertikalen Gesteinswechsel eine Trans- oder Regression zugrunde liegen müsse und jedes Profil sich mit Hilfe des WALTHERschen Gesetzes ausdeuten lasse (VISHER 1965), hat sich als nicht zulässig erwiesen. Die Sedimentation hängt ganz offenbar nicht allein von der Meerestiefe ab, sondern auch von anderen hydrographischen Faktoren. So finden sich auch in heutigen einander benachbarten Meeresteilen in denselben Tiefen die verschiedensten Sedimente, je nach den hydrographischen Bedingungen. Bei der Beurteilung vertikaler Fazieswechsel müssen deshalb auch andere Änderungen als solche der Tiefe in Betracht gezogen werden.

3.6.2. Mächtigkeitentwicklung und ihre Beziehungen zur Fazies

Prinzipien der Mächtigkeitentwicklung

Die laterale und vertikale Mächtigkeitentwicklung läßt komplexe Vorgänge erkennen. Man kann unterscheiden:

1. Die generelle Mächtigkeitentwicklung der Schichtfolge.
2. Kleinräumige, ortsfeste Mächtigungsmaxima und -minima.
3. Wellenförmig von E nach W wandernde Maxima und Minima.

Generelle Mächtigkeitsverteilung

Im Verlauf der Isopachen des Hettangiums (Abb. 19) und der des Keupers (GEYER & GWINNER 1964: Abb. 14) zeigt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung. Von einem Bereich maximaler Mächtigkeiten, der von den Löwensteiner Bergen im N über Plochingen nach S gegen den Bodensee verläuft ("Mächtigkeitssachse"), nehmen die Mächtigkeiten nach W und E ab. Das weist darauf hin, daß sich die kontinuierliche Absenkung des süddeutschen Beckens, wie sie WURSTER (1964: 122) in der Trias annimmt, in den Lias hinein fortgesetzt hat. Allerdings erfolgen hier die Mächtigungsreduktionen von der Achse zum Rand auf wesentlich kürzere Distanzen.

Kleinräumige, ortsfeste Mächtigkeitsextreme

Die Absenkung vollzog sich nicht überall ganz gleichmäßig; vor allem nach E beobachtet man eine stufenweise Abnahme der Gesamtmächtigkeit. Eine Verzögerung der Abnahme besteht im Gebiet Göppingen - Schwäbisch Gmünd (Mächtigungsmaximum: Profil 183) und im Aalener Gebiet (Maximum: Profil 384). Als dazwischen liegende "Schwellen" erwiesen sich der östliche Schurwald (Minimum: Profil 175 a) und das Gebiet bei Abtsgmünd (Minimum: Profil 376). Das Mächtigungsmaximum des Hesselberggebiets wird durch die Sederndorfer "Schwelle" von den Gebieten weiter westlich getrennt. Es ist verständlich, daß solche Mächtigkeitsschwankungen um so schärfer hervortreten, je weniger mächtig die Schichtfolge ist; im Extremfall kann es zu einer völligen oder teilweisen Wiederabtragung einer primär schon dünnen Schichtdecke kommen wie im Fall der "Weißenburger Schwelle" oder derjenigen, die sich im Gebiet Scherstetten - Heimertingen - Tettang ausdehnt (s. Kap. 3.5.).

Die genannten relativ kleinräumigen Unregelmäßigkeiten der generellen Mächtigkeitentwicklung haben im allgemeinen regellose Umrisse. Sie folgen keineswegs etwa der Küstenlinie (SEILER & VILLINGER 1966: 91). So setzt sich das Mächtigungsmaximum bei Hüttlingen (N Aalen) nicht nach N fort, das Mächtigungsminimum von Sederndorf nicht nach S. Vom Schurwald nimmt die Mächtigkeit nach S beträchtlich zu (vgl. Eßlingen-Liebersbr. 164 b - Eßlingen 164 - Berkheim 155/156; Aichschieß 166/167 - Deizisau 160/161; Unterberken 175 a - Niederwälden 183), ebenso auf den Fildern (Degerloch 120 - Flughafen 128 a). Ein weiteres Minimum liegt möglicherweise bei Bempflingen, ein Maximum bei Kirchheim/T. Auch im südlichen Schönbuch ist ein Mächtigungsmaximum nachzuweisen. Ein Extrem bildet das Mächtigungsmaximum bei Deizisau (161-163), in dem der gesamte Schwarze Jura α auf wenigen Quadratkilometern von 35 auf 50 m anschwillt. Solche lokalen Abweichungen der Mächtigkeit setzen sich oft noch über den Schwarzen Jura α hinaus in höhere Horizonte fort (Beispiele bei FRANK 1930, SCHIEBER 1936, BECHTER 1937, DORN 1937, SEILER & VILLINGER 1966, JAHNEL 1970).

Die Mächtigungsabweichungen betreffen nicht nur das Gesamtprofil, sondern mehr oder minder jeden seiner Horizonte, nicht etwa nur bestimmte Abschnitte oder nur eine bestimmte Fazies. Gerade die Beharrlichkeit der Mächtigkeitserhöhung bzw. -erniedrigung in einem bestimmten Gebiet über lange Zeit, unabhängig von der Fazies, zeigt, daß sie tektonisch bedingt ist (v. FREYBERG 1962: 229). Es sind offenbar Bewegungen, die sich der generellen Absenkung des Beckens überlagert haben. Einzelne Schichten können sich abweichend verhalten; gewöhnlich hängt das mit dem anschließend beschriebenen Phänomen zusammen.

Wellenförmig wandernde Mächtigkeitsextreme

Die Mächtigkeitsextreme innerhalb der Schichtfolge verläuft keineswegs kongruent. Die maximalen Mächtigkeiten verteilen sich vielmehr von Sedimenteinheit zu Sedimenteinheit auf einen weiten Raum zwischen Schönbuch und Aalener Gebiet. Zwar werden alle Horizonte von der generellen Mächtigkeitsreduktion nach W und E betroffen, jedoch in sehr weiter Verschiebung gegeneinander.

Bei genauer Betrachtung erscheint die Mächtigkeitsextreme innerhalb der Schichtfolge nicht regellos. Man stellt vielmehr im Verlauf der Sedimentation eine Tendenz zur Verlagerung der Maxima von E nach W fest, die sich mehrfach wiederholt (Abb. 20). Der Verlagerung der Mächtigkeitsextrema nach W entspricht im E eine nach oben immer stärker werdende Schrumpfung der Mächtigkeiten bis zu sukzessivem Auskeilen der Schichten, wobei eine nach E auf immer tiefere Horizonte übergreifende Schichtlücke entsteht. Diese kann z.T. noch erosiv verstärkt sein (z.B. Basis von $\alpha 3$ II in Ostwürttemberg oder die Basis des Gmünder Sandsteins, vgl. S. 83 u. Abb. 20). Der erste "Zyklus" dieser Art umfaßt die Psiloceratenschichten, der zweite reicht bis zur Obergrenze von $\alpha 2$ III, der dritte schließt die Schichten bis zur Basis des Hauptsandsteins ein, der vierte den Rest der Schlotheimienschichten; der fünfte schließlich umfaßt die unteren Arietitenschichten (Abb. 20, I-V). Die Tendenz ist auch noch höher zu beobachten.

Möglicherweise überlagerte sich der säkularen, mehr oder minder ortsfesten Absenkung eine wiederholt wellenförmig von E nach W laufende Sonderbewegung. Eine ähnliche Kombination von ortskonstanten und lateral wellenförmig sich verschiebenden Vertikalbewegungen hat bereits KLÜPFEL (1917) aus dem Lothringer Jura beschrieben. Ein weiteres Beispiel aus Württemberg (Brauner Jura) findet sich in GEYER & GWINNER 1964: Abb. 25. Es handelt sich um eine nicht seltene Erscheinung in epikontinentalen Schichtfolgen.

Mächtigkeit und Fazies

Großräumige Mächtigkeitsverteilung und Fazies

Vergleicht man die Mächtigkeitsverteilung des Hettangiums mit der Verbreitung der Sandsteine (Abb. 19), so fällt eine ausgeprägte Asymmetrie zur N-S verlaufenden "Mächtigkeitsextreme" (s.o.) auf. Die Sandsteine konzentrieren sich auf das Gebiet im E des Mächtigkeitsextremums, nach W geht die ganze Schichtfolge in Tonstein über; im Mächtigkeitsextremum des Kraichgaus (Langenbrückener Senke) werden die Schichten, zumindest im höheren Teil, bituminös (RÜGER 1922, K. HOFFMANN 1963, HETTICH 1974 u. eig. Beob.). Noch deutlicher zeigt sich die Asymmetrie bei der Korngrößenverteilung (s. Kap. 4.1.). Auch die Arietitenschichten zeigen eine charakteristische, oben beschriebene Änderung der Gesteine nach W, der nur eine Abnahme des Energieniveaus zugrundeliegen kann. Es sind im Grunde ähnliche Verhältnisse wie im höheren Keuper, in dem ebenfalls westlich der größten Gesamtmächtigkeiten die Sandsteine (Kiesel- und Stubensandstein) auskeilen (GEYER & GWINNER 1964: Abb. 18). In beiden Fällen spricht die Fazies für eine Lage des morphologischen Beckentiefsten weit westlich des Bereichs größter Mächtigkeiten. Ein zweites Mächtigkeitsextremum lag sowohl im Hettangium wie im Keuper in der Nähe des nordwestlichen Beckenrandes (Luxemburg bzw. Lothringen).

Die Mächtigkeitsextremunterschiede im Großen können nicht allein auf die Differenzen der Sedimentationsbeträge von Sand (am Rand) und Ton (im Becken) zurückgeführt werden, sie sind dafür viel zu groß. Sie können aber auch nicht mit verringerter Sedimentzufuhr im morphologischen Beckentiefsten bei gleichmäßiger Absenkung des ganzen Beckens oder gar bei maximalen Absenkungsbeträgen im morphologischen Beckentiefsten erklärt werden. Ein solches Bewegungsmuster hätte zu einer ständigen Versteilung des Meeresboden-Gefälles ("paleoslope") geführt, was zwangsläufig eine Verlagerung des Schwerpunkts der Sedimentation nach W nach sich gezogen hätte. In diesem Fall wäre auch die Ausbreitung des Schilfsandsteins oder des Rätssandsteins in ihrer vorliegenden Form nicht möglich gewesen. Am wahr-

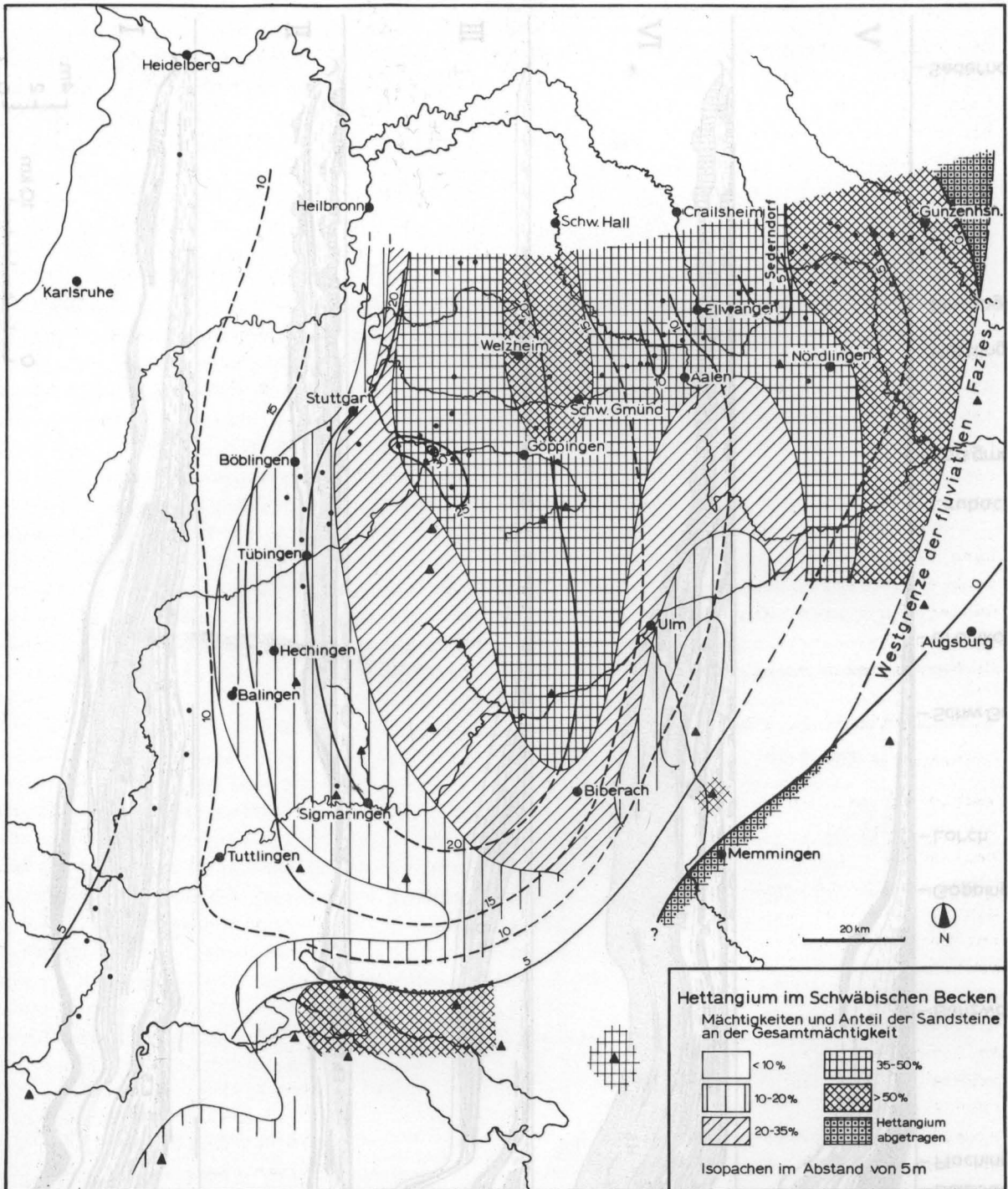


Abb. 19. Übersicht über die Mächtigkeiten des Hettangiums im schwäbischen Sedimentationsraum sowie über den Anteil der Sandsteine an der Gesamtmächtigkeit. Die Gesamtprofile, die hierfür zur Verfügung standen, sind eingetragen (Punkte: Tagesaufschlüsse und Flachbohrungen, Dreiecke: Tiefbohrungen).

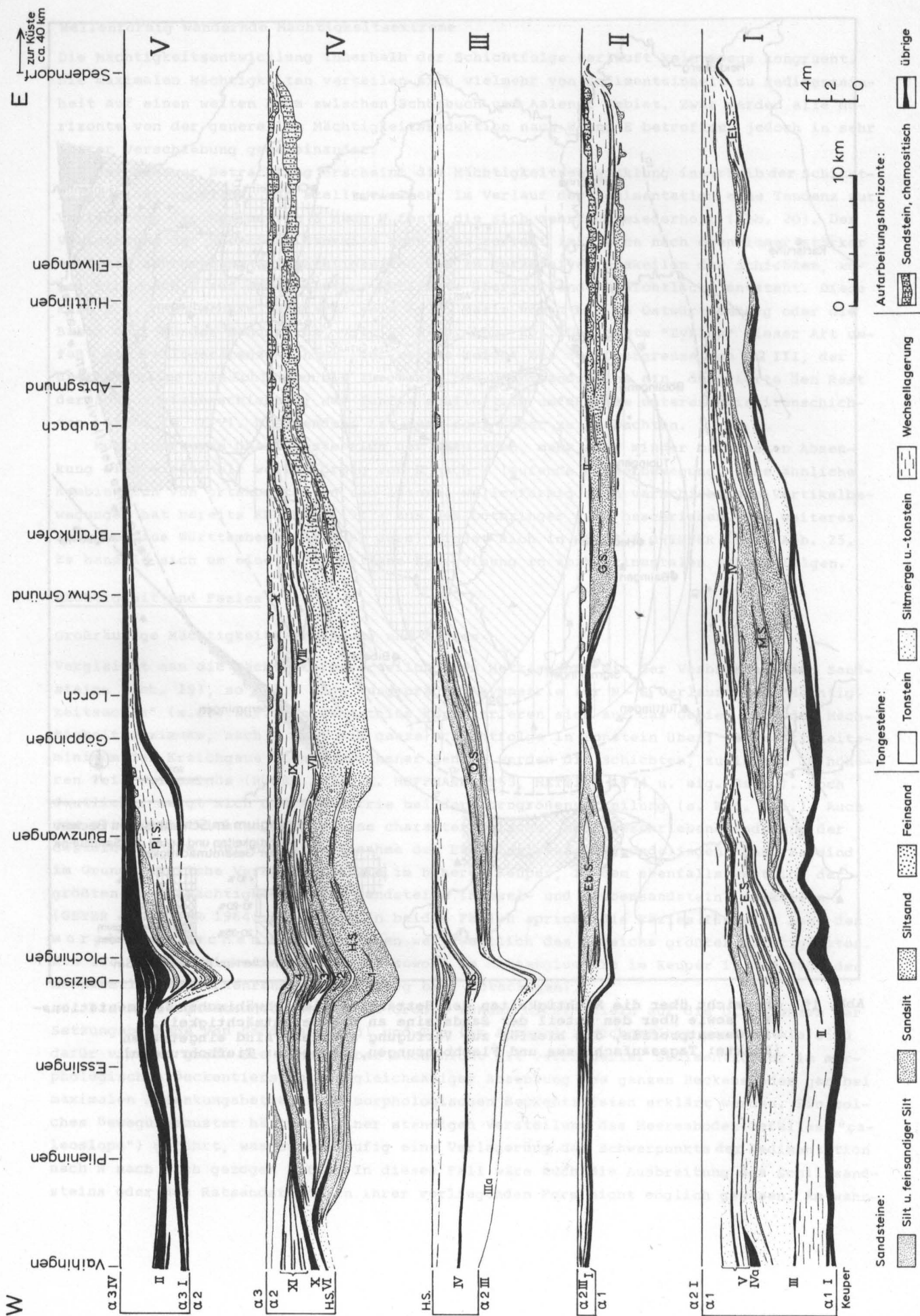


Abb. 20.

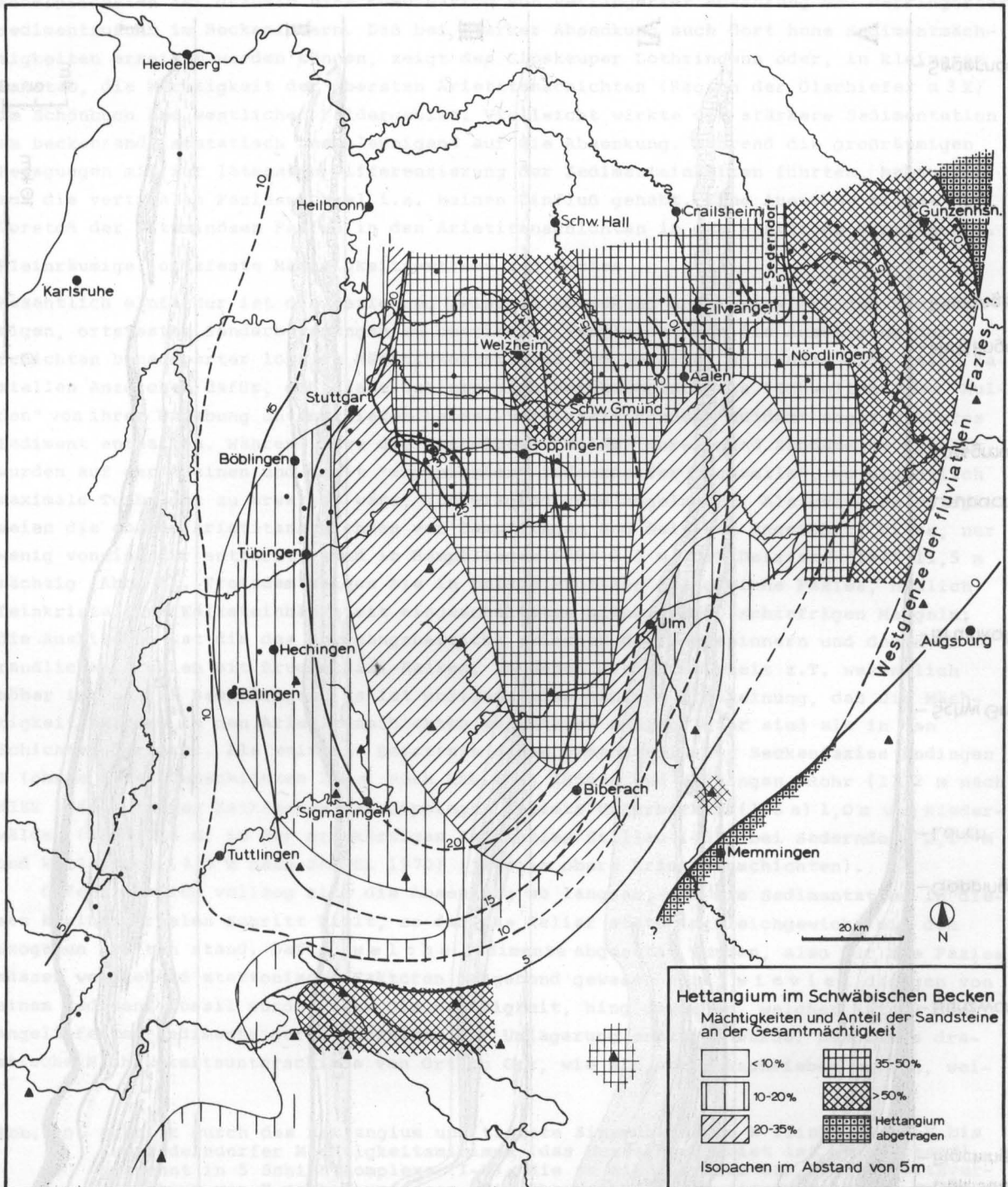


Abb. 19. Übersicht über die Mächtigkeiten des Hettangiums im schwäbischen Sedimentationsraum sowie über den Anteil der Sandsteine an der Gesamtmächtigkeit. Die Gesamtprofile, die hierfür zur Verfügung standen, sind eingetragen (Punkte: Tagesaufschlüsse und Flachbohrungen, Dreiecke: Tiefbohrungen).

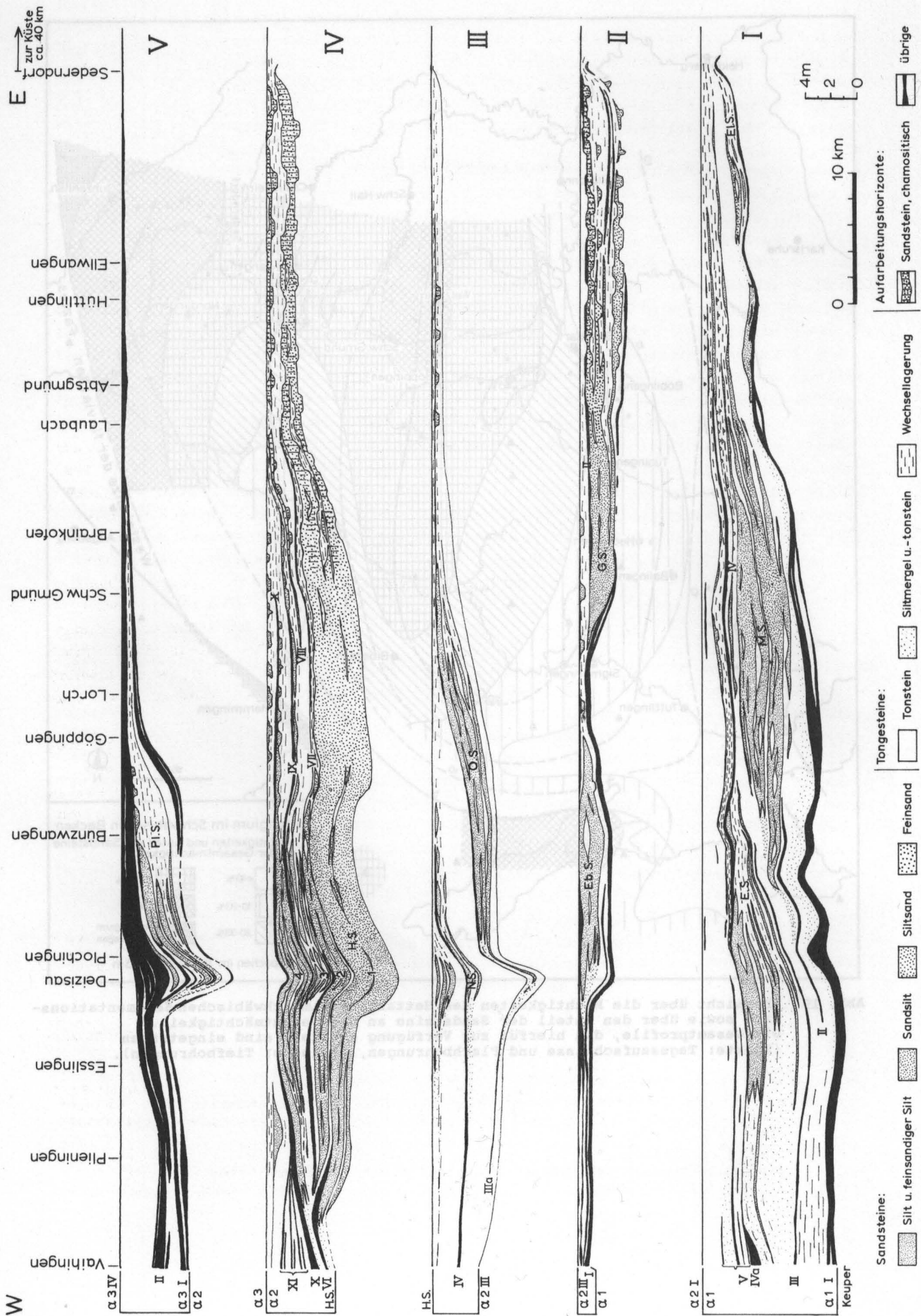


Abb. 20.

scheinlichsten ist deshalb eine Kombination von verringerter Absenkung und verringerter Sedimentzufuhr im Beckeninnern. Daß bei starker Absenkung auch dort hohe Sedimentmächtigkeiten erreicht werden können, zeigt der Gipskeuper Lothringens oder, in kleinerem Maßstab, die Mächtigkeit der obersten Arietitenschichten (Region der Ölschiefer α 3 X) im Schönbuch und westlichen Fildergebiet. Vielleicht wirkte die stärkere Sedimentation am Beckenrand isostatisch beschleunigend auf die Absenkung. Während die großräumigen Bewegungen mit zur lateralen Differenzierung der Sedimenteinheiten führten, haben sie auf die vertikalen Fazieswechsel i.a. keinen Einfluß gehabt. Eine Ausnahme bildet der Vorstoß der bituminösen Fazies in den Arietitenschichten in das westliche Württemberg.

Kleinräumige, ortsfeste Mächtigkeitsextreme und Fazies

Wesentlich einfacher ist die Beziehung zwischen Absenkung und Fazies bei den kleinräumigen, ortsfesten Sonderbewegungen zu bestimmen. Vergleicht man die Ausbildung der Schichten benachbarter lokaler Mächtigkeitsexima und -minima, so finden sich keine fazialen Anzeichen dafür, daß diese Gebiete sich morphologisch als "Schwellen" oder "Mulden" von ihrer Umgebung unterschieden haben. Vereinzelt können "Mulden" sogar gröberes Sediment enthalten. Während etwa die Hesselberg-"Mulde" vorwiegend Sandsteine enthält, wurden auf der kleinen und damit "exponierten" Sederndorfer "Schwelle", wo eigentlich maximale Turbulenz zu erwarten wäre, überwiegend Tone abgelagert. Als weiteres Beispiel seien die oberen Arietitenschichten von Bempflingen und Deizisau angeführt. Diese, nur wenig voneinander entfernt, sind in Bempflingen (29) 1,5 m, bei Deizisau (161) 11,5 m mächtig (Abb. 8). Trotzdem zeigen sie in beiden Profilen die gleiche Fazies, nämlich feinkristalline Kalksteinbänke mit eingeschalteten bituminösen, schiefrigen Mergeln; die Ausbildung ist die des Übergangsbereichs zwischen dem Beckeninnern und den mehr randlichen Arealen mit Bruchschill-Kalken, in denen die Mächtigkeit z.T. wesentlich höher ist als in Bempflingen. Es ist übrigens eine häufige Erscheinung, daß die Mächtigkeitsextreme in den Arietitenschichten wesentlich ausgeprägter sind als in den Schichten darunter. Als weitere Beispiele seien genannt: in der Beckenfazies Edingen I (obere Arietitenschichten 2,4 m nach WALLISER 1956 b) und Vaihingen-Rohr (11,2 m nach RIEK 1966); in der Kalkfazies des Göppinger Gebiets Unterberken (175 a) 1,0 m und Niederwälden (183) 5,4 m; in der grobkörnigen Sandfazies Stillau (407) bei Sederndorf 0,17 m und Weiltingen (3,3 m nach JAHNEL 1970) (jeweils obere Arietitenschichten).

Offensichtlich vollzog sich die Absenkung so langsam, daß die Sedimentation in diesen kleinen Arealen Schritt hielt, so daß das Relief stets im Gleichgewicht mit den exogenen Kräften stand. Dafür, welche Sedimente abgesetzt wurden, also für die Fazies, müssen weitgehend atektonische Faktoren maßgebend gewesen sein; wieviel dagegen von einem Sediment fossil wurde, also die Mächtigkeit, hing davon ab, welcher Anteil des angelieferten Sediments durch Absenkung der Umlagerung entzogen wurde. Besonders drastische Mächtigkeitsunterschiede von Ort zu Ort, wie sie oben beschrieben wurden, wei-

Abb. 20. Schnitt durch das Hettangium und tiefste Sinemurium von W (links) nach E bis zum Sederndorfer Mächtigkeitsminimum (das Hesselberggebiet ist weggelassen), getrennt in 5 Schichtkomplexe (I-V), die je einen Zyklus der Mächtigkeitsverschiebung von E nach W umfassen. Die Obergrenze jedes dieser Komplexe entspricht der Untergrenze des nächst höheren.

Der Schnitt zeigt auch die Korngrößenverteilung in den Sandsteinkörpern sowie die Verbreitung der Kolkrinnen und der chamositischen Ausbildung von Sandsteinen.

Abkürzungen:

Pl.S. Plochingen Sandst., H.S. Hauptsandstein (Körper 1-4), N.S. Nassacher Sandstein, O.S. Oberberkener Sandstein, Eb.S. Ebersbacher Sandstein, G.S. Gmünder Sandstein, E.S. Eßlinger Sandstein, M.S. Mutlanger Sandstein, El.S. Ellwanger Sandstein.

Die Basislinie des Querschnitts verläuft quer zum Verlauf der Linien gleicher Ausbildung; die Profilpunkte wurden auf diese Linie projiziert.

Überhöhung: 1000-fach.

sen auf Zeiten geringer Sedimentanlieferung hin; eine Änderung der Absenkungsbeträge braucht damit nicht verbunden gewesen sein. Tatsächlich bestehen die Arietitenschichten, besonders die oberen, vorwiegend aus Aufarbeitungshorizonten, für die reduzierte Sedimentation bezeichnend ist.

KÖLBEL (1967) beschreibt eine ähnliche Unabhängigkeit von begrenzten Mächtigkeits-extremen und Fazies aus NE-Deutschland. Im Gegensatz dazu bestehen im Lias von Lothringen (KLÜPFEL 1917) und England (ARKELL 1933, HALLAM 1967 b) faziell als morphologische Schwellen erkennbare Mächtigkeitsminima.

Wandernde Mächtigkeitsextreme und Fazies

Eine gewisse Beziehung läßt sich zwischen wandernden Mächtigkeitsmaxima und Lage der Sandsteinkörper feststellen. Die Sandsteinkörper treten immer dort auf, wo der Tonstein, in den sie sich einschieben, anschwillt. So setzt eine ganze Anzahl von Sandsteinkörpern im Mächtigkeitsmaximum der Plochinger Gegend ein. Der Verlagerung der Mächtigkeitsmaxima von E nach W entspricht eine Verlagerung der Sandsteinkörper in derselben Richtung, so daß die stratigraphisch jeweils höheren innerhalb einer solchen "Wellenbewegung" weiter im W liegen (vgl. Abb. 20). Die Verlagerung von Mächtigkeit und Fazies nach W ist jedoch nicht ganz synchron, einmal eilt die Mächtigkeit voraus, wie im Fall des Eßlinger Sandsteins, dem im W ein relativ mächtiges toniges Äquivalent vorgelagert ist, während er nach E ausdünnert, ein andermal eilt die Fazies voraus, wie im Fall des Gmünder Sandsteins, der nach W ausspitzt, während sein Mächtigkeitsmaximum im östlichen Wechsellagerungsbereich liegt.

Gerade diese "Phasenverschiebungen" zeigen, daß die Beziehungen zwischen Mächtigkeit und Fazies bei den Sandsteinkörpern nicht allein auf "differential compaction" beruhen können, also auf den unterschiedlichen Setzungsbeträgen von Sand und Ton. Der tektonische Einfluß bei der Anlage der Sandsteinkörper ist somit unverkennbar. Eine morphologische Mulde als jeweiliger Absatzort der Sandsteinkörper kann jedoch nicht vorgelegen haben, wie aus der Faziesverteilung (Beckentiefstes weit im W) und aus dem Bau der Sandsteine selber (Kap. 4.1.) hervorgeht. Ein Zusammenhang zwischen Tektonik und Sand-sedimentation wurde schon von SEILER & VILLINGER (1966: 90-93) konstatiert. Sicher wurde von der Tektonik nicht die Sandsedimentation selbst ausgelöst, sondern nur ihre Lage beeinflußt. Auf die Art des tektonischen Einflusses kann erst eingegangen werden, wenn aus dem Bau der Sandsteinkörper auf die Morphologie des Meeresbodens geschlossen werden kann (Kap. 7.4.2.).

3.6.3. Folgerungen für die stratigraphische Stellung der Basalbank des Schwarzen Jura α in Ostwürttemberg

Die am weitesten im E gelegenen Fundpunkte von Ammoniten im Basalhorizont des Schwarzen Jura α ($\alpha 1 I$) sind der Hetzenhof S Lorch (*Psiloceras haploptychum* in einer Tonzwischelage) und der Zigeunerbrunnen (269), wenig W Schwäbisch Gmünd (*Psiloceras plicatum*); beide Funde wurden von HERLIKOFER (1926) gemacht. Beide Arten kommen auch in $\alpha 1 I$ Mittelwürttembergs vor; der Horizont ist also bis in die Gmünder Gegend in keine andere Subzone aufgestiegen. Weiter im E wurden bis jetzt keine Fossilien gefunden, die eine genaue zeitliche Einstufung erlauben. Auf seine stratigraphische Stellung dort muß daher indirekt geschlossen werden. Dazu ist die genaue Kenntnis der ganzen Schichtfolge sowie der Prinzipien ihres Aufbaus Voraussetzung; aus diesem Grund wird die Frage erst hier erörtert.

In Luxemburg läßt sich die Transgression des Jura-Meeres auf das Ardennenfestland an dem sukzessiven Auskeilen der Schichten von unten nach oben gegen das Land direkt beobachten (v. WERVEKE 1887, zit. in LUCIUS 1955: Fig. 1). Meist ist an der Basis ein konglomeratischer Horizont ausgebildet. Daß dies auch im schwäbischen Lias der Fall sei, war lange Zeit eine so feste Vorstellung, daß sie sich trotz der dürftigen Beweise bis

heute halten konnte; die andersartigen paläogeographischen Verhältnisse wurden dabei ganz außer acht gelassen (VOLLRATH 1924 a. u. b, FRANK 1930, SCHIEBER 1936, JAHNEL 1970).

ALTMANN (1965) gelang es, biostratigraphisch ein Jüngerwerden des Basalhorizonts nach SW, wie es von VOLLRATH (1924 a. u. b) und FRANK (1930) angenommen worden war, zu widerlegen. Nach E steigt der Horizont, wie oben erwähnt, zumindest bis in die Gmünder Gegend nicht höher. Ganz im E des Arbeitsgebiets konnte JAHNEL (1970), ebenfalls biostratigraphisch, den Bereich des möglichen stratigraphischen Aufsteigens herabdrücken. Ursprünglich war sowohl im SW wie im E an ein Aufsteigen bis ins Niveau der "Oolithenbank" gedacht worden (VOLLRATH 1924 a. u. b, FRANK 1930, SCHIEBER 1936). JAHNEL (1970: 98) hält an einem stratigraphischen Aufsteigen der Basalbank fest; sie soll nach ihm im Hesselberggebiet dem mittleren und oberen Teil des mittelwürttembergischen Schwarzen Jura $\alpha 1$ entsprechen. Die umgelagerten Ammoniten an der Basis des Gmünder Sandsteins dort, die er als Beweis dafür heranzieht, beweisen aber eher das Gegenteil, nämlich daß gerade die höheren Schichten (mit *Psilophyllites hagenowi* und *Psiloceras* cf. *subangulare*) abgetragen wurden, und daher in erster Linie die tieferen noch erhalten sind. Dasselbe Ergebnis hat auch die Horizontverfolgung erbracht (Abb. 20, I): Gerade nicht die basalen Schichten des $\alpha 1$ keilen nach E aus, wie bisher immer angenommen, sondern die höchsten!

Wie aus Kap. 3.2. hervorgeht (vgl. Abb. 20, I), ist der Spielraum, der für ein stratigraphisches Aufsteigen des Basalhorizonts verbleibt, nur sehr gering. Denn überall wird die Bank von Tonen überlagert, die stratigraphisch unter dem Mutlanger Sandstein liegen. Die höheren Schichten des $\alpha 1$ schrumpfen in ihrer Mächtigkeit nach E so stark, daß die Region des Mutlanger Sandsteins in Schwenningen (391) bereits nahe der Obergrenze liegt.

USBECK (1952) fand im Aufschluß Reichenbach bei Aalen (299) direkt über der Basalbank eine leitende Ostrakode ("Nr. 4"), die in Mittelwürttemberg erst 2 m über der Basalbank erstmals auftritt. Da aber die Fundschicht bei Reichenbach wie auch die 2 m Tonstein ohne die Ostrakode unter dem Niveau des Mutlanger Sandsteins liegen und einen durchgehenden Tonsteinhorizont bilden (vgl. Abb. 20, I), so ist entweder die Ostrakode "Nr. 4" doch nicht leitend, sondern in irgend einer Weise faziesabhängig, oder aber beide Tonsteine sind verschieden alt. Es sei daran erinnert, daß die Mächtigkeit des Tonsteins bei Schwäbisch Gmünd bis auf 20 cm zurückgeht, so daß das Wiederanschwellen nach E durchaus durch einen etwas jüngeren Horizont bedingt sein könnte, während der ältere nach E auskeilt. Ein Faziesübergang dieses älteren Tonsteins in den nächst tieferen Horizont, nämlich die Basalbank, ist hier genau so wenig zwingend anzunehmen wie bei anderen auskeilenden Horizonten der Schichtfolge. Es sei in diesem Zusammenhang noch einmal daran erinnert, daß der Basalhorizont ja selber eine laterale Faziesdifferenzierung aufweist: das beckenwärtige Äquivalent der grobsandigen, dicht gepackten Schille des Aalener Gebiets sind mergelige, wühlentschichtete Kalke; äquivalent kann nicht zugleich der überlagernde Tonstein sein.

Wie wenig im übrigen Mikrofossilien für die Stratigraphie der betrachteten Schichten verlässlich zu sein scheinen, geht daraus hervor, daß nach mikropaläontologischen Untersuchungen von BUCK (1953) der Schwarze Jura $\alpha 1$ N Murrhardt bei Mannweiler fehlen soll. Tatsächlich jedoch konnte er dort in einem guten Profil (226) nachgewiesen werden; im unteren Teil führt er dort sogar Ammoniten.

Von JAHNEL (1970: 98) wurde ein weiterer Gesichtspunkt für ein Jüngerwerden nach E ins Feld geführt. Er weist auf das Vorkommen von Phosphorit- und Toneisensteinkonkretionen hin, die weder aus dem Liegenden noch aus der Bank selber stammen könnten, folglich aus gleichaltrigen Tonen weiter westlich herantransportiert sein müßten. Nun hat BÜCHNER (1966) ähnliche Konkretionen in dem Horizont auch in Mittelwürttemberg gefunden, wo diese Möglichkeit nicht besteht; er bezog sie deshalb aus einem älteren, aufgearbeiteten Lias-Horizont und schloß daraus (1966: 118), der "Psilonotenkalk" könne nicht das erste Sediment des Lias in Mittelwürttemberg gewesen sein. Wie die Profile bei Schwäbisch Gmünd (SEILER & VILLINGER 1966: Abb. 5) zeigen, wurde während der Entstehung des

Basalhorizonts durchaus zu gewissen Zeiten auch Ton sedimentiert, den man, in Linsen erhalten, auch in anderen Aufschlüssen Ostwürttembergs findet (ROSENKRANZ 1971). Die erwähnten Komponenten können also durchaus auch wiederaufgearbeiteten Tonsteinhorizonten innerhalb der Basalregion selber entstammen. Ein Transport von Wehr ist ganz unwahrscheinlich.

Im Kap. 3.6.1. wurde dargelegt, daß die Aufarbeitungshorizonte der betrachteten Schichtfolge (Schwarzer Jura α 1 - 3) mehr oder minder isochron sind bzw. von isochronen Einzelementen aufgebaut werden. Vergleicht man den Basalhorizont mit ihnen, so ist der Unterschied, nämlich der Grobsandgehalt und die umgelagerten Komponenten aus den Knollenmergeln, für die Beurteilung der Genese nebensächlich. Er besagt nichts weiter, als daß die aufgearbeiteten Sedimente des Liegenden anders zusammengesetzt waren als bei den übrigen Aufarbeitungshorizonten. In Litho- und Biofazies besteht im übrigen eine so weitgehende Übereinstimmung, sowohl hinsichtlich der Komponenten (z.B. Eisenooide, limonitisch imprägnierter Schalendetritus, Faziesfossilien) als auch hinsichtlich der lateralen Faziesdifferenzierung (s.o.), daß eine prinzipiell einheitliche Genese für alle Aufarbeitungshorizonte einschließlich des Basalhorizonts angenommen werden muß. Diese Übereinstimmung in verschiedenen Merkmalen ist deshalb von Bedeutung, weil Aufarbeitung als Milieuindikator alle in mehrdeutig ist, denn Aufarbeitung kann in ganz verschiedenen Meeresräumen durch entsprechend unterschiedliche Mechanismen auftreten. Solcherart verschieden entstandene Sedimente werden zwar gemeinsame Merkmale von Aufarbeitung aufweisen, sich sonst aber faziell unterscheiden.

Der prinzipielle Unterschied zur Art der Transgression auf das Ardennenfestland besteht im Lias des schwäbischen Sedimentationsbereichs nun darin, daß hier die Unterlage kein Abtragungsgebiet, also keine geneigte Fläche, sondern ein flaches Schwemmland war, in dem bis weit nach E neben Sand- auch ausgedehnte Tonsedimentation herrschte (Rät Oberschwabens und in Bohrungen entlang der Iller). Hätte vor Ablagerung des Lias ein stärkerer Höhenunterschied bestanden, wären die Rätablagerungen am östlichen Beckenrand wohl entfernt und gegen das Beckentiefste transportiert worden, also gerade in einen Bereich (Mittelwürttemberg), wo das Rät wahrscheinlich nie eine zusammenhängende Ablagerung gebildet hat, sondern auf flache Depressionen beschränkt blieb. In Mittelwürttemberg bestand deshalb zu Beginn der Lias-Transgression ganz offensichtlich keine bedeutende morphologische Senke, die langsam aufgefüllt werden konnte, vielmehr entstanden die erhöhten Mächtigkeiten hier erst während der Sedimentation als Folge synsedimentärer Absenkung. Eine plötzliche, katastrophale Überflutung des Gebiets muß man trotzdem nicht annehmen, repräsentiert der Basalhorizont doch einen langen Zeitraum (Ammonitenfolge!), wobei die fraglichen älteren Lias-Sedimente BÜCHNERS noch nicht eingerechnet sind. Ein langsames Vordringen des Meeres war also durchaus möglich, wenn auch nicht über die Dauer mehrerer Subzonen oder gar Zonen.

Bei Würdigung aller Beobachtungen muß also festgestellt werden, daß von einer transgressiven, übergreifenden Schichtfolge des Schwarzen Jura α ("onlap") im schwäbischen Sedimentationsbereich, soweit er aufgeschlossen ist, keine Rede sein kann. Die Mächtigkeitsabnahme nach E erfolgt nicht durch sukzessives Auskeilen der Schichten von unten nach oben, wie von FRANK - VOLLRATH im SW folgend - angenommen, sondern durch generelle Mächtigkeitsabnahme aller Schichten. Anzeichen für übergreifende Lagerung gibt es allenfalls im E des Hesselberggebiets, die allerdings fraglich sind und auch durch nachträgliche Erosion erklärt werden können (s. Schluß von Kap. 3.3.). Das Ergebnis steht im Gegensatz zur langsamen Transgression in Oberfranken (Übersicht bei URLICHS 1966). Analog zu den dortigen Verhältnissen müßte weiter im E, außerhalb des Arbeitsgebiets, mit einer langsamen Transgression gerechnet werden. Dort fehlen die fraglichen Schichten aber (Weißenburger Schwelle).

4. GESTEINSKOMPONENTEN

Der nicht biogene Anteil der Sedimente besteht überwiegend aus terrigenem Material (Sand und Ton), zu einem kleinen Teil aus umgelagerten, verfestigten Sedimenten des Ablagerungsraumes (Konkretionen, Tongerölle und -scherben). Für das Verständnis der quantitativen Beziehungen unter den Mineralkomponenten ist die Kenntnis der Korngrößenverteilung in den Sanden unerlässlich. Sie soll daher zuerst dargestellt werden. Die biogenen Komponenten werden in diesem Kapitel nicht näher betrachtet (s. Kap. 5).

4.1. Korngrößenverteilung der Sande

4.1.1. Zur Methodik der Korngrößenanalysen und deren Auswertung

Probennahme

Da in den meisten Aufschlüssen nur Ausschnitte der gesamten Schichtfolge erschlossen sind, und zudem jeder Sandsteinkörper eine andere Verbreitung hat, wurde für jeden Horizont ein eigenes Netz von Entnahmepunkten gewählt (eingetragen in Abb. 9-17). Pro Bank wurden je nach Mächtigkeit 1 - 4 Proben entnommen.

Zerkleinerung

Die Zerlegung der meist mürben Sandsteine in ihre Einzelkörner bereitet i.a. keine Schwierigkeit. Die Proben wurden vorzerkleinert, das karbonatische Bindemittel, soweit noch vorhanden, herausgelöst, und die Stückchen im Mörser vollends zerdrückt. Pro Analyse betrug die Einwaage bei den feinkörnigen Sandsteinen 7-8 g, bei mittel- und grobkörnigen 30 g.

Analyse

Für die Siebanalyse wurde ein Siebsatz nach DIN 4188 verwendet (Maschensiebe). Gesiebt wurde mit einer Schüttelmaschine 20 Minuten bei Stärke 6 unter Zugabe von drei Gummikugeln pro Sieb. Schlämmanalysen wurden nach dem Pipette-Verfahren (G. MÜLLER 1964: 88-90) durchgeführt.

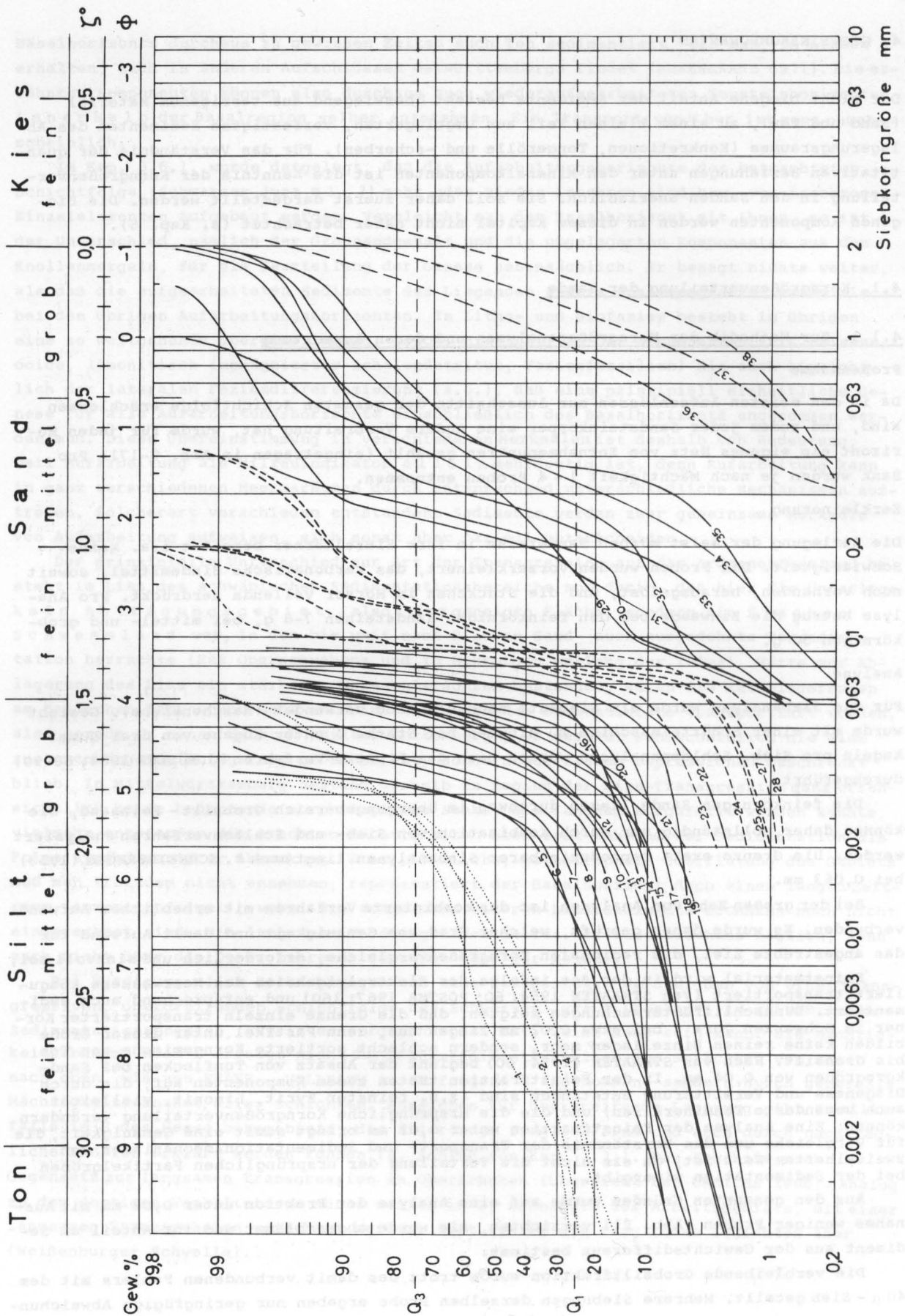
Die feinkörnigen Sande liegen durchweg im Übergangsbereich Grobsilt-Feinsand, sie können daher vollständig nur durch Kombination von Sieb- und Schlämmverfahren analysiert werden. Die Grenze exakt reproduzierbarer Siebanalysen liegt nach P. SCHNEIDERHÖHN (1953) bei 0,063 mm.

Bei der großen Zahl von Analysen ist das kombinierte Verfahren mit erheblichem Aufwand verbunden. Es wurde daher geprüft, welcher Grad von Genauigkeit und damit Aufwand für das angestrebte Ziel, die regionalen Korngrößenvergleiche, erforderlich und sinnvoll sei.

Feinstmaterial wird in der See infolge des Elektrolytgehalts des Meerwassers koagulierte transportiert (van STRAATEN 1954: 60; POSTMA 1967: 160) und entsprechend auch sedimentiert. Dünnschliffuntersuchungen zeigten, daß die Grenze einzeln transportierter Körner im Schwarzen Jura α bei etwa 0,02 mm liegen muß, denn Partikel unter dieser Größe bilden keine reinen Einzellagen mehr, sondern schlecht sortierte Korngemische von Ton bis Grobsilt. Nach van STRAATEN (1954: 60) beginnt der Absatz von Tonflocken bei Sandkorngrößen von 0,04 mm. In der Feinstfraktion treten zudem Komponenten auf, die durch Diagenese und Verwitterung entstanden sind (z.B. feinsten Pyrit, Limonit, vielleicht auch veränderte Tonminerale) und die die ursprüngliche Korngrößenverteilung verändern können. Eine Analyse der Feinstfraktion unter 0,02 mm bringt somit eine Genauigkeit, die für Vergleiche und das Verständnis der Transport- und Sedimentationsmechanismen von zweifelhaftem Wert ist, da sie nicht die Verteilung der ursprünglichen Partikelgrößen bei der Sedimentation wiedergibt.

Aus den genannten Gründen wurde auf eine Analyse der Fraktion unter 0,02 mm mit Ausnahme weniger Proben (Abb. 21) verzichtet, sie wurde abgeschlämmt und ihr Anteil am Sediment aus der Gewichts Differenz bestimmt.

Die verbleibende Grobsiltfraktion wurde trotz des damit verbundenen Fehlers mit dem 40 μ - Sieb geteilt. Mehrere Siebungen derselben Probe ergaben nur geringfügige Abweichun-



gen (bei gleicher Behandlung aller Proben). Da in erster Linie Proben serien miteinander verglichen wurden, bei denen die Abweichungen von Probe zu Probe innerhalb des Grobsiltbereichs den Fehler der Einzelanalyse bei weitem übersteigen, hätten größere Genauigkeiten das Ergebnis nicht grundsätzlich verändert. Zudem ist zu berücksichtigen, daß bei Schlämmanalysen der Fehler mit zunehmender Korngröße steigt, weil sich bei zunehmender Sinkgeschwindigkeit Ungleichheiten bei der Entnahme mit der Pipette stärker auswirken.

Darstellung

Aus der großen Zahl bisher entwickelter Auswertungsmethoden (H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER 1970: 47-50) wurden die jeweils adäquat erscheinenden gewählt. Für die Darstellung der Charakteristik der einzelnen Sandtypen in ihren Summenkurven (Abb. 21) wurde ein Netz mit Wahrscheinlichkeitsteilung ("Wahrscheinlichkeitsnetz") verwendet (vgl. WALGER 1961), weil sich hierin verschiedene Schüttungen mit je eigener Korngrößenverteilung innerhalb eines Sandes, besonders anteilmäßig kleine, die sonst kaum nachzuweisen wären, genauer erfassen lassen als mit der Verteilungskurve (Histogramm). Für die summarische Darstellung regionaler Korngrößenverteilungen (Abb. 22-27) erschien bei der homogenen Zusammensetzung der feinkörnigen Sande das einfach logarithmische Netz ausreichend.

Aus dem gleichen Grund wurden für numerische Vergleiche bei den feinkörnigen Sandsteinen die einfach zu bestimmenden Parameter von TRASK verwendet. Parameter, die auch die Endigungen der Summenkurven berücksichtigen (FOLK 1966, G. MÜLLER 1964), ergäben bei der Unsicherheit über die primären Partikelgrößen im "feinen Schweif" eine Genauigkeit von zweifelhaftem Wert. Ein "grober Schweif" war nicht zu berücksichtigen.

4.1.2. Sand-Typen

Ton- und Mergelsilte (Abb. 21, Proben 1-4)

Die Mediandurchmesser dieser Sedimente liegen im Fein- bis Mittelsiltbereich. Ihre maximalen Korngrößen reichen in die Grobsiltfraktion, wo auch ihre sehr schlechte Sortierung besser wird. Der Sortierungskoeffizient $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$ liegt stets über 3. Im Dünnschliff ist keine Trennung der Korngrößen in Feinschichten zu erkennen (Taf. 26, Fig. 3), was auf Transport in Aggregaten und Sedimentation in ruhigem Wasser hinweist. Die Aggregate waren mindestens so groß, daß sie die Sinkgeschwindigkeit der eingestreuten Grobsiltkörner hatten (WERNER 1968: 91) oder größer, um solche Körner zu tragen. Das Sediment muß anfangs sehr locker und regellos gelagert gewesen sein; die Einregelung der Glimmer ist sekundär durch Kompaktion erfolgt, wie ein- oder zweifach (Z-förmig) geknickte Blättchen zeigen.

Abb. 21. Summenkurven einiger Proben von vier Typen mariner Sande des Schwarzen Jura α (In Klammern ist die Herkunft der Proben verzeichnet; die Abkürzungen bezeichnen den Horizont: s. Tab. 1; die Zahl nach dem Doppelpunkt ist jeweils die Nummer des Aufschlusses: s. Profilverzeichnis)

- 1- 4 Ton- und Mergelsiltsteine
(1 Region α 1 V: 318; 2 E.S.: 45; 3 über α 2 VI: 110; 4 M.S.: 202)
- 5-22 Feinkörnige Sandsteine (ohne Tonlagen und -flasern)
(5 O.S.: 1171; 6 M.S.: 1173; M.S.: 356; 8 M.S.: 244; 9 Eb.S. 161; 10 G.S.: 326; 11 M.S.: 272; 12 G.S., Siltplättchen in Wechsellagerung: 383; 13 H.S.1: 176; 14 M.S.: 313; 15 E.S.: 166; 16 H.S.1: 32; 17 H.S.1, 176; 18 H.S.2: 176; 19 Pl.S.: 1171; 20 G.S.: 299; 21 E.S.: 226; 22 G.S.: 299)
- 23-28 Feinsandsteine des Hesselberggebiets in der Nähe von mittelkörnigem Angulatensandstein
(23: 432; 24-26: 427; 27: 433)
- 29-35 Mittelkörniger Angulatensandstein im E des Arbeitsgebiets
(29: 432; 30: 458; 31: 417; 32: 412; 33: 425; 34: 451; 35: 426)
- 36-38 Grobkörnige Sandsteine der Arietitenschichten
(36-38: 399)

Feinkörnige Sande (Abb. 21, Proben 5-22)

Die feinkörnigen Sandsteine sind im Gegensatz zu den Ton- und Mergelsiltsteinen primär fast durchweg feingeschichtet. Nicht einbezogen sind hier Sandsteine mit Ton- und tonreichen Sandlagen aus Wechsellagerungen; Durchschnittsanalysen wären bei ihnen wegen der sehr wechselnden Tonanteile für Vergleiche ungeeignet.

Die Mediandurchmesser der feinkörnigen Sandsteine liegen zwischen 0,025 und 0,08 mm, d.h. im Grobsilt- bis unteren Feinsandbereich. Sie liegen damit in einem Korngrößenintervall, das nach WOLFF (1964) in vielen Sanden unterrepräsentiert sein soll. Die Gesteine mit Medianwerten zwischen 0,025 und 0,035 mm bilden dabei eine besondere Gruppe dünner, tonreicher Plättchen und Bänkchen in Tonsteinen und Wechsellagerungen. Sande mit Medianwerten über 0,075 mm beschränken sich auf das Hesselberggebiet. Sieht man von diesen Sonderfällen ab, so liegen die Medianwerte bei der Hauptmasse der feinkörnigen Sandsteine zwischen 0,035 und 0,075 mm. Die maximalen Siebkorngrößen überschreiten 0,1 mm nicht.

Die Summenkurven zeigen im Wahrscheinlichkeitsnetz (Abb. 21) einfachen Verlauf ohne markante Wendepunkte. Ihrem relativ flachen Verlauf im Feinbereich ("feiner Schweif") schließt sich eine zunehmende Versteilung im Grobsilt- und Feinsandbereich an, was einer zunehmend besseren Sortierung vom Feinen zum Groben entspricht (Schiefe $S_k = Q_3 \cdot Q_1 / M_d^2 < 1$). Auf die Unsicherheit über die Partikelgröße bei der Sedimentation im Feinbereich wurde bereits eingegangen. Ein "grober Schweif" fehlt.

Bei steigendem Mediandurchmesser nimmt der Anteil der Feinfraktion an der Gesamtmenge viel rascher ab als die maximale Korngröße zunimmt, so daß die generelle Vergrößerung zu einem guten Teil auf besserer Sortierung und nur in geringerem Maß auf einem Hinzutreten größerer Körner beruht. Das wird vor allem bei Darstellung im einfach logarithmischen Netz (Abb. 22-27) deutlich. Der Sortierungskoeffizient schreitet mit steigendem Mediandurchmesser von 2,0 bis 1,08 fort (Abb. 33), die Schiefe bewegt sich von 0,55 gegen 1. Die Vergrößerung durch zunehmende Sortierung macht sich auch in der abnehmenden Variationsbreite der Sortierungskoeffizienten mit zunehmenden Mediandurchmessern bemerkbar (Abb. 33).

Der einfache Verlauf der Summenkurven ohne Wendepunkte im Wahrscheinlichkeitsnetz spricht für einen einheitlichen Transportmechanismus. Nach SWIFT et al. (1969: 25) haben aus Suspension sedimentierte Sande ("suspensive load") eine andere Korngrößenverteilung als am Grund treibende ("tractive load"). Sande, an deren Transport beide Transportarten beteiligt waren, besitzen nach diesen Autoren einen Wendepunkt in ihrer Summenkurve (bei Darstellung im Wahrscheinlichkeitsnetz), der beide Anteile scheidet. Das Fehlen eines Wendepunkts bei den vorliegenden Sandsteinen würde demnach unter Berücksichtigung des überaus feinen Korns für ausschließlich schwebenden Transport sprechen. Als Obergrenze für diese Transportart kann ein Durchmesser von 0,2 mm angenommen werden (ALLEN 1964, PASSEGA 1964, GADOW & REINECK 1969, McMANUS & SMYTH 1970). Ein abruptes Ende der Korngrößenskala nach oben kennzeichnet auch die "distal shif sands" von SWIFT et al. (1969: 25-26, Fig. 8).

Feinsande des Hesselberggebiets nahe bei Mittelsandmassen (Abb. 21, Proben 23-28)

Die Feinsandsteine im E und S des Hesselberggebiets (z.B. Altentrüdingen 433, Friedenseiche 431) weisen zuweilen einen groben Schweif auf, der zu einem guten Teil aus relativ großen Glimmern besteht. Vermutlich stammt dieser grobe Anteil aus dem Bereich der lokalen Einschüttung, aus dem auch die mittelkörnigen Sandmassen stammen. Daß die Schüttung von dort schon früh eingesetzt hat, zeigen die einzelnen Einschaltungen mittelkörniger Sande in die Schichtfolge (vgl. Kap. 3.3.), so daß nicht unbedingt ein genetischer Zusammenhang mit diesen Sandmassen bestehen muß (nach Kap. 3.3. könnten die mittelkörnigen Sandmassen auch später erosiv eingetieft sein).

Die im Verband mit den mittelkörnigen Sandmassen auftretenden Feinsande (Kap. 3.3.)

zeigen eine ganz entsprechende Korngrößenverteilung, die zunächst ebenfalls an eine Mischung verschiedener Schüttungen denken läßt. Mineralogisch jedoch sind sie einheitlich, sie gehören ganz zur Schüttung der mittelkörnigen Sande. Nach SWIFT et al. könnte man an schwebenden Transport des feinen und rollenden Transport des groben Anteils denken.

Mittelkörnige Sande des Hesselberggebiets (Abb. 21, Proben 29-35)

Die gröberen Schüttungen, die in den Schlotheimienschichten des Hesselberg- und Riesgebiets auftreten, besitzen Mediandurchmesser zwischen 0,2 und 0,45 mm, es handelt sich demnach um Mittelsande. Die geringen Anteile von Fein- und Grobsand (meist unter 10 %) kommen auf Abb. 21 deutlich zum Ausdruck. Die Korngrößenlücken dazwischen machen sich durch eine Verflachung der Kurven bemerkbar. Der Mittelteil der Kurven verläuft bemerkenswert einheitlich, bei höheren Medianwerten etwas flacher. In gleicher Richtung nimmt die Grobsandkomponente zu, der Feinsand ab, so daß die Schiefe (S_k) teilweise über 1 ansteigt (feinerer Teil besser sortiert).

Die drei Komponenten, die VIOHL (1969: 61, Abb.34) auch in dem Vorkommen von Letersheim feststellte, gehören sicher zur selben Schüttung; sie haben vermutlich eine unterschiedliche Transportgeschichte. Der Grobsand hebt sich schon im Handstück deutlich vom übrigen Sand ab, er gleicht völlig dem des Arietensandsteins (s.u.). Der Mittelsand stimmt der Korngröße nach mit vielen Sanden des Vindelizischen Keupers überein (vgl. VIOHL 1969: Abb. 30-33); mineralogisch gehört zu ihm der Feinsand (s. Kap. 4.2.).

Grobkörnige Sande der Arietenschichten (Abb. 21, Proben 36-38)

Diese Sande, die im Ostteil des süddeutschen Beckens weite Verbreitung haben, waren nicht Gegenstand der vorliegenden Untersuchung; es wurden lediglich einige Proben zum Vergleich analysiert. Inzwischen liegen 13 Analysen von MOSKOFIDIS (1971) vor. Danach fallen die Sande sämtlich in den gleichen Korngrößenbereich, zwischen 0,3 und 3 mm. Es besteht eine deutliche Korngrößenlücke zwischen ihnen und den mittelkörnigen Sanden der Schlotheimienstufe (s.o.). Die Sande sind sehr gut sortiert, es fehlt sowohl ein feiner wie ein grober Schweif. Die Sortierung liegt mit $S_o = 1,2$ weit über der in diesem Korngrößenbereich zu erwartenden "Elementarsortierung" (H.FÜCHTBAUER & G.MÜLLER 1970: 50, Abb. 3-16). Es handelt sich demnach sehr wahrscheinlich um ein "Restsediment" (WALGER 1962: 502). Die Sortierung wie die Korngröße sprechen nach WOLFF 1964, FRIEDMAN 1967 u. RUSSEL 1968 (s. auch H.FÜCHTBAUER & G.MÜLLER 1970: 50-51) für Strandsande. Die Sande umfassen gerade den Korngrößenbereich, der in den meisten fluviatilen und marinen Sanden unterrepräsentiert ist (PETTIJOHN 1957, RUSSEL 1968). Wie im vorherigen Abschnitt erwähnt, hat die Aussortierung dieser Fraktion offenbar schon in der Schlotheimienstufe begonnen.

4.1.3. Regionale Korngrößenverteilung

Sandsteinkörper

Innerhalb der Sandsteinkörper ist eine mehr oder weniger deutliche regionale Differenzierung der Korngrößenverteilung festzustellen. Am besten ausgeprägt ist sie in den Sandsteinkörpern mit massivem Zentralbereich (vgl. S. 75-76).

Laterale Entwicklung

Die Hauptmasse der Sandsteinkörper, nämlich die ohne massiven Zentralbereich, bleiben mit ihren Mediandurchmessern fast durchweg im Siltbereich; eine Ausnahme macht nur der Ellwanger Sandstein, der das Feinsandintervall erreicht. Sie zeigen keine oder eine nur geringfügige Zunahme der Korngröße nach E. Die Variationsbreite der Mediandurchmesser ist relativ groß und bleibt in einem Teil der Fälle überall gleich (Abb. 22 u. 23); in anderen Fällen (Abb. 24-25,29) ist eine gewisse Zunahme der maximalen Mediandurchmesser

Ebersbacher + Oberberkener Sandstein

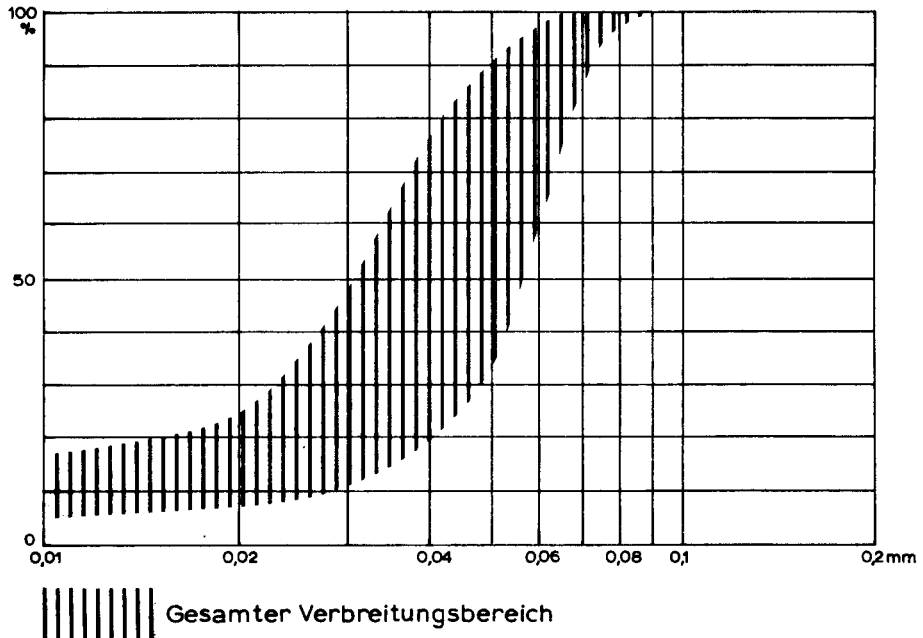


Abb. 22. Sandsteine ohne stratigraphische oder regionale Differenzierung der Korngrößen (das schraffierte Feld bezeichnet den Bereich, in dem die Summenkurven liegen).

Eßlinger Sandstein

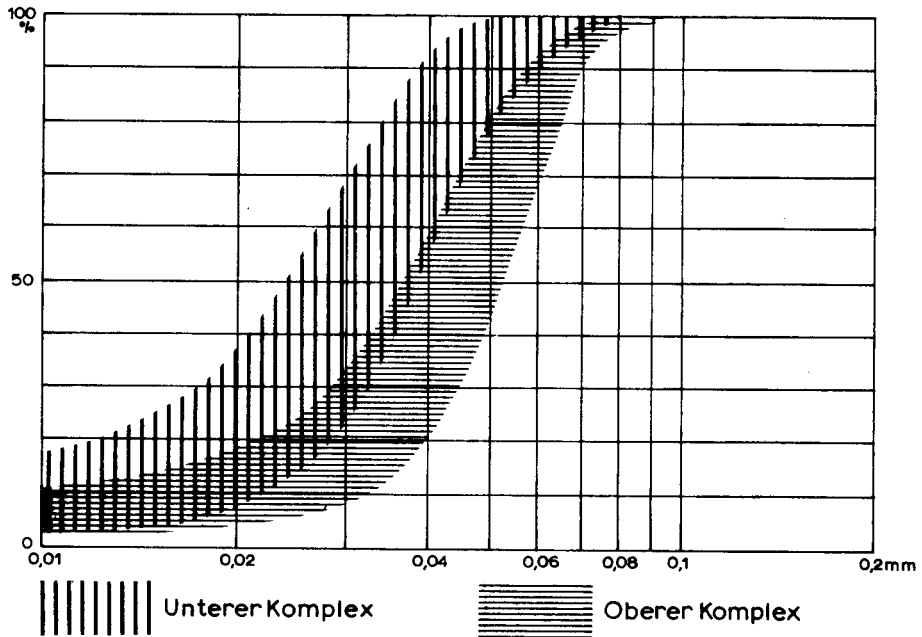


Abb. 23. Stratigraphische Unterschiede der Korngröße innerhalb eines Sandsteinkörpers. Keine regionale Differenzierung.

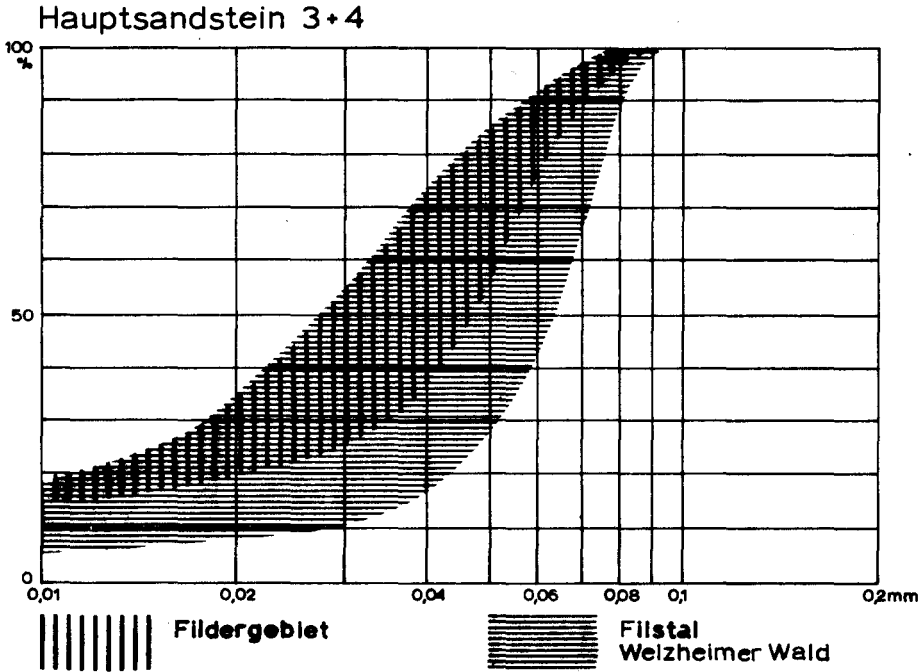


Abb. 24. Regionale Differenzierung der Korngrößen: Die maximalen Medianwerte nehmen nach E zu bei gleichbleibender Untergrenze der Variationsbereiche (linker Rand des schraffierten Feldes). Die maximalen Korngrößen ändern sich fast nicht (Vergrößerung durch bessere Sortierung).

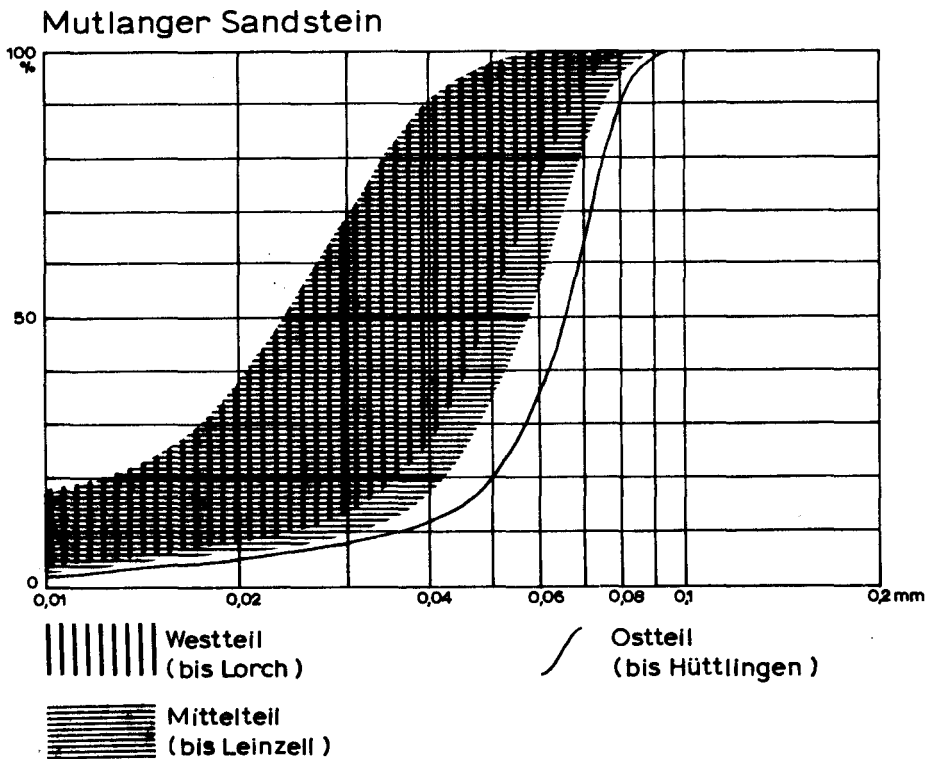


Abb. 25. Regionale Differenzierung wie in Abb. 24.

Hauptsandstein 1+2

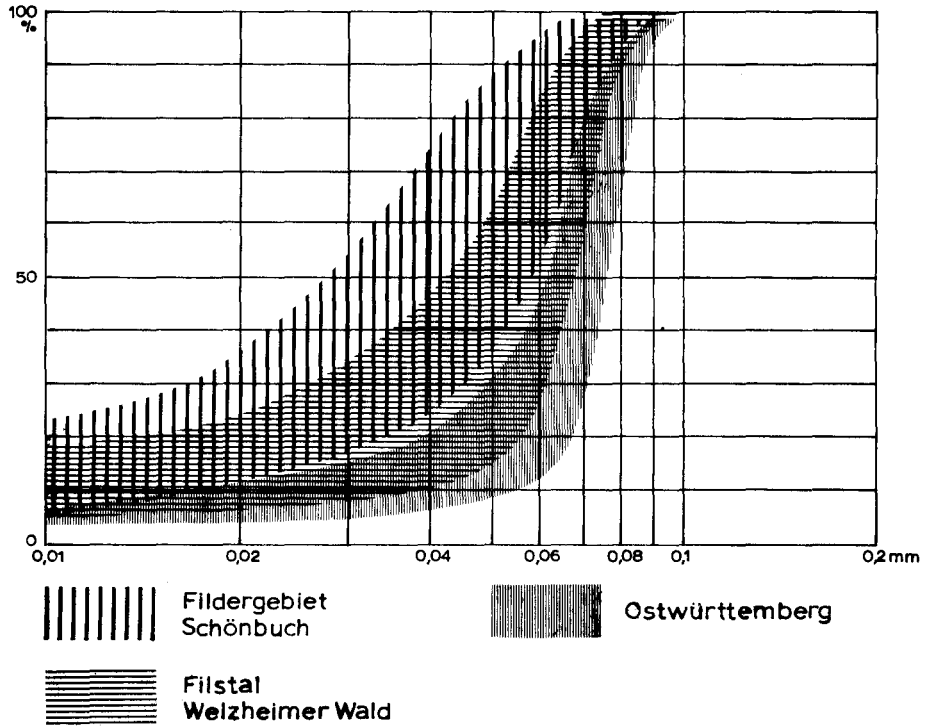


Abb. 26. Regionale Differenzierung der Korngrößen mit Einengung des Variationsbereichs. Die maximalen Medianwerte steigen nach E an, die minimalen noch wesentlich stärker. Die maximalen Korngrößen ändern sich nur wenig (Vergrößerung z.T. durch bessere Sortierung).

Gmünder Sandstein

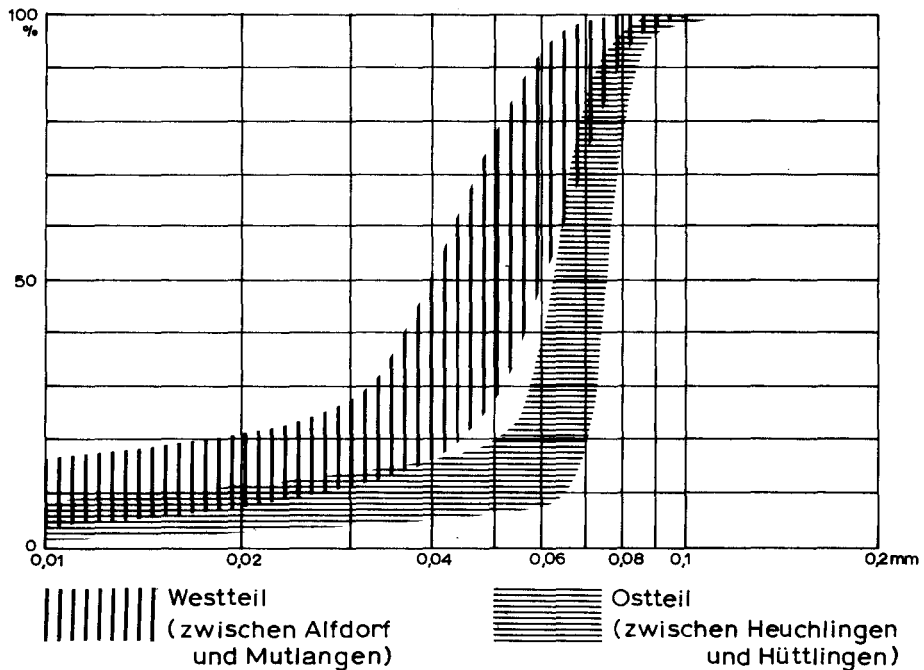


Abb. 27. Weiteres Beispiel für regionale Differenzierung der Korngrößen mit Einengung des Variationsbereichs, wie Abb. 26.

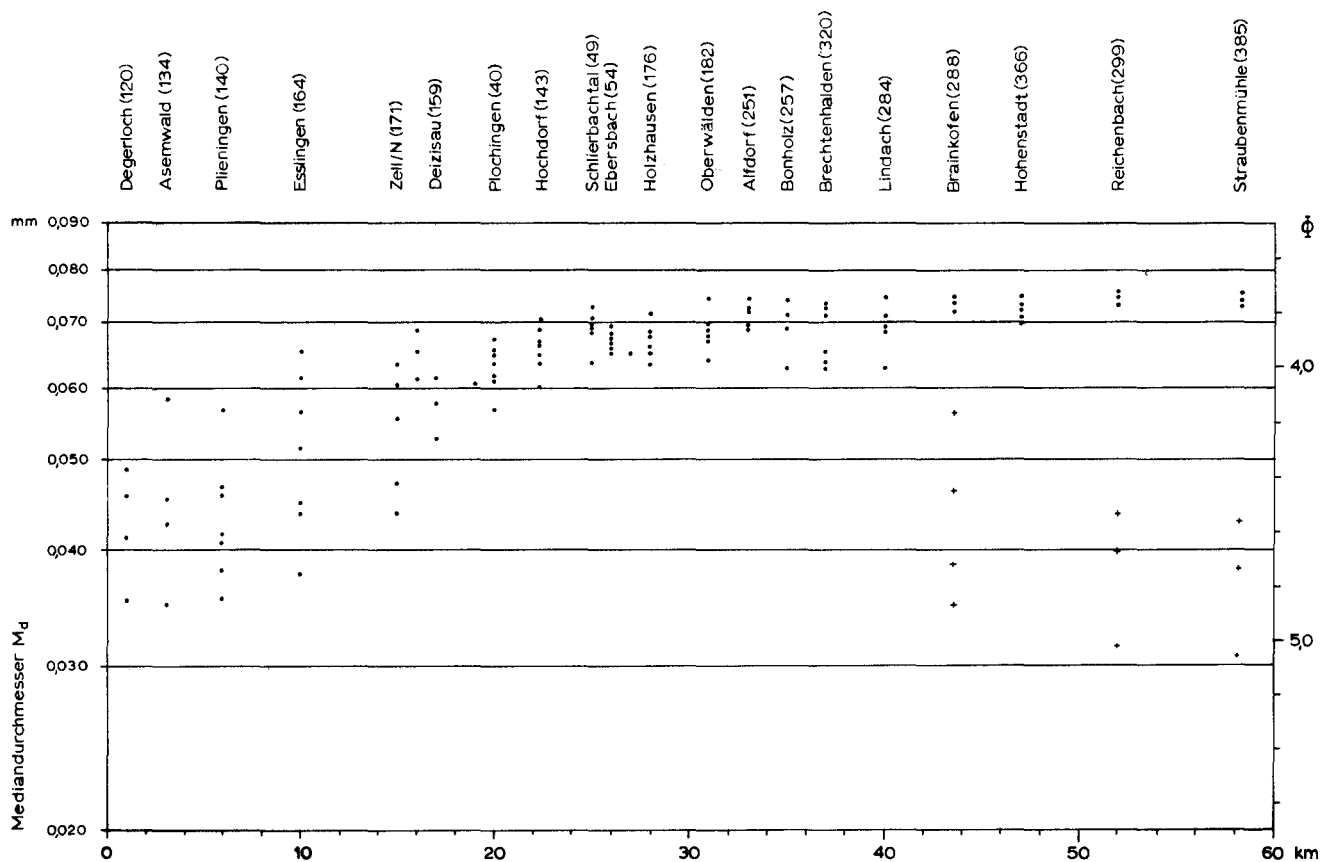


Abb. 28. Regionale Korngrößenverteilung im Haupt sandstein I (Medianwerte); Proben aus verschiedenen Profilen, die nach ihrem Abstand von der Linie des westlichen Auskeilens (= 0 km) angeordnet sind. Die maximalen wie die minimalen Werte steigen nach E bis zu einem Extremwert an und bleiben dann konstant entsprechend dem höchsten Sortierungsgrad. Mit scharfem Korngrößensprung nach unten setzen im E Wechsellagerungen ein (Kreuze). Vgl. hierzu Abb. 26-27, 30-31. Ausgeprägte Asymmetrie der Korngrößenverteilung: Typ der kompakten Sandsteinkörper.

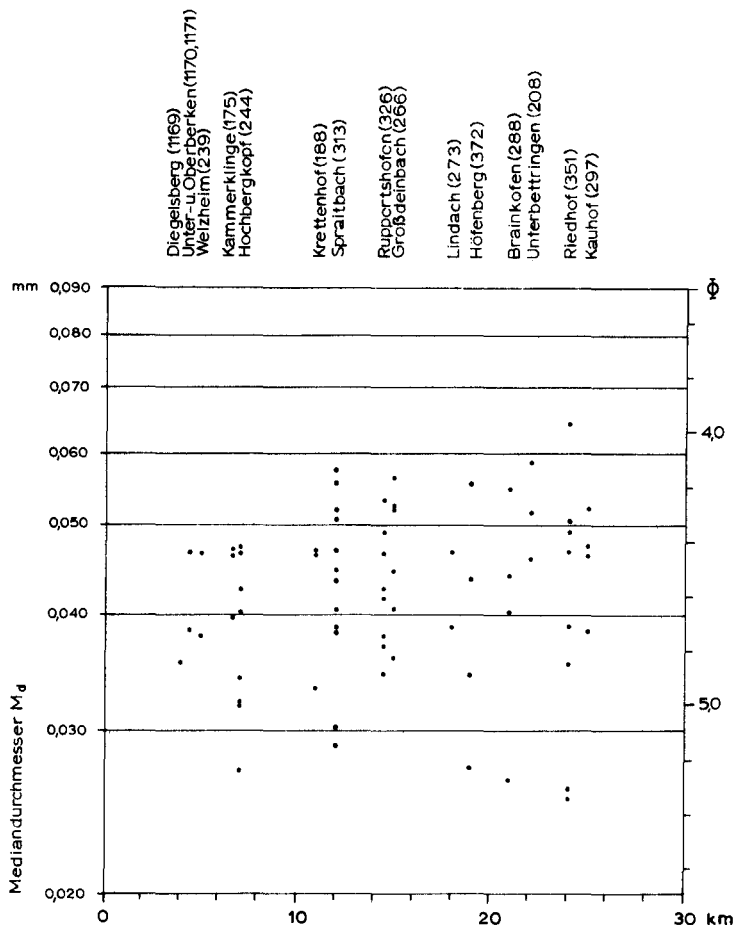


Abb. 29. Korngrößenverteilung entsprechend Abb. 28 im Mutlanger Sandstein. Die maximalen Medianwerte nehmen nach E zu, die minimalen jedoch nicht, die Variationsbreite bleibt groß. Auch hier Asymmetrie der Korngrößenverteilung; sie entspricht dem linken (westlichen) Teil von Abb. 28: Typ der nicht kompakten Sandsteinkörper.

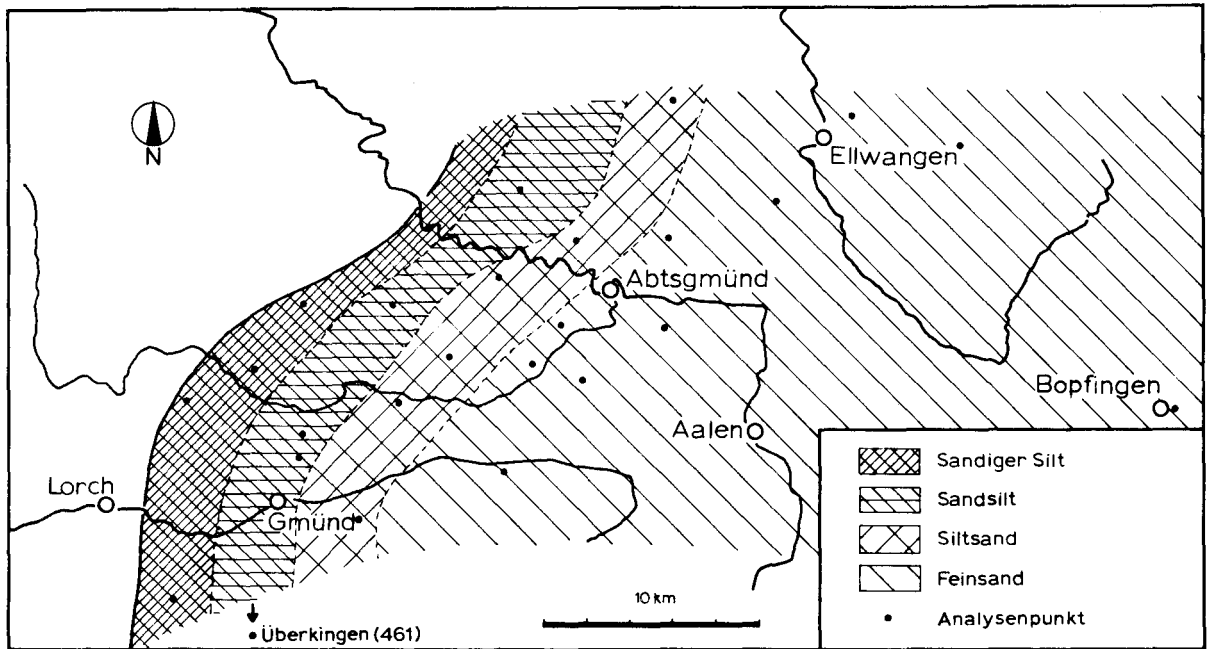


Abb. 30. Regionale Korngrößenverteilung im Gmünder Sandstein (ohne Berücksichtigung der Wechsellagerungen).

nach E festzustellen, ohne daß die minimalen Werte entsprechend nachrückten. Das starke Schwanken der Mediandurchmesser rührt vor allem von den entsprechend schwankenden Gehalten der Fraktion unter 0,02 mm her.

Die Sandsteinkörper mit Zentralbereich ohne nennenswerte Toneinschlusungen zeigen eine ausgeprägte Korngrößenzunahme von W nach E. Dabei sind die Korngrößen und die Variationsbreiten im W denen des Typs ohne kompakten Zentralbereich vergleichbar (Abb. 28, links). Die Korngrößen nehmen nach E bis zu einem Extremwert zu und bleiben dann konstant (Abb. 28); die Zunahme der minimalen Korngrößen (Mediandurchmesser) übertrifft dabei die der maximalen. Dadurch wird die Variationsbreite der Mediandurchmesser nach E immer geringer bis zu einem konstanten Wert (Abb. 26-28, 30-31, 32 oben).

Beim Übergang in den östlichen Wechsellagerungsbereich bleibt die Korngröße in den dickeren Bänken gleich hoch (nur sie sind in Abb. 30 und 31 berücksichtigt), die dünneren Plättchen und Bänkchen der Wechsellagerung sind durchweg sehr viel feiner (Abb. 28, rechts). Es besteht hier also, anders als beim Übergang in den westlichen Wechsellagerungsbereich, ein Korngrößensprung (Abb. 28, rechts). Dennoch liegen die Korngrößen dieser Plättchen z.T. über denen im westlichen Wechsellagerungsbereich, besonders ganz im E des Arbeitsgebiets.

Vertikale Entwicklung

Eine regelhafte vertikale Entwicklung der Korngröße in den Sandsteinkörpern läßt sich nicht feststellen (Abb. 32). Vielmehr zeigt die Korngröße eine gewisse, keineswegs strenge, Abhängigkeit von der Bankdicke innerhalb desselben Körpers. Innerhalb einer Bank bleibt die Korngröße von unten bis oben ziemlich gleich. In kompakten Sandsteinkörpern vollziehen sich Korngrößenänderungen nach oben sprunghaft, z.T. markiert durch eine Fuge oder Schillage. Durch die Unterschiede zwischen den einzelnen Sandsteinkörpern erweisen sich Korngrößenvergleiche als gutes Hilfsmittel für die Stratigraphie (vgl. Abb. 32, wo sich der Oberberkener Sandstein klar von Hauptsandstein darüber durch sein feineres Korn abhebt, obwohl beide im Profil 320 eine Einheit bilden).

Die Vergrößerung von W nach E vollzieht sich in den Sandsteinkörpern mit massivem

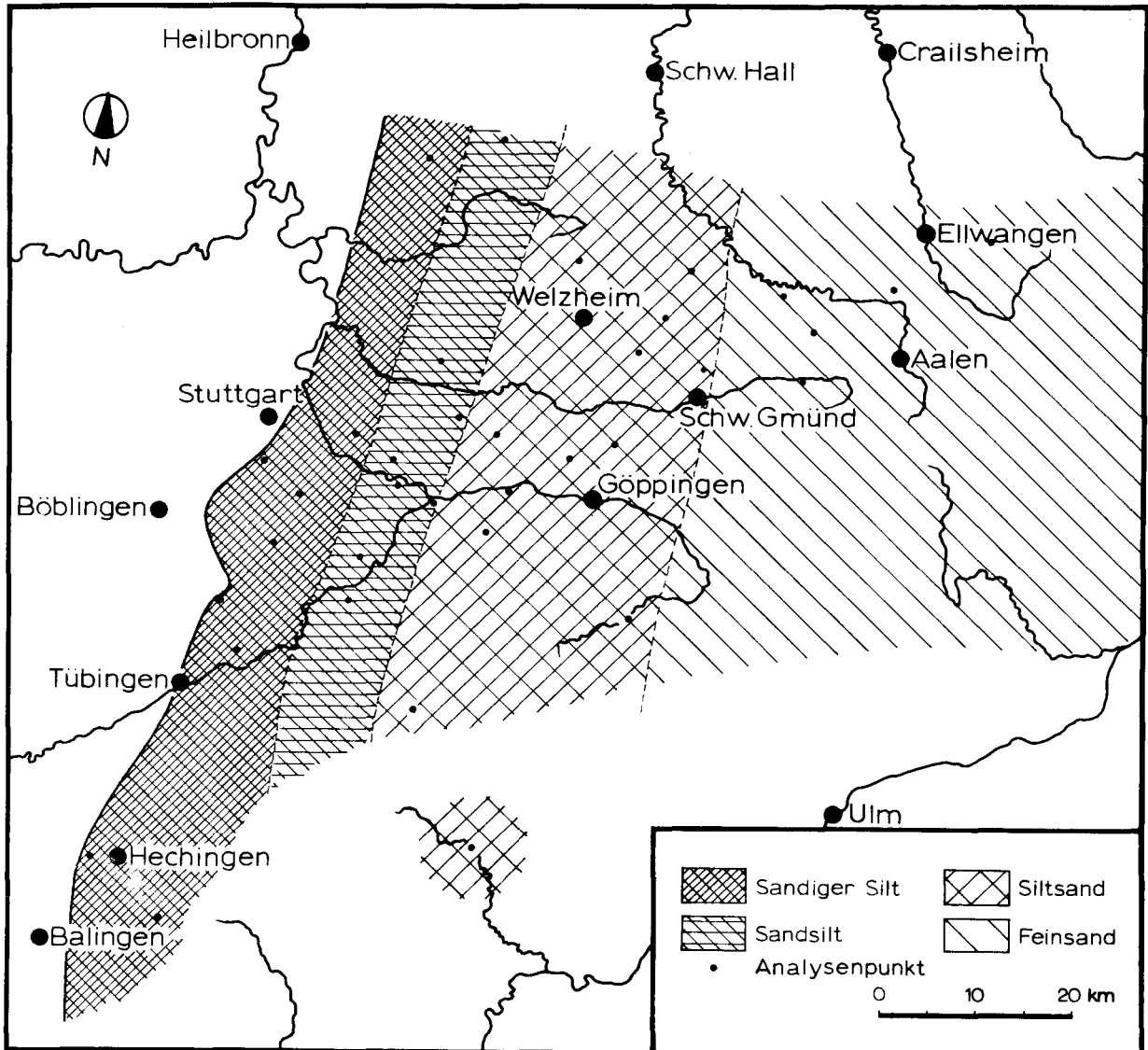


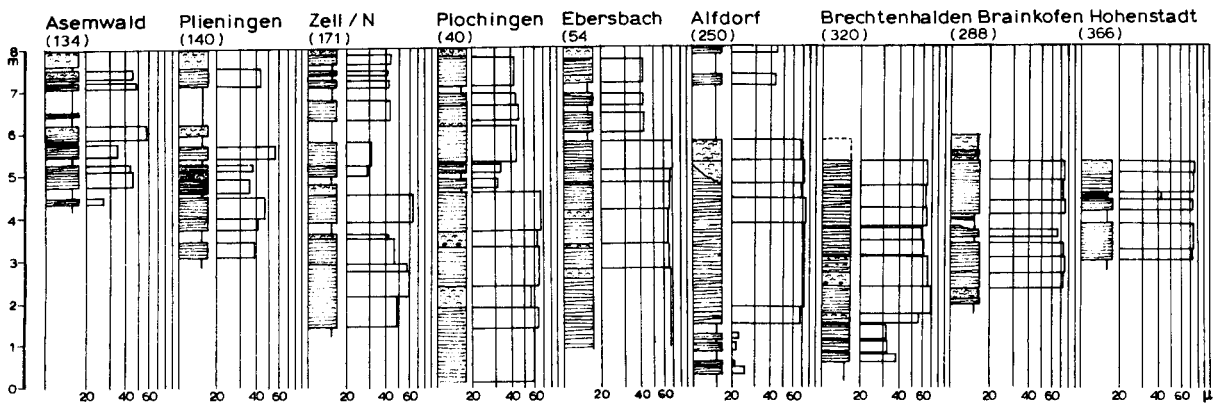
Abb. 31. Regionale Korngrößenverteilung im Hauptsandstein 1.

Zentralbereich von unten bis oben gleichmäßig, so daß die Medianwerte eines Profils im gleichen Bereich variieren (Abb. 32 oben). Das schließt einmal eine stetige Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit nach oben bis zu einem Grenzwert, oberhalb dessen sich der abschließende Aufarbeitungshorizont bildete, aus, zum andern bestätigt es die auf anderem Weg schon gewonnene Erkenntnis, daß die Bereiche gleicher Ausbildung, hier die gleicher Korngröße, sich nicht im Sinne einer Trans- oder Regression während der Ablagerung der Horizonte mit Sandsteinkörper verschoben haben. Die Schüttung der Sande muß ohne längere Übergangsphase eingesetzt und sich bei relativ konstanten Bedingungen vollzogen haben; sie hat ebenso unvermittelt ausgesetzt. Die Ursache dafür lag wahrscheinlich außerhalb des Arbeitsgebiets.

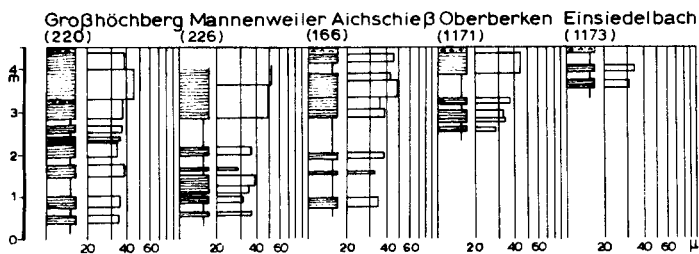
Longitudinale Entwicklung

In Richtung ihrer Längserstreckung zeigen die Sandsteinkörper keine Korngrößenänderung; beim Typ mit kompaktem Zentralbereich lassen sich Streifen gleicher durchschnittlicher Korngröße auskartieren (Abb. 30 u. 31), die in Richtung der Längserstreckung verlaufen. Eine Änderung wäre nur bei diesem Typ hinreichend sicher nachweisbar; über dessen Ver-

Hauptsandstein



Eßlinger Sandstein



Mutlanger Sandstein

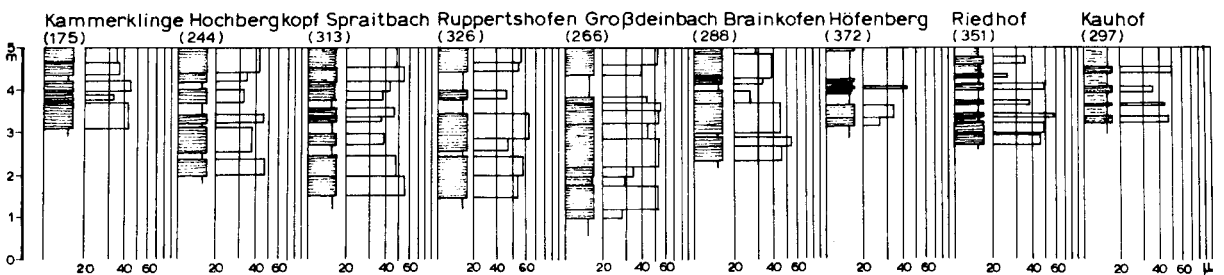


Abb. 32. Korngrößenverteilung in einigen Profilen dreier Sandsteinkörper; die Profile sind von links nach rechts nach zunehmender Entfernung von der Linie des westlichen Auskeilens angeordnet. Links jeweils das Profil, rechts davon die zugehörigen Korngrößen in liegenden Säulen; Länge der Säulen = Medianwert.

Stratigraphisches Verhalten:

H.S.2 im Fildergebiet (134, 140) deutlich gröber als H.S.1, nach E erfolgt Ausgleich. Scharfer Korngrößenprung zwischen H.S.1+2 und 3+4, ebenso zwischen O.S. und H.S.1 (250, 320). E.S. ist oben überall deutlich gröber. M.S. hat 3 Korngrößenmaxima.

Laterales Verhalten: Vgl. Abb. 23-26, 28-29, 31.

halten beim Auskeilen nach S, das sich in Oberschwaben vollzieht, ist nichts bekannt. Vermutlich gleicht es dem beim Übergang in die östliche Wechsellagerung. Der südliche Ausläufer eines derartigen Sandsteinkörpers ist vielleicht der Ellwanger Sandstein, der, obwohl nicht massiv, E der Jagst aus Feinsand besteht.

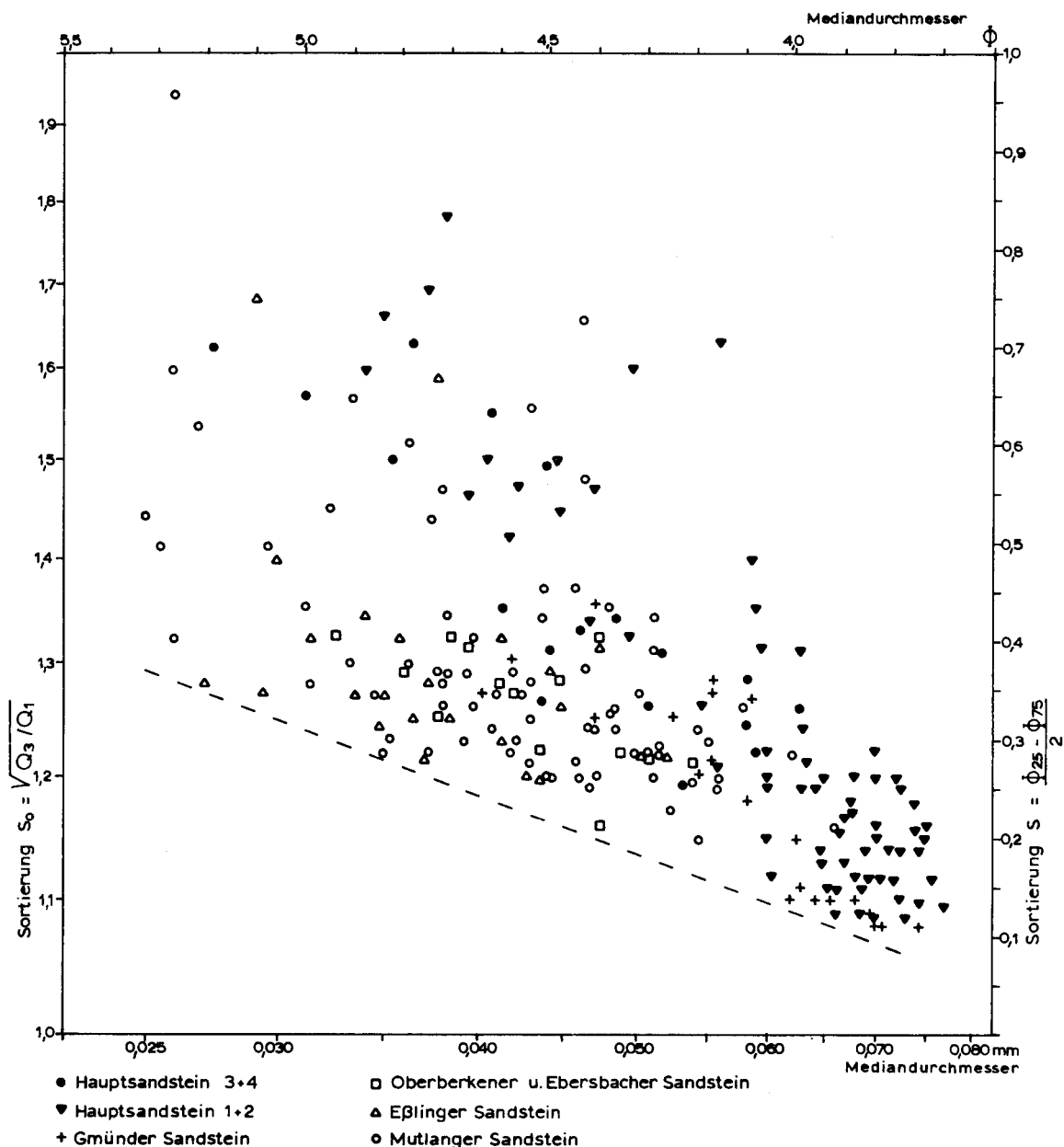


Abb. 33. Beziehungen zwischen Sortierungskoeffizient und Mediandurchmesser. Der Sortierungsgrad wird mit zunehmendem Mediandurchmesser besser, zugleich nimmt die Variationsbreite der Sortierung ab. Die untere Einhüllende der Punktwolke dürfte der "Elementarsortierung" WALGERS (1962) nahekommen (vgl. auch FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, Abb. 3-16).

Asymmetrie der regionalen Korngrößenverteilung

In der regionalen Korngrößenverteilung manifestiert sich eine ausgeprägte Asymmetrie im Bau der Sandsteinkörper relativ zur Längsachse, die im Gegensatz steht zur scheinbaren Symmetrie der Faziesbereiche. Genau betrachtet besteht freilich auch in der Anordnung der Faziesbereiche eine Asymmetrie, indem nur im W ein Ton- und ein Ton- bzw. Mergelsiltbereich vorhanden ist, und sich außerdem der westliche und der östliche Wechsellagerungsbereich deutlich voneinander unterscheiden (vgl. S. 75-76).

Die Korngrößenverteilung ist lediglich ein Konstruktionsmerkmal im Bau der Sandsteinkörper. Ihre Bedeutung soll erst im Rahmen des Gesamtbaus erörtert werden (Kap. 7.).

Aufarbeitungshorizonte

Die Korngrößen bewegen sich in den Aufarbeitungshorizonten im selben Bereich wie in den übrigen feinkörnigen Sandsteinen. Größere Sande führen lediglich der Basalhorizont $\alpha 1 I$, lokal einige Horizonte der Schlottheimischichten im Hesselberggebiet und Riesvorland (s. Kap. 3.3.) sowie die Arietitenschichten im E des Gebiets. Auf sie soll hier nicht weiter eingegangen werden.

Ganz allgemein nimmt der Sandgehalt der Aufarbeitungshorizonte nach E zu, so daß die Kalkbänke im W nach E früher oder später in schillführende Kalksandsteine übergehen. Die Korngrößen schwanken von Aufschluß zu Aufschluß, überschreiten aber einen bestimmten, für den Horizont charakteristischen Maximalwert nicht und nehmen nach E nicht deutlich zu. Ein Zusammenhang zwischen Sandgehalt und Korngröße einer Bank besteht nicht. So ist z.B. die Korngröße in der Bank $\alpha 3 II,5$ trotz deren niedriger Gehalte wesentlich höher als die aller Sandsteinbänke des $\alpha 3$ darunter. Sandgehalts- und Korngrößenanalysen erwiesen sich in eng begrenzten Gebieten als geeignet, Parallelisierungen von Aufarbeitungshorizonten zu unterstützen, wegen der auftretenden Schwankungen müssen allerdings möglichst viele Profile herangezogen werden. Da die Schwankungen vor allem durch die wechselnden Gehalte der Fraktion unter 0,02 mm verursacht werden, erhält man bessere Ergebnisse, wenn man diese Fraktion nicht berücksichtigt. Eine weitere Schwierigkeit bringt das Einsetzen neuer Horizonte mit sich.

Während in vielen Aufarbeitungshorizonten die Sortierung je nach Tongehalt schlechter ist als in feingeschichteten Sandsteinen, vor allem bei bioturbater Durchmischung, weist deren östlichster Faziesbereich, der der (häufig) chamositischen Kalksandsteine, die beste Sortierung in den Schichten überhaupt und damit die höchsten Mediandurchmesser (0,07 - 0,075 mm) aller Feinsande im Arbeitsgebiet auf (vgl. Taf. 26, Fig. 4). Dabei sind die maximalen Korngrößen darin nicht höher als in den übrigen Sandsteinen (0,1 mm).

4.1.4. Entstehung der feinkörnigen Sande

Bis jetzt bestanden unterschiedliche Ansichten über die Entstehung des überaus feinen Kornes der Sandsteine im Arbeitsgebiets. Teils wurde es auf verringerte Transportkraft der Flüsse des Vindelizischen Landes infolge tektonischer Absenkung erklärt bei gleichzeitiger Hebung im Ablagerungsgebiet (PFEFFER 1942: "Schaukelbewegung"), teils wurde die Feinkörnigkeit auf außerordentlich weiten Transport zurückgeführt (ALDINGER 1953).

Bei der Frage nach der Entstehung muß unterschieden werden zwischen der Zerkleinerung der Ausgangsgesteine und der Anreicherung der feinen Fraktionen. Die Zerkleinerung fand sicher nicht während des Transports im Meer statt; das Material wurde vielmehr, wie auch heute, als Schwebgut in Flüssen angeliefert. VALETON (1957) konnte an einem fossilen Bodenprofil der Jurazeit zeigen, daß die Verwitterung im damaligen Klima zu Quarzsprennung führte, bei der größere Körner in zahlreiche kleine Individuen zerlegt wurden. v. FREYBERG (1962:227) führt daher die großen Mengen feinkörniger Sande im Braunen Jura β Frankens auf siallitische Verwitterung zurück. Eine weitere Quelle feinkörnigen Materials können ältere Sedimente sein, z.B. verwitterte Grauwacken und andere marine Sande und sandige Sedimente sowie Phyllite und ähnliche Gesteine (KUENEN 1969: 1633). Schließlich wird ein gewisser Anteil auch auf Abrieb größerer Komponenten während des fluviatilen Transports zurückgehen; i.a. entstehen dabei aber Korngrößen kleiner als Silt (KUENEN 1969: 1632). Die Menge feinen Materials, die ein Fluß bringt, hängt im übrigen wesentlich auch von der Größe und vom Relief seines Einzugsgebiets ab. Bei großem Einzugsgebiet kann sich Feinmaterial im Unterlauf selbst dann zu großen Mengen konzentrieren, wenn es nur einen geringen Anteil im abgetragenen Gestein oder Verwitterungsboden hat. Ein flaches Relief wird die Intensität der Verwitterung und damit der Quarzsprennung erhöhen.

Die geringe Korngröße im größten Teil des tieferen Schwarzen Jura α beruht nicht auf mangelnder Verfügbarkeit gröberer Materials. Solches stand überall in den Randbereichen des Meeres reichlich zur Verfügung, nicht nur im Hesselberggebiet, viel ausgedehnter noch in Oberfranken; auch in Norddeutschland kommen gröbere Sande vor (PHILIPP 1960: 432, KÖLBEL 1967, WINCIERZ 1973). Die Feinheit muß daher in der Art des Transports begründet sein. Aus der Feinheit und der Charakteristik der Summenkurven läßt sich auf Transport in Suspension schließen (Kap. 4.1.2.). Offensichtlich waren die Meeresströmungen so schwach, daß sie aus dem von den Flüssen angefrachteten Material nur das Feinste erfassen und weiterführen konnten.

Transport in Suspension erfordert ein gewisses Maß an Turbulenz im transportierenden Medium. Die Verfeinerung der Sande nach W in manchen Sandsteinkörpern läßt daher auf Nachlassen der Turbulenz am Grund schließen, was wiederum nur Ausdruck zunehmender Wassertiefe sein kann. Umgekehrt spricht das Ansteigen der Mediandurchmesser innerhalb mancher Sandsteinkörper nach E für zunehmende Verflachung dorthin, zu der das abrupte obere Ende der Korngrößenskala bei einem festen Wert (0,1 mm) über ein weites Gebiet in auffallendem Gegensatz steht (Abb. 28). Dieses Ende bei 0,1 mm fällt umso mehr auf, als Transport in Suspension rezent bis 0,2 mm verbreitet vorkommt (s. Kap. 4.1.2.) und andererseits z.B. in der Adria die maximalen Korngrößen - streng tiefenabhängig - von 50 μ bei 50 m Tiefe kontinuierlich über 100 μ bei 25 m auf 200 μ bei 10 m Tiefe zunehmen (PASSEGA et al. 1967: Abb. 7), von einer Unterbrechung bei 100 μ keine Spur zu finden ist. Dieser Korngrößenschnitt kann im vorliegenden Fall kaum anders als mit mangelnder Verfügbarkeit der anschließenden Korngrößen erklärt werden; die extrem gute Sortierung im E beruht sicher zu einem guten Teil darauf. Daß diese Korngrößen in den Sanden, die von E angeliefert wurden, unterrepräsentiert sind, zeigen die mittelkörnigen Sandsteine des Hesselberggebiets wie auch die der Rät-Lias-Übergangsschichten Frankens, in denen Feinsand, wie schon in den ähnlichen Sanden des "Vindelizischen Keupers" (WURSTER 1964) stark zurücktritt (VIOHL 1970). Vom Böhmisches-Vindelizisches Land wurde offensichtlich in erster Linie vergrustes Kristallin, in dem Quarz von Mittelsandgröße bei weitem überwogen hat, angeliefert. Im übrigen wird im Mündungsgebiet rezenter Flüsse der gröbere Sand (einschließlich des oberen, hier fehlenden, Feinsandintervalls) teils im "Salzwasserkeil" (POSTMA 1967), teils von Strömungen im unmittelbaren Küstenbereich (ALLEN 1964) abgefangen. Im Litoralbereich des Hettangiums benachbarter Gebiete ist das gröbere Feinsandintervall nicht selten.

Eine bedeutende Rolle spielt im vorliegenden Fall sicher die aus der mineralogischen Zusammensetzung (s. Kap. 4.2.) zu folgernde Herkunft der marinen Silte und Feinsande aus einem anderen, weiter entfernten Gebiet. Zweifellos spiegelt die Korngrößenverteilung die durchschnittlichen hydrodynamischen Verhältnisse auf dem Transportweg wider, die nur ein scharf ausgelesenes Material hierher gelangen ließen.

Ob eine vergleichbare Korngrößenlücke zwischen Schelf- und Litoralsanden auch in anderen fossilen Schichten vorkommt, ist bis jetzt ungenügend bekannt. Im Luxemburger Sandstein scheint dies nicht der Fall zu sein (MULLER & RASCHE 1971). In Schelfsanden des Devons von Belgien liegt die maximale Korngröße nach van STRAATEN (1954 b) auch bei 100 μ , die Entwicklung zur Küste ist dort bis jetzt nicht genau bekannt. In rezenten Meeren besteht eine solche Lücke offensichtlich nicht (GADOW 1971; COOK & GORSLINE 1972).

Auf Sortierungs- und Transportmechanismen soll erst eingegangen werden, wenn die Sedimenttexturen und die in ihnen überlieferten Wasserbewegungen besprochen sind (s. Kap. 7.). Über die Herkunft der Sande gibt die mineralogische Zusammensetzung sichereren Aufschluß als die Korngrößenverteilung. Sie soll nun dargestellt werden.

4.2. Mineralogische Zusammensetzung der Sande

Im Schwarzen Jura α lassen sich nach der mineralogischen Zusammensetzung fünf Typen von Sanden unterscheiden:

1. Der Feinsand im Basalhorizont α 1 I SW- und Mittelwürttembergs (umgelagerte Rätsande: SINGH 1966).
2. Mittel- und Grobsand des Basalhorizonts α 1 I im östlichen Württemberg (umgelagerte Rätsande anderer Zusammensetzung: PFEFFER 1942, JAHNEL 1970).
3. Die feinkörnigen Sande des tieferen Schwarzen Jura α , die vor allem Gegenstand der vorliegenden Arbeit sind.
4. Die Mittelsande der Schlothheimienstufe im Hesselberg- und Riesgebiet (mit zugehörigen Feinsanden).
5. Die Grob- und Feinklessande der Arietitenschichten im E des Arbeitsgebiets.

Die Sande des Basalhorizonts α 1 I wurden mineralogisch von PFEFFER (1942) und SINGH (1966) untersucht. Von den feinkörnigen Sanden des Schwarzen Jura α gab PFEFFER (1942) eine sehr eingehende Beschreibung. Die mittelkörnigen Sande des Hesselberggebiets wurden von VIOHL (1969) näher untersucht. Über die Arietensande liegen Beobachtungen von VIOHL (1969) und MOSKOFIDIS (1971) vor.

Die mineralogischen Untersuchungen im Rahmen vorliegender Arbeit sollten vor allem Kriterien über die Herkunft der feinkörnigen Sande liefern. Sie stützen sich im wesentlichen auf Vergleiche mit anderen, im gleichen Raum abgelagerten Sanden. Daher sind die Kriterien in erster Linie ausschließend. Eine sichere positive Beantwortung der Frage nach der Herkunft läßt sich nur durch überregionale Vergleiche erreichen.

4.2.1. Leichtmineralien

Quarz

Quarz bildet den Hauptbestandteil der feinkörnigen Sande (93-99 %). Er tritt in eckigen bis kantengerundeten Körnern auf; einzelne Körner sind trotz der geringen Korngröße gerundet bis wohl gerundet (unter 1 %). Die Gestalt der Quarzkörner ist isometrisch bis leicht gestreckt oder plattig. Bei Rekristallisierung wurden die Körner zu idiomorphen Kristallen ergänzt. Die Kornoberflächen in nicht rekristallisierten Sanden sind rau durch winzige Ätzgrübchen.

25-35 % der Körner zeigen stark undulöse Auslöschung, weitere 40 % eine Andeutung undulöser Auslöschung, die auf einen Teil des Korns beschränkt bleiben kann. Der Rest löscht streng einheitlich aus. Es sei hier angemerkt, daß die Effekte der undulösen Auslöschung bei unterschiedlicher Helligkeit des Gesichtsfelds (d.h. auch bei unterschiedlicher Vergrößerung) verschieden deutlich erkennbar sind, außerdem bestehen Unterschiede zwischen Dünnschliffen und Streupräparaten. Darauf mögen die großen Unterschiede in den Angaben verschiedener Autoren über dieselben Sande beruhen (z.B. zeigen nach PFEFFER 1942 nahezu alle Quarze in Rät und Schwarzem Jura α undulöse Auslöschung, nach SINGH 1966 jedoch nur 20 %).

Vereinzelte Körner, meist stark undulös auslöschende, sind aus Subindividuen aufgebaut. Die Trennflächen können in ihrem Verlauf an Schärfe verlieren und in eine undulöse Zone übergehen, so daß die Subindividuen nur unvollkommen getrennt sind; die Körner erhalten dadurch ein "zerknittertes" Aussehen. Vermutlich handelt es sich um Kataklase mit geringer Verstellung der Bruchstücke gegeneinander. Zur Vermeidung von Verwechslungen mit diagenetisch entstandenen Aggregaten wurden diese Beobachtungen an Dünnschliffen gemacht.

Die Quarze enthalten fast durchweg Einschlüsse. Es sind ganz überwiegend Bläschen und opake Partikel, seltener Zirkon, Turmalin und Rutil (letzterer dick- oder dünnsäulig);

nadelige Einschlüsse sind selten.

Die Quarze unterscheiden sich im Innenbau nicht von denen anderer Sande des Sedimentationsgebiets, auch nicht im Anteil undulös auslöschender Quarze. Die Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse (Bläschen) sowie die feinen opaken Partikel finden sich nach den Untersuchungen von KELLER & LITTLEFIELD (1950) vor allem in Quarzen von Tiefengesteinen, regelmäßige Einschlüsse dagegen in metamorphen Schiefern. Undulös auslöschende Quarze kommen in beiden vor (BLATT & CHRISTIE 1963: 559); eine Unterscheidung von tektonisch beanspruchten und nicht beanspruchten Gesteinen ist nach ihnen auf Grund der Undulosität nicht möglich. Die Quarze der untersuchten Sande stammen, wie ihre Einschlüsse erkennen lassen, aus plutonischen und metamorphen Gesteinen.

Die Quarze des Räts in SW- und Mittelwürttemberg unterscheiden sich nach ihrer Kornform von allen Rät- und Lias-Sanden des Gebiets durch einen bedeutenden Anteil wohlgerundeter Körner (PFEFFER 1942, SINGH 1966). Die Mittel- und Grobsande der Basalbank α I Ostwürttembergs sind überwiegend eckig bis kantengerundet, der Rundungsgrad der mittelkörnigen Sande des Ries- und Hesselberggebiets ist etwas besser. Die Feinsandfraktion der mittelkörnigen Sande dort enthält im Gegensatz zu den feinkörnigen Sanden der Umgebung keine wohlgerundeten Körner.

Feldspat

Der Feldspatgehalt der feinkörnigen Sande beträgt wenige (maximal 6) Prozent. Es sind fast ausschließlich Kalifeldspäte (Orthoklas und wenig Mikroklin; der Anteil des Plagioklas erreicht höchstens 10 % der Feldspäte). Verwitterte und unverwitterte Proben zeigen keine auffallenden Unterschiede. Die Angaben von PFEFFER (1942) konnten anhand einiger angefarbter Streupräparate bestätigt werden (Anfärbung mit Kobaltnitrit- und Rhodizonatlösung nach der von G. MÜLLER 1964 angegebenen Methode).

Die Feldspäte sind durchweg frisch. PFEFFER (1942: 146) beobachtete eine schwache Rosafärbung der Orthoklase. Die Körner sind eckig bis kantengerundet, z.T. von Spaltflächen begrenzt.

In den mittelkörnigen Sanden des Ries- und Hesselberggebiets ist der Feldspatgehalt in den gröbereren Fraktionen (0,75-1,0 mm) nach VIOHL (1969: 57) niedrig, in den Feinfraktionen dagegen hoch (20-30%). Die Feldspäte sind durchweg angewittert, so daß der hohe Anteil in den Feinfraktionen durch Zerfall größerer Körner mitbedingt sein kann (vgl. B. SCHRÖDER 1962). Plagioklas wurde nicht beobachtet, auch VIOHL (1969) erwähnt ihn nicht. Verwitterung und Zerfall können nicht rezent sein, weil die Feldspäte auch in frischen Kalksandsteinen in gleichem Maße angewittert sind. Durch den hohen Feldspatgehalt, die starke Verwitterung der Feldspäte und das Fehlen von Plagioklas unterscheiden

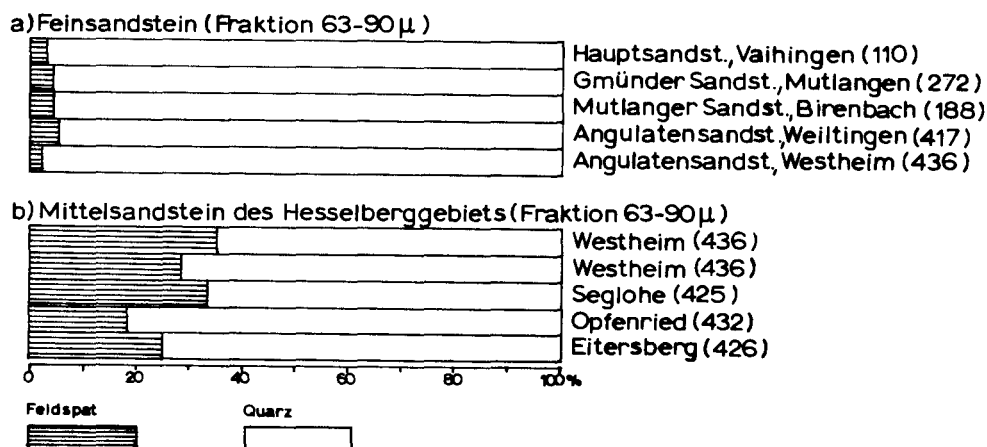


Abb. 34. Feldspatgehalte der feinkörnigen Sandsteine (a) und die der mittelkörnigen Sandsteine des Hesselberggebiets (b).

sich die Feinfraktion der mittelkörnigen Sande wie auch die mit diesen assoziierten Feinsande unverwechselbar von den feinkörnigen Sanden der Umgebung (Abb. 34). Wie wenig weit der Einfluß der groben Schüttung nach der Seite reichte, zeigt sich daran, daß die feinkörnigen Sande selbst in nächster Umgebung der Mittelsandmassen keinen erhöhten Feldspatgehalt aufweisen. Wie oben bereits erwähnt (Kap. 3.3.), könnte das für eine nachträgliche Ablagerung der Mittelsandmassen in Erosionsformen, die die übrige Schichtfolge durchschnitten haben, sprechen.

Von den Feinsanden des Räts in SW- und Mittelwürttemberg unterscheiden sich die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α durch ihren höheren Feldspatgehalt (PFEFFER 1942: 146, SINGH 1966: 39). Die Rätssande der Göppinger Gegend und die (vermutlich daraus stammenden) mittel- und grobkörnigen Sande des Basalhorizonts $\alpha 1 I$ in Ostwürttemberg unterscheiden sich von den weiter westlich gelegenen Rätssanden durch ihre wesentlich höheren Feldspatgehalte (um oder über 10% in der Feinfraktion; PFEFFER 1942 u. eig. Beob.).

Glimmer

Der Glimmergehalt der feinkörnigen Sandsteine schwankt stark. Im allgemeinen steigt er mit zunehmendem Tongehalt und mit abnehmendem Mediandurchmesser sowie mit abnehmender Deutlichkeit der Feinschichtung an. Die Glimmerblättchen sind häufig in einzelnen Feinschichten, seltener auch in mehrere Millimeter dicken Lagen konzentriert.

Es kommen farblose sowie auch braune und grüne, pleochroitische Blättchen vor. Es finden sich alle Stadien der Ausbleichung, z.T. am selben Korn. Das Mengenverhältnis von farbigen zu farblosen Glimmern wechselt. Die farbigen können die Hälfte der farblosen erreichen, aber auch ganz fehlen. Die farbigen kommen hauptsächlich in sehr feinkörnigen, tonreichen, schlecht sortierten Sanden vor. Diese Abhängigkeit von der Lithologie und die sonst völlige mineralogische Übereinstimmung der Sande spricht für unterschiedlich starke diagenetische Veränderung der Biotite in den einzelnen Gesteinen. Die Veränderungen waren offenbar in den besser permeablen Sanden stärker. PFEFFER (1942: 156) ist zwar der Ansicht, daß der Kalkzement solche Veränderungen verhindert haben müsse, die Unterschiede also primär seien, es läßt sich jedoch zeigen, daß die Zementierung i.a. relativ spät erfolgt ist, die Einwirkung von Porenwässern also möglich war (Kap. 4.2.4). Die Abhängigkeit von der Lithologie wäre mit primären Unterschieden (unterschiedliche Herkunft) schwer erklärbar.

In den mittelkörnigen Sanden des Ries- und Hesselberggebiets fand sich neben farblosen Glimmern frischer Biotit. Vom extrem glimmerarmen Rät SW- und Mittelwürttembergs unterscheiden sich die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α durch ihren höheren Glimmergehalt (PFEFFER 1942, SINGH 1966: 39).

Tonmineralien

Die Tonmineralien des Schwarzen Jura α wurden nicht näher untersucht. Sie dürften sich von der Zusammensetzung in Nachbargebieten nicht wesentlich unterscheiden (vgl. SINGH 1966: 69; KRUMM 1965: 106-116). KRUMM fand in marinen Tonen des Lias und Doggers Frankreichs Illit mit untergeordneten Mengen von Kaolinit und Chlorit. In Kalkbänken ist Ton gewöhnlich diffus im Bindemittel bzw. in der Matrix verteilt. In tonreichen Kalkbänken kann er zwischen Kalzitindividuen der Matrix zusammengedrängt sein, die dadurch dunkel gesäumt erscheinen ("loafish" Pseudosparit FOLK 1965: 39, zit. nach SCHLOZ 1972: 127; vgl. SCHLOZ 1972, Taf. 20, Fig. 4).

Im Porenraum von Sandsteinen finden sich vereinzelt farblose, gestreckte Aggregate, die im Längsschnitt eine Paralleltexur quer zur Längserstreckung aufweisen. Es handelt sich wahrscheinlich um authigenen Kaolinit. Durch solche authigenen Neubildungen in Sandsteinen dürfte ein Unterschied der Zusammensetzung der Tonmineralien in Ton- und in Sandsteinen entstanden sein, wie es SINGH (1966) im Rätssandstein SW- und Mittelwürttembergs beobachtet hat.

4.2.2. Schwerminerale

Untersuchungsmethodik

Proben wurden aus allen Sandsteinhorizonten entnommen, innerhalb deren in großen lateralen Abständen. Es kam dabei darauf an, stratigraphische und regionale Unterschiede zu erfassen. PFEFFER (1942) hat den Schwermineralbestand zwar sehr eingehend beschrieben, jedoch nur halbquantitative Angaben gemacht.

Das Probengut wurde, soweit karbonatisch verkittet, in verdünnter Salzsäure gelöst. Die bei der geringen Korngröße des Sandes mögliche starke Vorzerkleinerung bedingt eine nur kurze Reaktionszeit mit der Säure. Vergleiche mit in verdünnter Essigsäure gelösten Proben ergaben keinen Unterschied im Apatitgehalt. Die gegenüber Kalzit langsamere Reaktionsgeschwindigkeit des Apatits führt allenfalls zu einer geringfügigen Verkleinerung der Körner. Die Schwerminerale wurden quantitativ in Tetrabromäthan (spezifisches Gewicht 2,95) mit einer Zentrifuge abgetrennt (3 Minuten bei 3000 U/min.), dann durch Sieben in die Fraktionen 0,02-0,04 mm, 0,04-0,063 mm und 0,063-0,09 mm geteilt und schließlich zur Auszählung in Kunstharz (Lake Side Brand 70 c) eingebettet. Ausgezählt wurden pro Streupräparat etwa 300 Körner.

Schwermineralgehalt der Sande

Die Schwermineralgehalte der feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α sind ziemlich konstant (0,35-0,75 Gew.-%). Nur in vereinzelt Proben mit viel authigenen Komponenten (Baryt) kann der Gehalt stark ansteigen. Die Gehalte zeigen nur geringe Abhängigkeit vom Mediandurchmesser; in gröberen Sanden liegen die Gehalte z.T. etwas höher als in feineren (Abb. 35).

Eine Ausnahme machen die Horizonte vom Typ der chamositischen Kalksandsteine im E des Arbeitsgebiets. In ihnen steigen die Gehalte bis auf mehrere Prozent (Abb. 35). Da die primären Gehalte in allen Sanden gleicher Korngrößenverteilung gleich gewesen sein dürften, muß in diesen Horizonten eine Anreicherung stattgefunden haben.

Im Unterschied zum Gesamtgehalt an Schwermineralien sind die Gehalte in den einzelnen Korngrößenfraktionen sehr verschieden. Allgemein erreichen die Gehalte in den feinsten Fraktionen die höchsten Werte, weil die Schwerminerale auf Grund ihres höheren spezifischen Gewichts darin angereichert sind. Dies wird besonders dadurch deutlich, daß die Kornverteilungskurven (Histogramme) der Schwerminerale gegenüber denen der Leichtminerale in feinere Bereiche verschoben sind (Abb. 35). Mit steigendem Mediandurchmesser werden die Gehalte in den Feinstfraktionen immer höher, und zwar aus zwei Gründen. Einmal verschieben sich die Histogramme der Leicht- und der Schwerminerale bei steigendem Mediandurchmesser nicht absolut, sondern - auf Grund des Stokes'schen Gesetzes - in proportional gleichen Schritten in gröbere Bereiche. Das bedeutet, daß der Gehalt an Leichtmineralien in den feinsten Fraktionen rascher abnimmt als der der Schwerminerale, so daß sich das Mengenverhältnis zugunsten der Schwerminerale verschiebt. Verstärkt wird dieser Effekt als zweites durch die zunehmend bessere Sortierung bei zunehmendem Mediandurchmesser, die den Gehalt an Leichtmineralien in den feinsten Fraktionen noch rascher absinken läßt. In den Feinsanden Ostwürttembergs kann der Schwermineralgehalt in der feinsten Fraktion deshalb bis auf 15% ansteigen (Abb. 35).

Zirkon

Der Zirkon bildet einen Hauptbestandteil der nicht opaken Schwermineralfraktion. Sein Anteil in den einzelnen Korngrößenfraktionen ist sehr verschieden; auf Grund seines sehr hohen spezifischen Gewichts ist er in der feinsten Fraktion am häufigsten (Abb. 37). Mit steigendem Mediandurchmesser steigt dieser Anteil noch weiter, weil für ihn das oben über die gesamte Schwermineralfraktion Gesagte in besonderem Maße gilt.

Kurzprismatische, rundliche Kristalle überwiegen bei weitem. Häufig sind auch regel-

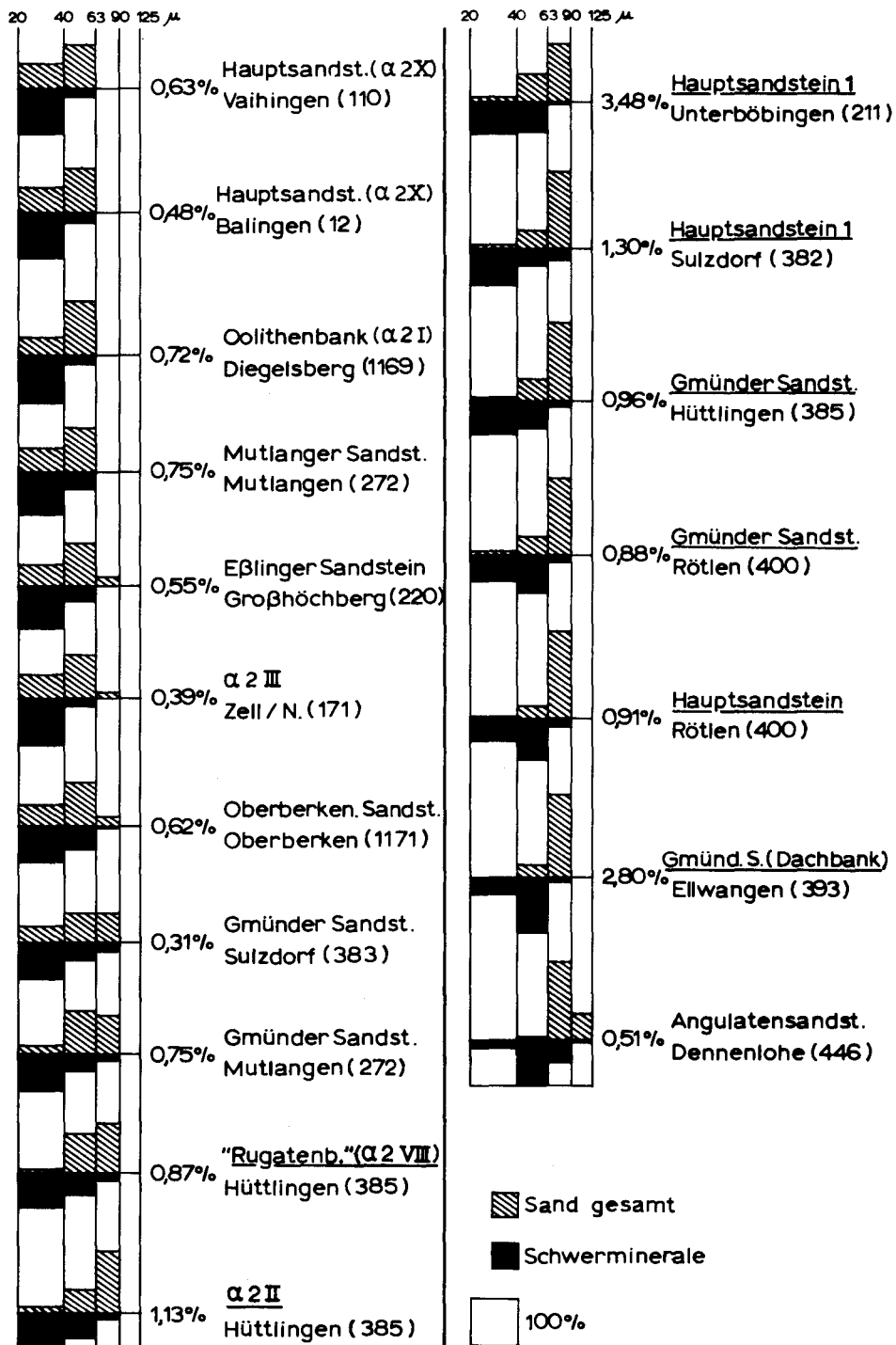


Abb. 35. Korngrößenverteilung von Schwer- und Leichtmineralfraktion im Vergleich. Neben den Histogrammen sind die Schwermineralgehalte der Sandproben (in Gewichtsprozent der Gesamtprobe) angegeben. Proben aus chamositischen Sandsteinen Ostwürttembergs sind unterstrichen (ihre Schwermineralgehalte sind deutlich erhöht). Die Proben sind v.o. n.u. nach zunehmender Korngröße geordnet.

Die Histogramme der Schwerminerale zeigen die durch ihre höhere Dichte bedingte Verschiebung in feinere Bereiche. Bei Vergrößerung der Sande folgen sie nur zögernd, sodaß sie sich, verstärkt noch durch den zunehmend besseren Sortierungsgrad der Leichtminerale, in den feinsten Fraktionen stark anreichern.

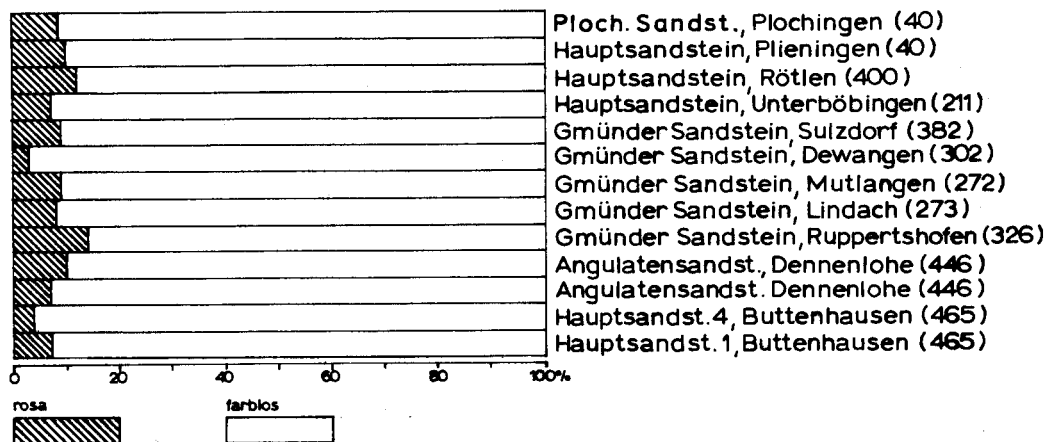


Abb. 36. Mengenverhältnis von farblosen und rosa gefärbten Zirkonen.

lose, isometrische Splitter und Körner. Langgestreckte Säulen finden sich etwas häufiger in der feinsten Fraktion (die Anreicherung darin dürfte mit durch das Sieben bedingt sein), sonst kommen sie nur akzessorisch vor. Zonar gebaute Kristalle sind nicht selten; die Anwachszonen geben den Individuen in der Seitenansicht eine feinfaserige, konzentrisch angeordnete Textur. Rundliche Körner haben rundliche Anwachszonen, ein Zeichen, daß die Rundung primär ist. Derartige primär rundliche Zirkone kommen in kristallinen Gesteinen, insbesondere tektonisch beanspruchten, sehr häufig vor (CLAUS 1936).

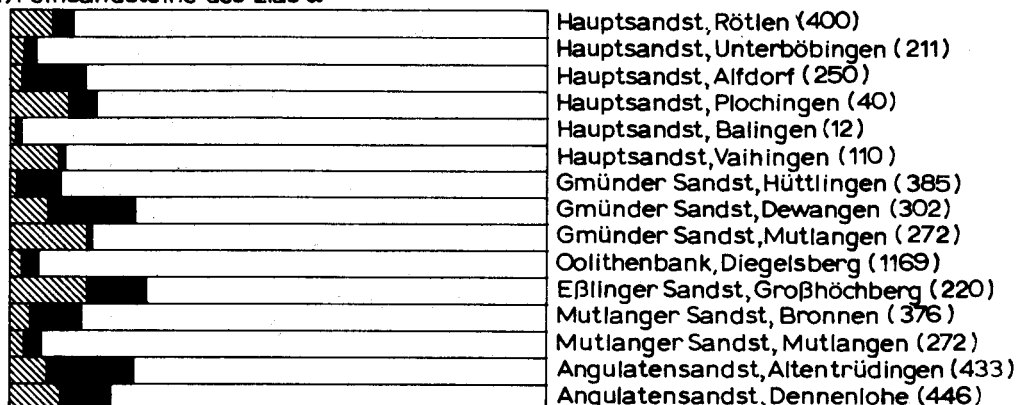
Die Zirkone sind überwiegend farblos und klar. Ein in allen Fraktionen etwa gleicher Anteil von 5-15 % zeigt rosa Färbung, ein geringerer Teil gelbe (nicht zu verwechseln mit Färbung durch limonitische Überzüge). Die gelben Zirkone sind oft trübe; sie können von anderen Mineralien ähnlicher Erscheinungsweise durch die hohe Doppelbrechung unterschieden werden. Ein Teil der Zirkone ist von Bruchflächen durchsetzt.

Als Einschlüsse kommen am häufigsten Zirkone mit gleicher oder anderer Orientierung der Achse vor. Der eingeschlossene Zirkon kann idiomorph sein oder Unregelmäßigkeiten aufweisen (rundliche Form, Zonarbau); der umschließende Zirkon ist stets klar und arm an Unregelmäßigkeiten, jedoch meist ebenfalls rundlich. Solche Zirkone kommen nach HOPPE (1963) in metamorphen Gesteinen vor, sind also nicht authigen entstanden. Als Einschlüsse treten außerdem auf: Turmalin, Rutil (säulig und nadelig), Apatit sowie Flüssigkeiten und Gase in Bläschen.

Die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α unterscheiden sich von allen Sanden, die vom Böhmisches-Vindelizischen Land stammen (Rät-Lias-Übergangsschichten von Franken, mittelkörniger Angulatensandstein des Ries- und Hesselberggebiets, Rät des Göppinger Gebiets sowie SW- und Mittelwürttembergs, Sande in α I Ostwürttembergs, Stubensandstein) durch merklich höhere Gehalte an rosa gefärbten Zirkonen. In den genannten Sanden liegen die Gehalte in den gleichen Korngrößenfraktionen meist unter 5 %. Angemerkt sei in diesem Zusammenhang, daß sich das Rät SW- und Mittelwürttembergs (wazu auch das im Untergrund der Schwäbischen Alb und Oberschwabens gehört) von allen übrigen Sanden dadurch unterscheidet, daß in ihm der Anteil rosa gefärbter Zirkone in der Fraktion 0,09-0,125 mm auf 15-25 % ansteigt. SINGH (1966: Tab. 4) gibt in derselben Fraktion nur 5-10 % an; hierbei sind vermutlich nur kräftig gefärbte Körner berücksichtigt.

In den übrigen Eigenschaften der Zirkone konnten keine signifikanten Unterschiede zwischen den Sanden festgestellt werden. Kornform und Innenbau sprechen für Ursprung in kristallinen, vorwiegend metamorphen Gesteinen (HOPPE 1963). Die rosa gefärbten Varietäten weisen auf Gesteine präkambrischen Alters hin (TOMITA 1954, BEVERIDGE 1960).

Über die Zirkongehalte der Sande im Hesselberggebiet kommt VIOHL (1969: 52) zu anderen Ergebnissen (VIOHL 1969: 52), wohl weil unterschiedliche Fraktionen ausgezählt wurden.

a) Feinsandsteine des Lias α b) Mittelsandsteine des Hesselberggebiets (Lias α_2)

c) Basalbank Ostwürttembergs

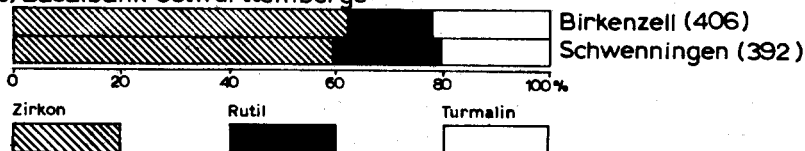


Abb. 37. Zusammensetzung der Schwermineralfraktion (nur Hauptbestandteile der nicht opaken Schwerminerale).

- a) Feinsandsteine des Hettangiums. Jeweils Zusammensetzung der Siebkornfraktion mit dem höchsten Turmalingehalt ($40-63 \mu$ bzw. $63-90 \mu$), vgl. Abb. 35.
 b) und c) Mittelkörnige Sandsteine (Fraktion $63-90 \mu$). Der Unterschied zu a) beruht auf dem höheren Mediandurchmesser (Korngrößeneffekt; vgl. Abb. 38).

Turmalin

Turmalin bildet den zweiten Hauptbestandteil der nicht opaken Schwerminerale. Er ist auf Grund seines niedrigeren spezifischen Gewichts in der größten Fraktion angereichert. Bei steigendem Mediandurchmesser verschiebt sich der höchste Turmalingehalt in gröbere Bereiche, so daß die feinste Fraktion immer reicher an Zirkon wird. Proben der feinkörnigen Sande mit unterschiedlichem Mediandurchmesser zeigen in derselben Korngrößenfraktion deshalb sehr unterschiedliche Mengenverhältnisse von Zirkon und Turmalin (Abb. 38). Selbst wenn man jeweils die größte Siebkornfraktion vergleicht (Abb. 37 a), schwanken die Verhältnisse noch, da die starren Siebkornfraktionen beliebige Ausschnitte aus dem Histogramm einer Mineralart herausausschneiden. In erster Linie auf diesem Korngrößeneffekt beruhen auch die großen Unterschiede des Turmalingehalts gleicher Fraktionen bei mittel- und feinkörnigen Sanden (Abb. 37); selbst bei Sanden sicher einheitlicher Herkunft sind die Unterschiede nicht geringer (z.B. sind in den mittelkörnigen Sandmassen des Hesselberggebiets die Feinsandlagen viel turmalinreicher als die Mittelsandlagen).

Unter den Turmalinen überwiegen kurzsäulige, mehr oder minder angerundete Formen, daneben kommen regellose, isometrische, eckige, aber auch wohlgerundete Körner vor. Die Zahl schlanker Säulen nimmt in der feinsten Fraktion zu. Endflächen sind meist nur an einem Ende ausgebildet. Selbst kleinste Körner mit $0,025 \text{ mm}$ Durchmesser zeigen noch Rundung.

Farblich erwiesen sich die Turmaline in den feinkörnigen Sanden als sehr varietätenreich. Es wurde untersucht, ob sich quantitative Unterschiede zwischen verschiedenen Sandsteinen des Gebiets feststellen lassen. Dazu wurden die Turmaline in Gruppen mit ähnlichem Pleochroismus zusammengefaßt, wobei die Farbe der stärksten Absorption (E) maßgebend war:

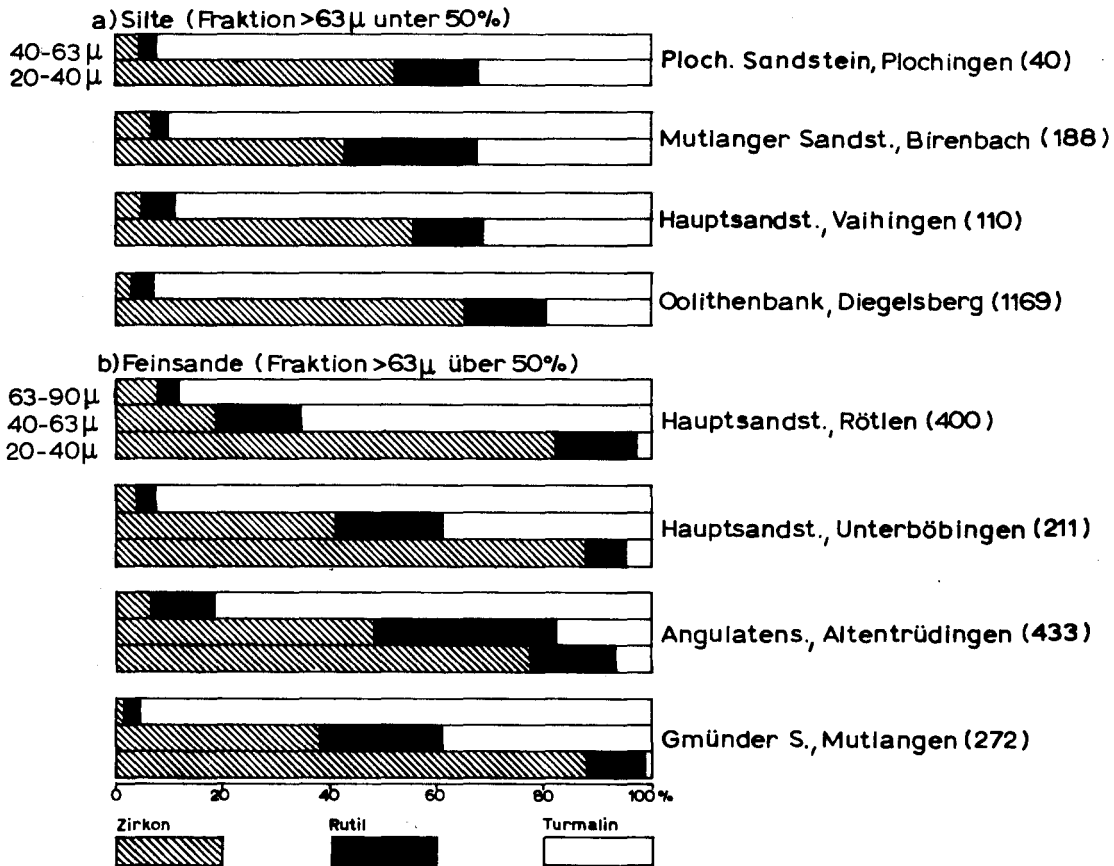


Abb. 38. Das Zirkon - Rutil - Turmalin-Mengenverhältnis (Kornzahlen) in Abhängigkeit von Siebkornfraktion und Mediandurchmesser.

a) Silte. Die Doppelsäulen zeigen oben die Fraktion 40-63 µ, unten die Fraktion 20-40 µ. Die Fraktion 63-90 µ wurde nicht dargestellt, weil sie fast frei von nicht opaken Schwermineralien ist.

b) Feinsande. Die Dreiersäulen zeigen von oben nach unten die Fraktionen 63-90 µ, 40-63 µ, 20-40 µ.

Die Proben sind nach zunehmendem Mediandurchmesser angeordnet.

Q (schwächste Absorption)

E (stärkste Absorption)

- | | | |
|---|---|---------------------------------------|
| 1. rosa, blaßbraun, blaß rosagrau, farblos | - | graublau, grau, blauschwarz |
| 2. hellgelb, farblos | - | dunkelgelb, gelbbraun (bernsteingelb) |
| 3. hellbraun, gelb, olivbraun, rosa, farblos | - | dunkelbraun |
| farblos | - | blaßbraun |
| hellolivbraun, hellolivgrün, gelbbraun | - | dunkelolivbraun |
| 4. hellolivgrün, hellolivbraun, gelbgrün, rosa, farblos | - | dunkelolivgrün |
| farblos | - | gelbgrün |
| hellgrün, gelbgrün, farblos | - | dunkelgrün |
| farblos | - | blaugrün |
| 5. hellblau, farblos, orange | - | dunkelblau |
| 6. farblos | - | farblos |
| 7. gelb | - | orange |

Neben einfarbigen Körnern kommen untergeordnet auch solche mit verschiedenfarbigen Enden vor (am häufigsten Q: farblos - E: braun + grünblau). Eine Beziehung zwischen Farbe und Kornform ließ sich nicht feststellen.

Hettangium in Schwaben

a) Schwarzer Jura α (feinkörnig)

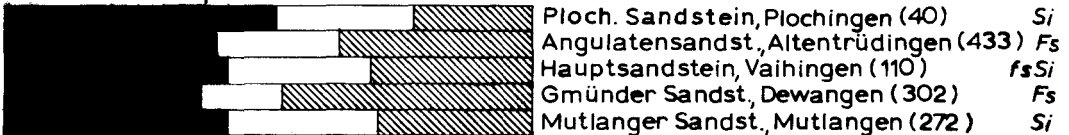
Fraktion 63-90 μ



Fraktion 40-63 μ



Fraktion 20-40 μ



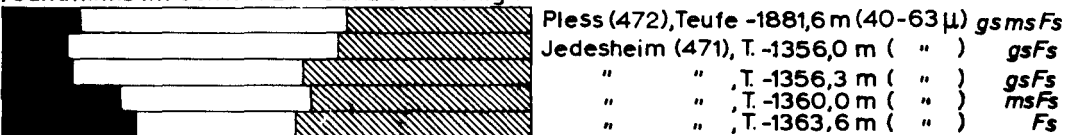
b) Mittelkörniger Angulatensandstein des Hesselberggebiets



c) Basalbank Ostwürttembergs (mittel- bis grobkörnig)



d) Sandkalke im Schwarzen Jura α des Allgäus



0 20 40 60 80 100 %

rosa-blaugrau

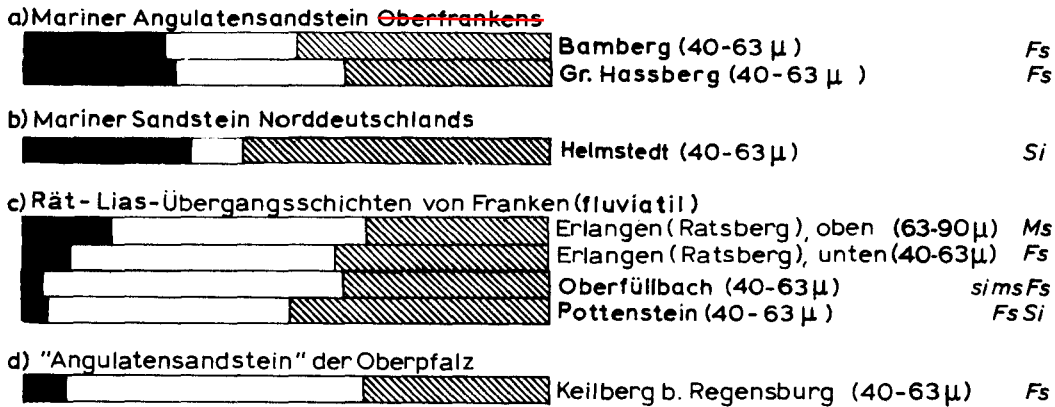
hellgelb-dunkelgelb

übrige (überw. oliv u. braun)



Si Silt (überw. Grobsilt)	si siltig	Abkürzungen
Fs Feinsand	fs feinsandig	
Ms Mittelsand	ms mittelsandig	
FMs Feinmittelsand	gs grobsandig	
gsms SiFs	grob-u. mittelsandiger Siltfeinsand:	fsSi feinsandiger Silt:
5-25% Grobsand	25-50% Silt	5-25% Feinsand
5-25% Mittelsand	50-75% Feinsand	50-75% Silt

Hettangium in Nachbargebieten



Keupersandsteine

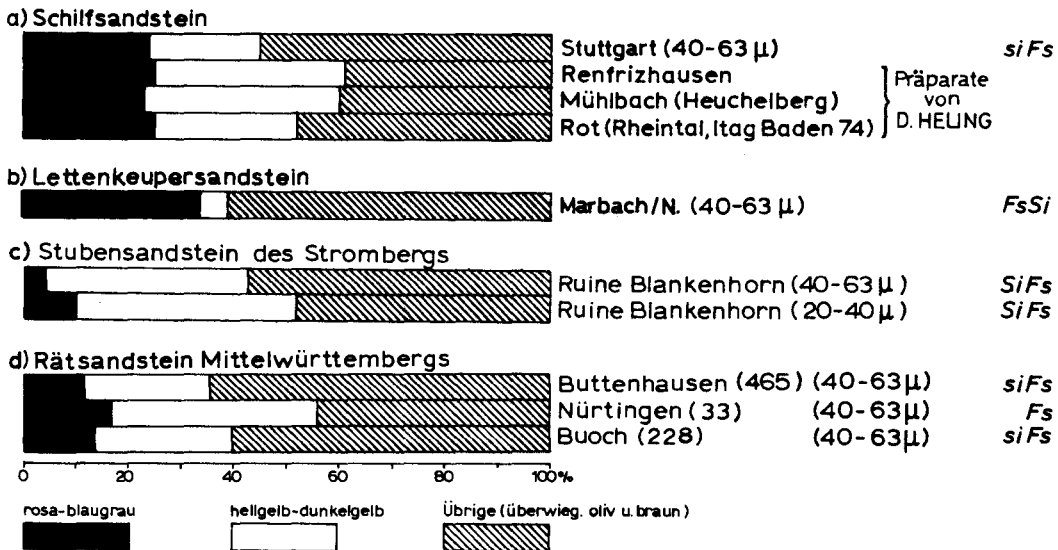


Abb. 40. Turmalin-Farbvarietäten von gleichaltrigen Sanden in Nachbargebieten und von älteren Sandsteinen Baden-Württembergs. Die Proben c) und d) stammen jeweils von der Böhmisches-Vindelizischen Masse und unterscheiden sich deutlich von den Proben a) und b). Abkürzungen wie Abb. 39.

Zum quantitativen Vergleich mit anderen Sanden wurden die Anteile einiger Farben ausgezählt und zwar die Farbgruppe 1 und 2 der Übersicht auf S. 117. Von einer Auszählung der Farbgruppen 3 und 4 wurde abgesehen, da zwischen ihnen durch die Olivtöne Übergänge bestehen, die eine einwandfreie Unterscheidung schwierig machen. Die Farbgruppen 5-7 sind für eine Auszählung zu selten. Die Hauptmasse der nicht zu den Gruppen 1 und 2 gehörenden Körner weist somit braune oder grüne Farbtöne auf.

Die Turmaline der Farbgruppe 1 sind in der Stellung der stärksten Absorption häufig fast opak, so daß ihre blaue Farbe erst bei Aufhellung des Gesichtsfelds durch Einschalten der Kondensorlinse sichtbar wird.

Abb. 39. Turmalin-Farbvarietäten aus dem Hettangium und tiefsten Sinemurium des Arbeitsgebiets. a) Feinkörnige Sandsteine, nach untersuchten Siebkornfraktionen geordnet. b)-d) Sande von der Böhmisches-Vindelizischen Masse. Es besteht nur eine Abhängigkeit von der Siebkornfraktion, nicht jedoch von der Körnung des Sandes insgesamt (vgl. Spalte rechts außen).

Ein Vergleich mit anderen Sanden des Lias und Keupers im Süddeutschen Becken ergab, daß sich die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α von allen Sanden, die vom Böhmischo-Vindelizischen Land stammen, durch hohe Gehalte der Farbgruppe 1 unterscheiden (Abb. 39 u. 40). Da die Färbung hydrodynamisch nicht relevant ist, können Turmaline derselben Korngrößenfraktion auch bei unterschiedlichsten Mediandurchmessern und Korngrößenverteilungen der untersuchten Sande miteinander verglichen werden; ihr Mengenverhältnis ist bei gleicher Herkunft gleich (Abb. 39, a; Abb. 40, a u. b).

Die einzigen Sande des Keupers, die ähnlich hohe Gehalte der Farbgruppe 1 aufweisen, sind der Lettenkeupersandstein und der Schilfsandstein. Nach Präparaten aus dem Schilfsandstein, die Dr. D. HELING, Heidelberg, freundlicherweise zur Verfügung stellte, ist dieser hohe Gehalt auf den Innenbereich des Beckens beschränkt. In Proben, die aus dem östlichen Randstreifen (vgl. WURSTER 1964: Fig. 5) stammen, sind sie so gering wie in den anderen Sanden dieses Gebiets. Von den übrigen Sanden zeigt nur der Rätsandstein SW- und Mittelwürttembergs einen ähnlichen Reichtum an Farbvarietäten der Turmaline, sonst überwiegen überall gelbe und bräunliche Farben.

Die Turmaline führen vielfach Einschlüsse. Es finden sich Bläschen unterschiedlicher Größe, opake Partikel, gleich orientierte Turmaline, Zirkon und Rutil vor. Gelbe Turmaline sind manchmal dicht durchsetzt von nadeligen Einschlüssen, anders gefärbte nicht.

Die Turmaline entstammen sauren Plutoniten und metamorphen Gesteinen. Auf Granite weisen blasenförmige Einschlüsse hin (KRYNINE 1946: 68). Turmalin mit Rutil- sowie nadeligen Einschlüssen dürften aus metamorphen Gesteinen stammen. Bei den meisten Körnern ist eine Unterscheidung nicht möglich. Rosafarbene Turmaline sollen nach FEO-CODECIDO (1956) in sauren Tiefengesteinen entstanden sein. Nach DEER et al. (1962) ist ein einfacher Zusammenhang zwischen Farbe der Turmaline einerseits und ihrer Zusammensetzung und Herkunft andererseits nicht feststellbar.

Anhaltspunkte für authigene Turmalinbildung ergaben sich nicht. Das gemeinsame Auftreten gerundeter und ungerundeter Körner zeigt, daß die Rundung nicht im Sedimentationsraum erworben wurde, und deutet auf unterschiedliche Herkunft hin. Der Varietätenreichtum läßt möglicherweise auf ein großes Einzugsgebiet mit verschiedenartigen Gesteinen schließen.

Rutil

Der Anteil des Rutils an den nicht opaken Schwermineralien ist wesentlich geringer als der von Zirkon und Turmalin (Abb. 37 u. 38). Auch er zeigt eine Abhängigkeit von Siebkornfraktion und Mediandurchmesser; die höchsten Gehalte finden sich in der mittleren Fraktion (Abb. 38).

Rutil kommt in Säulen sowie in eckigen und gerundeten Körnern vor. Die eckigen Körner sind von muscheligen Bruchflächen begrenzt. Insgesamt herrschen wie bei den anderen Mineralien kurze Formen vor. Vereinzelt beobachtet man Knie- und Herzzwillinge sowie polysynthetische Zwillinge.

Folgende Farbvarietäten ließen sich unterscheiden:

<u>Q</u> (stärkste Absorption)		<u>E</u> (schwächste Absorption)
1. dunkelgelb	-	hellgelb
2. mittelbraun	-	gelbbraun
3. dunkelrotbraun	-	hellrotbraun
4. dunkelbraun (ohne Rotstich) bis opak	-	rauchbraun

Die gelben und rotbraunen Körner sind am häufigsten, die rauchbraunen kommen nur vereinzelt vor. Die Grenze zwischen gelben und gelbbraunen ist schwer zu ziehen. Die Mengenverhältnisse zwischen den Farbvarietäten wechseln ziemlich stark (33-76 % rotbraune Körner), ähnlich ist es bei anderen Sandsteinen, die untersucht wurden. Ein Grund für

diese Schwankungen ließ sich nicht erkennen. Es ist nicht immer einfach, die gelben Körner von Anatas zu unterscheiden, besonders, wenn sie getrübt sind. Solche Trübungen weisen auf beginnende Umwandlung in "Leukoxen" hin. An Einschlüssen wurden Bläschen und opake Partikel beobachtet. Rutil stammt im wesentlichen aus denselben Gesteinen wie Zirkon und Turmalin.

Anatas

Anatas bildet eine Hauptkomponente der Schwermineralfraktion. Er ist entsprechend seines hohen spezifischen Gewichts in der feinsten Fraktion am häufigsten; rechnet man hier auch stark zersetzte, nahezu opake Körner hinzu, so beträgt der Gehalt 30 bis über 40 % der nicht opaken Schwerminerale. Die Anatase wurden trotzdem nicht mitgezählt, weil ein Teil der Körner auf Grund von Zersetzungserscheinungen opak, und der Übergang von transparenten zu opaken völlig unscharf ist.

Anatas tritt in unterschiedlichen Ausbildungen auf. Relativ selten finden sich idiomorphe, klare, gelbe oder farblose Tafeln. Sehr häufig dagegen sind Körner, die aus gleich orientierten Tafeln unterschiedlicher Größe zusammengesetzt sind, die dem Korn einen reich gegliederten Umriß rechteckiger Vorsprünge und Ecken geben können. Diese Körner sind farblos oder gelblich und häufig von kleinen Ätzgrübchen bedeckt. Auch einfache Tafeln können von Grübchen bedeckt sein. Der größere Teil der zusammengesetzten Körner ist mehr oder minder getrübt, oft so stark, daß sie nur noch bei Vorschalten der Kondensorlinse aufhellen, sonst aber bis auf Randpartien opak erscheinen. Im Auflicht sind solche getrühten Körner milchig weiß und haben Wachsglanz. Es handelt sich um Stadien der Umwandlung in "Leukoxen" (s.u.). Die idiomorphen Umrisse werden bei diesem Zersetzungsprozeß z.T. undeutlich, völlig opake Körner mit wohlerhaltener Anatas-Form sind jedoch keine Seltenheit.

Eine weitere Anatasvarietät bilden rundliche, von Ätzgrübchen bedeckte, trübe Körner. Ihre Farbe ist gelblich bis bräunlich, seltener farblos und nur vereinzelt blau; häufig finden sich dagegen farblose bis bläuliche, bräunlich gefleckte Körner. Die gelbe Varietät läßt sich z.T. nur schwer von ähnlichen Rutilen und von Monazit unterscheiden. Bei günstiger Kornorientierung zeigt sich das typische Achsenbild der Anatase. Die Ausgangsform dieser Varietät scheinen Doppelpyramiden gewesen zu sein.

Sicher ist der größte Teil der Anatase detritisch. Dafür sprechen die gleichmäßig hohen Gehalte (während z.B. die Gehalte des unzweifelhaft authigenen Baryts extrem schwanken). Inwieweit die wenigen frischen Kristalle authigen sind, ließ sich nicht einwandfrei feststellen.

Ein auffallender Unterschied zu anderen Sanden des Sedimentationsraums hinsichtlich des Anatasgehalts besteht nur beim Rät SW- und Mittelwürttembergs (unter 10%, vgl. SINGH 1966, WALENTA 1969). Sonst sind die Gehalte in den feinsten Fraktionen ähnlich hoch, auch die Ausbildung ist ähnlich. In der Literatur werden meist geringere Gehalte angegeben, weil gewöhnlich nur die Fraktion über 0,1 mm berücksichtigt wurde, und außerdem die stark zersetzten, mehr oder minder opak erscheinenden Körner wohl nicht mitgezählt wurden.

Anatas entsteht in erster Linie bei der Zersetzung titanhaltiger Mineralien.

Brookit

Brookit kommt akzessorisch und in unterschiedlicher Ausbildung vor. Er bildet entweder farblose, idiomorphe Tafeln, die von winzigen Ätzgrübchen bedeckt sind und daher trüb erscheinen (wie die sehr ähnlichen Anatase), oder klare, gelbe, z.T. dicktafelige Körner mit unregelmäßigem, häufig gerundetem Umriß, die die typische Parallelstreifung des Brookits zeigen. Farblose, trübe Körner können seltener ebenfalls rundlich sein. Eine Unterscheidung von den z.T. sehr ähnlichen Anatasen ist auf Grund der stark anomalen Interferenzfarben und des Achsenbildes immer möglich.

Die klaren, rundlichen Körner sind vermutlich detritisch. Dafür spricht neben ihrer Form auch ihr regelmäßiges Auftreten mit etwa 2-4 Exemplaren pro Streupräparat. Da sie nicht angeätzt sind, dürften auch die angeätzten Brookite trotz ihrer Idiomorphie nicht authigen sein. Brookit ist zwar ein charakteristisches authigenes Mineral, kommt aber auch in sauren Magmatiten und kristallinen Schieferen vor.

Apatit

Die Apatitgehalte liegen in den feinkörnigen Sanden bei 0-3 % der nicht opaken Schwermineralien. Er kommt in klaren, einschlußarmen, gerundeten Säulen und Körnern vor. Nur selten zeigt er Lösungsspuren in Form von Ätzgrübchen. Vereinzelt wurden auch regellose, lappige Umrisse beobachtet zusammen mit nicht angeätzten Körnern. Authigener Apatit fehlt.

Die Apatitgehalte des mittelkörnigen Angulaten Sandsteins im Hesselberggebiets sind ebenfalls sehr gering (vgl. VIOHL 1969: Tab. 5). Keupersandsteine des Arbeitsgebiets enthalten z.T. wesentlich mehr Apatit (vgl. z.B. EICHLER & HILLER 1959, HELING 1963 u. 1965, WURSTER 1964, PATZELT 1964, V. ALDINGER 1965, VIOHL 1969, BRUNNER 1973).

Apatit kommt verbreitet in magmatischen und metamorphen Gesteinen vor.

Granat

Die Gehalte sind wie beim Apatit gering (0-3 %). Entgegen seinem sonstigen Auftreten findet er sich relativ am häufigsten in der feinsten Fraktion.

Der Granat ist fast durchweg farblos, wasserklar und bildet unregelmäßige Körner mit muscheligen Bruchflächen und scharfen Kanten. Gerundete Exemplare wurden nicht gefunden. Einzelne Körner sind durch Lösung stark zerlappt. Ein Teil der Körner jeder Probe ist ganz oder partiell mit dreieckigen, gleich orientierten und auf Lücke stehenden Facetten bedeckt, die an der Basis aus der Kornoberfläche hervortreten und mit der Spitze über der Basis der nächsten Facetten enden, woraus eine treppenförmige Anordnung resultiert. Die Treppen können dem Korn einen gezackten Umriß geben.

PFEFFER (1942: 168-169) betrachtete die Stufen als authigen gewachsene Subindividuen. Wahrscheinlicher aber handelt es sich um Lösungsformen, wie sie ganz ähnlich auch auf Staurolithen beobachtet wurden. Ätzgruben, wie sie CLAUS (1936: Taf. I, Fig. 14) beobachtete, fehlen.

Vereinzelt kommen dunkelbraune, klare, isotrope, scharfkantige Splitter mit muscheligen Bruchflächen vor. Sie zeigen nie Spuren von Anlösung. PFEFFER (1942: 168) betrachtete sie als Melanit.

Ein Unterschied in Anteil und Ausbildung der Granate im mittelkörnigen Angulaten Sandstein des Ries- und Hesselberggebiets ließ sich nicht erkennen. Unter den Keupersandsteinen weisen Lettenkeuper- und Schilfsandstein im zentralen Beckenbereich ebenfalls geringe Granatgehalte auf, während sie randlich höher liegen können (PATZELT 1964, WURSTER 1964, HELING 1965, BRUNNER 1973). Die Sandsteine des Vindelizischen Keupers haben sehr wechselnde Gehalte, die höchsten der Feuerlettensandstein Frankens (VIOHL 1969).

Granat ist ein typisches Mineral metamorpher Gesteine. Melanit stammt aus alkalireichen, kieselsäurearmen magmatischen Gesteinen.

Staurolith

Staurolith kommt in den feinkörnigen Sanden nur ganz vereinzelt in Form blaßgelber, pleochroitischer Körner vor, die meist Spuren stärkerer Lösung aufweisen (lappiger oder gezackter Umriß, Lösungsfacetten wie beim Granat).

Im Gegensatz dazu findet er sich in den mittelkörnigen Sanden des Ries- und Hesselberggebiets ebenso regelmäßig wie in den Rät-Lias-Übergangsschichten Frankens (VIOHL 1969: 50 u. Tab. 5). Die Gehalte betragen meist mehrere Prozent. Dagegen fehlt Staurolith im Rät-Sandstein SW- und Mittelwürttembergs (SINGH 1966, WALENTA 1969), ebenso im Stuben-

sandstein Württembergs (EICHLER & HILLER 1959, HELING 1963). Auch Lettenkeuper- und Schilfsandstein sind arm an Staurolith (PATZELT 1964, HELING 1965, BRUNNER 1973) mit Ausnahme des Schilfsandsteins im östlichen Randbereich des Beckens (HELING 1965).

Staurolith ist ein bezeichnendes Mineral mesozonal regionalmetamorpher Gesteine.

Monazit

Monazit kommt in den mittelkörnigen Sanden des Ries- und Hesselberggebiets wie auch in den Rät-Lias-Übergangsschichten von Franken regelmäßig und z.T. in beachtlicher Menge vor (VIOHL 1969, HAUNSCHILD 1957). In den feinkörnigen Sanden des Schwarzen Jura α dagegen ließ er sich nicht sicher nachweisen. Die rundlichen, gelben, trüben Körner darin erwiesen sich, soweit ein Achsenbild angefertigt werden konnte, sämtlich als Anatas. Nach VIOHL (1969:36) erhält man von Monazit "sehr häufig" gute Achsenbilder.

Monazit kommt vor allem in Graniten, aber auch in kristallinen Schieferen vor.

Chlorit

Chlorit tritt in sehr unterschiedlichen Mengen auf; oft fehlt er ganz oder ist nur in wenigen Exemplaren vorhanden. Häufig ist er in Horizonten mit verfärbten Biotiten. Das läßt vermuten, daß er diagenetisch entstanden ist. Er bildet grüne, farblose, selten auch hellbraune Blättchen ohne Einschlüsse und Risse; selten findet sich einmal ein Zirkon eingeschlossen. Im mittelkörnigen Angulatensandstein im E des Arbeitsgebiets fehlt Chlorit.

Phosphorit und verwandte Apatite

In manchen Proben sind gelbe, runde oder zerlappte, seltener eckige, isotrope Partikel in Größe der Sandkörner sehr häufig, in anderen fehlen sie vollkommen. Die runden Körner werden gegen die Mitte zu dunkler und enthalten in dieser Richtung in zunehmender Dichte opake Einschlüsse. Ein Teil der Körner ist isotrop, andere hellen bei gekreuzten Nicols randlich undulös auf. Manche hellen auch ganz auf und zeigen dann meist ein gutes Achsenbild, das sie als Apatit erkennen läßt. Ihre Doppelbrechung ist sehr niedrig, die Auslöschung häufig undulös.

Die stark schwankenden Gehalte lassen erkennen, daß es wenig wahrscheinlich ist, daß die Partikel aus dem Liefergebiet des Sandes stammen; vielleicht handelt es sich z.T. um phosphatische Pellets, die allerdings überaus klein wären (um 0,06 mm). Gelbe Apatite mit Kernen aus opaken Partikeln kommen zwar auch in Graniten vor (CLAUS 1936:27), jedoch sind die in den vorliegenden feinkörnigen Sanden auftretenden Körner nie säulig, außerdem löschen sie im Gegensatz zu denen aus Graniten undulös aus. Die Übergangsformen in isotropen Phosphorit und die Beschränkung auf einzelne Proben machen eine genetische Beziehung zwischen beiden Phosphaten wahrscheinlich. Da nun der Phosphorit sicher im Sedimentationsraum entstanden ist, dürfte das für die assoziierten Apatite ebenfalls gelten.

Baryt

Baryt ist in nahezu allen Proben vorhanden. Die Menge wechselt sehr stark, erreicht aber im allgemeinen nur wenige Prozent. In Silten bildet er oft das einzige nicht opake Schwermineral in der Fraktion 0,063-0,09 mm. Diese Größe überschreitet er jedoch nie.

Der Baryt tritt zumeist in regellosen, z.T. rundlichen Körnern auf. Idiomorphe Kristalle sind selten. Er enthält stets reichlich opake Einschlüsse. Die stark wechselnden Gehalte lassen auf authigene Entstehung schließen.

Seltene und nicht sicher bestimmte Schwerminerale

Epidot ließ sich nicht eindeutig nachweisen. Nach PFEFFER (1942) soll er zuweilen auftreten; er konnte jedoch in den von PFEFFER angegebenen Bänken nicht gefunden werden.

Von Dumortierit fand sich ein typisches Korn in einer Lokalschüttung des Allgäus. VIOHL (1969) erwähnt Dumortierit aus dem oberen Burgsandstein des südlichen Franken.

Gelbe, pleochroitische Täfelchen mit starkem Glanz und charakteristischer geometrischer Oberflächenmusterung konnten nicht identifiziert werden. Sie zeigen lebhafte Interferenzfarben, die jedoch nicht anomal sind wie beim Brookit. Die optische Achse liegt in der Ebene der Täfelchen, so daß bei deren geringer Dicke nur schwer ein Achsenbild zu erhalten ist. Auch mit Hilfe eines Röntgendiagramms gelang die Identifizierung nicht. Das Mineral kommt akzessorisch (1-2 Körner pro Streupräparat) in vielen Sandsteinen Süddeutschlands vor; in einer Rätprobe aus der Bohrung Buttenhausen 1 war es sehr häufig. Dies und die stets idiomorphe Gestalt lassen auf authigene Entstehung schließen. Da die Bestimmung im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht unbedingt erforderlich war, wurde von weiteren Bemühungen in dieser Richtung abgesehen.

Opake Schwerminerale

Der Anteil der opaken Schwerminerale an der Schwermineralfraktion beträgt im Durchschnitt etwa 50 %, kann jedoch auch wesentlich höher liegen. Die opaken Schwerminerale sind immer in den gröberen Fraktionen relativ häufiger; in Silten sind sie oft die einzigen Schwerminerale in der Fraktion über 0,063 mm.

Eine eingehende Untersuchung erfolgte nicht. Im Auflicht lassen sich drei Gruppen unterscheiden:

1. Weißliche bis elfenbeinfarbene, auch hellbraune Körner, die meist gut gerundet sind und matt glänzen. Sie erreichen 70-90 % der opaken Schwerminerale. Es handelt sich um "Leukoxen", also zersetzte Titandioxyd-Minerale. Weiße Körner lassen nicht selten noch die Anatasform deutlich erkennen. Lichtbraune Körner bestehen nach WALENTA (1969), der Rätstein untersucht hat, aus feinem Rutil. Nach ZIMMERLE & TIETZE (1971) können Leukoxene außerordentlich verschieden nach mineralogischer Zusammensetzung und Struktur sein, so daß das Ergebnis von WALENTA sicher nicht auf alle anderen Leukoxene übertragen werden darf. Inwieweit aus der Zusammensetzung der Leukoxene auf die Entstehungsbedingungen geschlossen werden kann, ist noch nicht bekannt.

2. Dunkelrotbraune Körner, die rundlich oder eckig mit Anrundung sind und matt glänzen, finden sich in Gehalten von 10-20 % der opaken Schwerminerale. Ähnliche Körner im Rätstein Mittelwürttembergs bestehen nach WALENTA (1969) aus Goethit.

3. Schwarze, glänzende Körner mit meist muscheligen Bruchflächen können 2-20 % der opaken Schwerminerale erreichen. Ein Teil von ihnen ist magnetisch. Eine nähere Bestimmung erfolgte nicht.

Pyrit kommt in Proben frischen Gesteins in wechselnder Menge vor und kann den Gehalt opaker Schwerminerale stark erhöhen. In solchen Fällen wurde der Pyrit durch Erhitzen und anschließende Säurelösung entfernt.

4.2.3. Entstehung des Mineralbestandes

Fünf Faktoren bestimmen das heute vorliegende Mineralspektrum:

1. Verfügbarkeit im anstehenden Gestein des Liefergebiets,
2. Verwitterungseinflüsse,
3. Transport,
4. hydrodynamische Verhältnisse bei der Ablagerung,
5. Diagenese.

Die sehr geringen Gehalte instabiler Minerale in den feinkörnigen Sanden (meist unter 5 % in der Leicht- wie in der Schwermineralfraktion) zeigen eine starke Verarmung des Sediments gegenüber den kristallinen Ausgangsgesteinen an. Die Ausmerzung der instabilen Komponenten kann sowohl durch Diagenese wie durch Verwitterung, in geringem Maße auch durch den Transport bedingt sein. Die verschiedenen Einflüsse, die die qualitative Zusammensetzung mitbestimmen, werden in den nächsten Abschnitten nach rückwärts verfolgt.

Diagenese

Unter den weniger stabilen Schwermineralien sind Apatit und Granat am häufigsten, hinzu kommt als Seltenheit Staurolith. Da Granat und Apatit leichter verwittern als Staurolith, gegen diagenetische Lösung aber resistenter sind (PETTIJOHN 1957), könnte das für eine diagenetische Lösung des Stauroliths und, in entsprechend schwächerem Maß, auch des Granats und des Apatits sprechen.

Gegen eine stärkere Veränderung des Mineralbestands durch Diagenese sprechen verschiedene Beobachtungen. Einmal ging die Anätzung der Körner nicht bis zur Ausbildung filigranartiger Skelette, wie sie etwa SCHRÖDER (1962) aus dem Braunen Jura β Frankens beschreibt. Zum andern ist bei der karbonatischen Zementierung der Sande mit einer Konservierung der instabilen Komponenten zu rechnen. Selbst in frühdiagenetisch karbonatisch verfestigten Gesteinen (Konkretionen, mergelig-sandigen Kalkbänken) ist der Gehalt an instabilen Komponenten nicht merklich höher. Im Gegensatz dazu sind die nicht karbonatisch zementierten Sandsteine des Braunen Jura β Frankens und Württembergs wesentlich reicher an Staurolith (SCHRÖDER 1962, ROGOWSKI 1971). Auf primäre Unterschiede weisen auch die erhöhten Gehalte in randlichen Einschüttungen im E hin, wie sie z.B. auch im Schilfsandstein beobachtet wurden (s.o.). Da Staurolith wie auch Epidot, Disthen, Silimanit und Andalusit resistenter gegen Verwitterung sind als Granat und Apatit (WIENEDER 1953), scheint das nahezu völlige Fehlen dieser Mineralgruppe primär zu sein.

Eine Änderung des Mineralbestands durch Diagenese kann nicht nur durch Lösung, sondern auch durch authigene Neubildung eintreten. Eine gewisse Unsicherheit über das Ausmaß von Neubildungen besteht in den untersuchten Sanden nur beim Anatas und Brookit. Bei den anderen transparenten Schwermineralarten, soweit sie detritisch sind, ließen sich keine Neubildungen durch Diagenese nachweisen. Auf diagenetisch entstandene Mineralarten, denen kein detritischer Anteil gegenübersteht, wurde bereits oben hingewiesen. Es sind dies Chlorit (durch Umbildung aus Biotit), Baryt und Pyrit. Phosphorit und verwandte Apatite sind zwar im Sedimentationsraum, wahrscheinlich aber nicht in situ entstanden, sondern umgelagert.

Transport

Wie die Korngrößenanalysen ergeben haben, bestehen die feinkörnigen Sande aus hydraulisch ähnlichen Körnern; sie müssen während des Transports daher die gleiche Beanspruchung erfahren haben. Unterschiede des Rundungsgrads von Körnern derselben Mineralart müssen deshalb entweder schon vor dem Transport bestanden haben, oder sie weisen auf unterschiedlich langen Transport hin.

Bei der Feinheit des Kornes der Sande ist, wie oben (4.1.4.) dargelegt, nur Transport in Suspension möglich, der eine mechanische Beanspruchung ausschließt. Eine Wirkung des Transports könnte vielleicht die Ausmerzung zersetzter Feldspäte sein.

Verwitterung

Für den Lias ist sowohl auf Grund der Flora wie auch von Isotopenbestimmungen (O^{16}/O^{18} -Verhältnis: FRITZ 1965) ein warmes und feuchtes Klima belegt. Verschiedene erhaltene Bodenprofile (KLINGNER 1929, VALETON 1957) zeigen siallitische Verwitterung an. Der entscheidende Faktor für die Verarmung des Mineralbestandes ist daher in Verwitterungsauslese zu sehen. Das wird bestätigt durch das Mengenverhältnis von Orthoklas und Plagioklas, das etwa dem Unterschied der Verwitterungsresistenz beider Mineralien entspricht (ROGOWSKI 1971: 60). Ein weiterer Hinweis auf Verwitterung kann wohl in den hohen Anatasgehalten gesehen werden; Anatas entsteht vornehmlich bei der Zersetzung von Biotit (CLAUS 1936: 33).

Hydrodynamische Verhältnisse

Der Bestand der angelieferten Minerale kann durch die hydrodynamischen Verhältnisse

zwar in seinem Charakter nicht grundlegend verändert werden, jedoch können die Mengenverhältnisse eine Modifikation erfahren, was für den Vergleich verschiedener Sande von erheblicher Bedeutung ist. Bei Sanden mit unterschiedlicher Korngrößenverteilung können die feinen bzw. die groben Schwermineralfraktionen fehlen oder anteilmäßig verschieden zusammengesetzt sein. Deshalb können beispielsweise bestimmte Komponenten, die auf die feinen Fraktionen beschränkt sind, in einem feinen Sand vorhanden sein, während sie in einem groben Sand derselben Herkunft fehlen. So kommt es, daß in den mittelkörnigen Sandsteinen der Gehalt an Turmalinen verschiedener Farbgruppen in den Fraktionen unter 0,063 mm nicht ermittelt werden konnte, weil in ihnen fast keine Turmaline vorhanden sind. Korngrößeneffekte machen sich umso störender bemerkbar, je weiter die Mediandurchmesser verglichener Sande auseinanderliegen, und je besser ihre Sortierung dabei ist.

Es gibt drei Möglichkeiten, den Einfluß der hydrodynamischen Bedingungen auf die Schwermineralverteilung auszugleichen:

1. Man sucht innerhalb der zu vergleichenden Sande Proben, deren Korngrößenverteilung möglichst nahe beieinanderliegt.
2. Man konstruiert Histogramme für jede Mineralart getrennt und vergleicht sie mit der Verteilung, die unter gleichen hydrodynamischen Bedingungen bei voller Verfügbarkeit des jeweiligen Minerals in allen Fraktionen ("Elementarsortierung") eintreten würde. Man erhält auf diese Weise die primären Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralarten im angelieferten Sediment. Nähere Einzelheiten zu dieser Methode finden sich bei WALGER (1966) sowie bei H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970: 29-34).
3. Man vergleicht nur Mengenverhältnisse von Mineralvarietäten, die sich durch hydrodynamisch nicht relevante Eigenschaften unterscheiden (z.B. Farbe, Einschlüsse). Wählt man dafür Stabilmineralien, können damit auch Sande, die verschiedener Verwitterungsintensität und unterschiedlichen diagenetischen Einflüssen unterworfen waren, verglichen werden. Die Mengenverhältnisse spiegeln in jedem Fall die primäre Verfügbarkeit der Varietäten in den Ausgangsgesteinen wider. Bei Vergleichen sind allerdings nur Unterschiede zwischen einzelnen Sanden für die Herkunft relevant, Übereinstimmungen können in vielen Fällen zufallsbedingt sein. Aber es ist bereits wertvoll, die Zahl der Möglichkeiten einengen zu können.

Liefergebiet (Gesteine und Lage)

Die hohe mineralogische Reife der Sande spricht für ein Liefergebiet mit flachem Relief, in dem sich eine tiefgründige Verwitterungsdecke ausbilden konnte. Ein weiterer Hinweis darauf ist ihre Feinkörnigkeit (vgl. Kap. 4.1.4.). Die weniger stabilen Mineralien können aus einem Gebiet mit etwas stärkerem Relief stammen.

Die Muttergesteine des erhaltenen Mineralbestandes waren, wie PFEFFER (1942) eingehend dargelegt hat, saure Plutonite und Metamorphite (Granite, Gneise und verwandte Gesteine) sowie untergeordnet kontaktmetamorphe Gesteine. Mesozonal metamorphe Gesteine können, wie oben dargelegt, auf Grund der geringen Gehalte entsprechender Minerale nur in geringer Ausdehnung aufgetreten sein. Eine Beteiligung sandiger Sedimente im Abtragungsgebiet läßt sich nicht ausschließen. Allerdings können gerundete Körner in den Sanden nur mit großen Vorbehalten aus umgelagerten Sedimenten hergeleitet werden. CLAUS (1936) wies auf die primäre Rundung vieler Schwermineralien hin und warnte eindringlich vor genereller Deutung als Transportrundung. Neuerdings deutet sich als weitere Möglichkeit für die Entstehung von Rundung Verwitterungslösung ab (CROOK 1968). Eine mechanische Rundung so feiner Körner wäre nur bei äolischem Transport denkbar. Die gut gerundeten Quarze könnten vielleicht Dünenstränden im Küstenbereich entstammen.

Für die Frage nach dem geographischen Ursprung der feinkörnigen Sande ergeben sich aus dem Schwermineralbestand keine direkten Anhaltspunkte, da in jener Zeit alle in Frage kommenden Liefergebiete Stabilspektren geschüttet haben. Weiterführen kann ein Vergleich mit Sanden, die mit Sicherheit aus den potentiellen Liefergebieten stammen,

insbesondere mit solchen des Böhmisches-Vindelizischen Landes.

Im Unterschied zum "Vindelizischen" Keuper (WURSTER 1964) und den fluviatilen Rät-Lias-Übergangsschichten Frankens wie auch zu den mittelkörnigen Sanden der Schlotheimienstufe des Arbeitsgebiets besitzen die feinkörnigen Sande nur äußerst geringe Anteile von Monazit und Staurolith. PATZELT (1964) fand auch im Sandstein des Unteren Keupers Monazit nur im östlichen Beckenteil, ähnlich HELING (1965) Staurolith im Schilfsandstein (s.o.). Gegenüber "Vindelizischen" Sanden des Lias im Ostteil des süddeutschen Beckens, vor allem im Ries- und Hesselberggebiet, liegen die Feldspatgehalte in den hier besprochenen feinkörnigen Sanden z.T. wesentlich niedriger. Gegenüber allen Sanden des Böhmisches-Vindelizischen Landes liegen die Gehalte an rosafarbenen Zirkonen in ihnen höher (der hohe Gehalt von rosa Zirkonen im Rät SW- und Mittelwürtembergs ist auf gröbere Fraktionen beschränkt, s. S. 115). Der Hauptunterschied besteht jedoch in dem hohen Gehalt an Turmalinen der Farbgruppe 1 (rosa-graublau).

Noch ein weiterer Unterschied zu den "Vindelizischen" Sanden besteht. Diese bilden deutlich abgrenzbare, nach Feldspatgehalt und Schwermineralzusammensetzung unterscheidbare Schuttfächer, die von E oder SE in das Becken geschüttet wurden. So sind die mittelkörnigen Sandsteine des Ries- und Hesselberggebiets, sowohl die liassischen wie die vermutlich rätischen Relikte, gegenüber den Rät-Lias-Übergangsschichten Frankens ausgesprochen feldspatreich, während das Rät SW- und Mittelwürtembergs als weitere einheitliche Schüttung nahezu feldspatfrei ist und überdies in der Fraktion über 0,1 mm einen ungewöhnlich hohen Gehalt an rosa Zirkonen aufweist. Im Gegensatz dazu sind die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α völlig homogen zusammengesetzt, selbst Proben aus dem Allgäu (Pleß 2, 472) ergaben keine Abweichungen. Hätten die einzelnen Schuttfächer wesentliche Beiträge zu den feinkörnigen Sanden geliefert, müßten sich regionale Unterschiede bemerkbar machen, wie das in heutigen Schelfmeeren z.T. der Fall ist (vgl. z.B. NOTA 1958, CURRAY 1960).

Wenn somit eine Herkunft aus E unwahrscheinlich ist, bleibt nur die Herkunft aus N oder S. Ein longitudinaler Transport, wie er daraus zu folgern wäre, wird bei langgezogenen marinen Sandkörpern heutiger Meere allgemein beobachtet, so daß die Konfiguration die Annahme eines derartigen Transports unterstützt. ALDINGER (1953) machte erstmals auf diesen Umstand aufmerksam.

Transport von S, wie ihn ALDINGER (1953) annahm, ist nicht wahrscheinlich. Das Liefergebiet des Rätssandsteins von SW- und Mittelwürtemberg, der aus diesem Raum stammt, scheidet aus wegen der andersartigen mineralogischen Zusammensetzung. In Betracht käme allenfalls das Alemannische Land, über dessen Sande noch wenig bekannt ist. Proben aus dem Lias der Glarner Alpen zeigten ein wenig varietätenreiches Stabilspektrum.

Wenn auch die Unsicherheit über die Sande des Alemannischen Landes noch eine Lücke offen läßt, darf man doch mit großer Wahrscheinlichkeit die letzte verbleibende Möglichkeit, Transport von N, annehmen. Es kann kaum ein Zweifel bestehen, daß der Streifen feinstkörniger mariner Sande Süddeutschlands mit dem entsprechenden zusammengehängt hat, auf den man im Fortstreichen nach N trifft, und der sich durch ganz Norddeutschland bis Schleswig-Holstein hinzieht (BRAND & HOFFMAN 1963, KÖLBEL 1967; vgl. Abb. 1). Die Sande in Norddeutschland sind ähnlich feinkörnig und arm an Feldspat (GROETZNER 1968: 224; überwiegend Orthoklas; HÄNTZSCHEL & REINECK 1968). Die Schwermineralfraktion einer Probe aus dem Hettangium von Helmstedt ergab eine ähnliche Zusammensetzung wie die der schwäbischen Sande. Insbesondere der Anteil der Turmaline der Farbgruppe 1 war ähnlich hoch, nur der Anteil der gelben Turmaline war wesentlich niedriger (Abb. 40). Zwei Proben aus Franken (Abb. 40) ergaben dieselben Gehalte wie weiter südlich. Wenn auch für sichere Aussagen weitere Proben untersucht werden müßten, so haben doch bei der großen Homogenität der Sande selbst Einzelproben eine Aussagekraft.

Die Sande werden in Norddeutschland aus dem weiten Ästuargebiet der Nordostdeutsch-Polnischen Senke hergeleitet (BRAND & HOFFMANN 1963), deren Material im Hettangium über-

wiegend vom Baltischen Schild geschüttet wurde (KÖLBEL 1967: 263). Zwar ist die mineralogische Zusammensetzung der Sande in diesem östlichen Becken noch nicht genau bekannt (LARSEN 1966: 88), eine Schüttung von Skandinavien kann jedoch ausgeschlossen werden. Denn dazwischen lag die Dänische Bucht mit rein tonigen Sedimenten (SORGENFREI 1969), und außerdem enthalten die Sande am Nordrand dieser Bucht Sillimanit (LARSEN 1966 u. eigene Untersuchungen am Material der Dissertation VOSSMERBÄUMER 1966).

Starke Schüttungen aus der Nordostdeutsch-Polnischen Senke sind aus dem Keuper bekannt (Lettenkeuper- und Schilfsandstein). Es sind dies die einzigen Sande, zu deren Stabilmineralien die feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α eine nähere Beziehung aufweisen (vgl. WURSTER 1964: 22). Wenn daraus auch nicht auf gleiche Herkunft geschlossen werden muß, so spricht der Vergleich zumindest nicht dagegen. Ähnlich ist in allen drei Sandsteinen auch die Differenzierung in eine sehr homogene beckenparallele Hauptschüttung und begrenzte randliche, stärker verschiedene Lokalschüttungen. Beim Abwägen aller Möglichkeiten ist nach dem jetzigen Stand der Kenntnis eine Herkunft der hier untersuchten feinkörnigen Sande des Schwarzen Jura α von Norden am wahrscheinlichsten.

4.2.4. Diagenetische Gesteinskomponenten, Bindemittel

Einige diagenetische Mineralkomponenten kommen in der Schwermineralfraktion vor, sie wurden dort beschrieben.

Kalzit

Kalzitisches Bindemittel findet sich in Schill- und Schalengrusbänken, Sandsteinen, Tonsiltsteinen und allen Arten von Aufarbeitungshorizonten. Auch konkretionärer Kalk in Sandsteinen und Tonen gehört hierher.

Der Kalk ist nur in tonigen Kalkkonkretionen und in manchen Aufarbeitungshorizonten als Mikrit ausgebildet, sonst als Sparit (Kristallindividuen größer als 0,004 mm). Eine Sonderform in tonigen Kalken oder tonigen Partien von Kalken (Wühlgangausfüllungen) ist der "loafish" Pseudosparit (vgl. SCHLOZ 1972: 127 u. Taf. 20, Fig. 4), dem wahrscheinlich der Nagelkalk als Spezialfall zuzuordnen ist.

In den Sandsteinen haben die Kalzitindividuen meist die Größe der Sandkörner. In manchen Bänken sind sie auch viel größer und schließen dann eine Vielzahl von Sandkörnern ein. In anderen Sandsteinbänken ändert sich die Orientierung benachbarter Kalzitindividuen im Porenraum kontinuierlich um kleine Winkel, was im Dünnschliff als "wolki-ge Auslöschung" in Erscheinung tritt. Derart zementierte Sandsteine sind außerordentlich zäh, ihre Bruchflächen sind schalig gekrümmt, und die winzigen, annähernd gleich orientierten Spaltflächen des Porenzements geben der Bruchfläche einen seidigen Glanz. Gewöhnlich sind diese Kalksandsteine arm an Siderit und kieseligem Bindemittel. Ihre Farbe ist frisch hellgrau bis bläulichgrau, je nach Pyritgehalt; die Kalksandsteine des östlichen Hesselberggebiets sind fast weiß.

Die rein kalkig gebundenen Sandsteine haben meist keine nennenswerte Permeabilität. Das fehlende kieselige Bindemittel läßt sie bei der Verwitterung zu einem gelben oder dunkelbraunen Mulm zerfallen, dessen Grenze zum frischen Gestein völlig scharf ist. Die Homogenität der Sandsteine führt zu "wollsackähnlichen" Verwitterungsformen (Taf. 3, Fig. 5). Derartige Bänke sind oft frisch inmitten völlig entkalkter Sandsteine erhalten.

Kalzit wurde im Lauf der Diagenese zweimal ausgeschieden, einmal frühdägenetisch in Konkretionen und vielleicht auch in den oben beschriebenen rein kalzitisch gebundenen Sandsteinbänken, ein zweites Mal nach einer Phase von kieseliger Zementierung, dann meist zusammen mit Siderit (Hauptphase der Kalzitausscheidung).

Kalkkonkretionen

Kalkkonkretionen in Tonen sind meist normal zur Schichtung abgeflacht und zeigen ellipsoidische oder unregelmäßige Gestalt. Auch Ausfüllungen von Wühlbauten (z.B. Thalass-

sinoides) im Ton können konkretionär erhalten sein. Zuweilen finden sich Fossilreste als Kern. In Tonsilten haben Konkretionen rotationsellipsoidische (Taf. 27, Fig. 5), in reinen Sandsteinen dagegen überwiegend kugelige Gestalt (Taf. 27, Fig. 3), daneben kommen laibförmige und unregelmäßige Kalksandsteinkonkretionen vor (Taf. 27, Fig. 6) sowie konkretionäre Fossilaustrittungen (besonders von Gastropoden und Ammoniten). Die Gestalt kann als Abbild der Permeabilität des Sediments in verschiedenen Richtungen zur Zeit der Entstehung betrachtet werden (sofern nicht der Kern der Konkretion größere Ausdehnung hatte und dadurch die Form mitbestimmte).

Kugelige Kalksandsteinkonkretionen waren im Schwarzen Jura α bis jetzt nur umgelagert bekannt (GROETZNER 1968). Sie sind jedoch in situ nicht selten, nur wittern sie dabei nicht heraus, weil sie sich lithologisch nicht oder ungünstig vom umgebenden Gestein unterscheiden. Gewöhnlich haben sie sich um ein Muschelschälchen als Kern gebildet (Taf. 27, Fig. 1 u. 3). Um ein solches Schälchen schieden sich außerhalb des Bereichs der Kalkkonkretion Pyritkriställchen in Form einer oder mehrerer Schalen aus (Taf. 27, Fig. 1 u. 3). Stets sind die Pyritschalen am unteren Pol am dichtesten mit Körnchen besetzt; von dort nimmt die Besatzdichte nach oben ab und erreicht am oberen Pol ein Minimum. Die zentrale Muschelklappe liegt nicht im Zentrum der Pyritschalen, sondern gegen den unteren Pol verschoben; außerdem ist der Abstand der Pyritschalen voneinander nahe dem unteren Pol geringer als im Bereich des oberen. Auch innerhalb der Kalkkonkretion liegen die Schälchen exzentrisch, und zwar etwas nach oben verschoben. Diese Anordnung der ausgeschiedenen Mineralien spiegelt ein Konzentrationsgefälle wider und ist mit ziemlicher Sicherheit ein unmittelbares Abbild des Porenwasserstromes, der demnach (zumindest in diesem Stadium der Diagenese) nach oben gerichtet und nicht stärker in die Schichtungsebene hinein gebrochen war (vgl. v. ENGELHARDT 1973: 210). Ob sich die Kalkkonkretionen und die Pyritschalen zur selben Zeit gebildet haben oder nacheinander und dann, in welcher Reihenfolge, läßt sich nicht ohne weiteres erkennen. Es fällt auf, daß nach Ausbildung der Konkretionen keine Setzung des umgebenden Sandes mehr stattgefunden hat, denn die Feinschichten laufen ungestört durch die Kugeln hindurch (Taf. 27, Fig. 1).

Die Umlagerung von Kugeln zeigt, daß die Sande, in denen sie entstanden sind, noch lange Zeit unverfestigt waren. Bei nachfolgender kalzitischer Zementierung gingen die Kugeln im übrigen Zement auf und können deshalb nicht herauswittern; sie sind heute nur noch an den Pyritschalen erkennbar (Taf. 27, Fig. 3). Bei kieseliger Zementierung des umgebenden Sandes (Taf. 27, Fig. 1 u. 2) können die Kugeln bei der Verwitterung morphologisch ebenfalls nicht hervortreten, weder als Vollform, weil sie leichter zerfallen, noch als Hohlform, weil die kieselige Zementierung dafür meist zu schwach ist.

Die Konkretionen müssen sich in Tiefen von meist unter einem Meter gebildet haben, weil die Umlagerungstiefen, wie oben (S. 82-84) dargelegt und wie die Erosionstiefen von Kolkrinnen (s.u.) zeigen, diesen Betrag nicht überschritten haben.

Siderit

Siderit findet sich in stark wechselnder Menge in Zwickeln zwischen den Individuen des kalzitischen Porenzements; er muß daher jünger sein als dieser. Das steht im Einklang mit der höheren Löslichkeit des Eisens (Fe^{++}) gegenüber Kalzium (Ca^{++}) bei hohen pH-Werten (GEBERT 1964: 45), die eine Ausscheidung von Siderit erst nach Ausfällung des Kalzits erlaubt.

Der Siderit bildet Nester von Rhomboedern, deren Größe maximal 0,01 mm erreicht und hinabreicht bis zur Grenze der Auflösbarkeit im Lichtmikroskop. Die immer gelblichen Kristalle geben dem Gestein eine blaßbraune Färbung, selbst in Tiefbohrungen. Der Sideritgehalt des Gesteins kann zwischen den einzelnen Feinschichten stark schwanken; er macht dadurch die Feinschichtung sowohl im frischen wie im verwitterten Zustand (als Limonit) überhaupt erst sichtbar. Reiner Sideritzement kommt nicht vor.

Der Siderit ist sehr verwitterungsempfindlich, vermutlich mitbedingt durch seine

überaus geringe Korngröße. Er oxydiert noch vor dem Pyrit und lange vor der Lösung des Kalzits. Die Verwitterung wird dadurch begünstigt, daß die Porosität sideritführender Kalksandsteine höher ist als die rein kalzitisch gebundener Sandsteine; z.T. sanden sie schon bei leichtem Reiben ab. Die Zersetzung des Siderits erhöht die Porosität und ermöglicht so die vollständige Entkalkung mächtiger Sandsteinkomplexe. Die Grenze zwischen frischem und verwittertem Gestein ist auf Grund dieser Eigenschaften völlig unscharf; ganz frisches Material sideritreicher Sandsteine läßt sich nur aus tiefen Bohrungen gewinnen.

Die immer wieder diskutierte Frage, wie in einer völlig entkalkten Sandsteinfolge einzelne Kalksandsteinbänke frisch erhalten sein können, läßt sich somit durch unterschiedliche Porosität, beeinflußt durch unterschiedliche Zusammensetzung des Bindemittels, beantworten.

Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen Sideritgehalt und Korngröße der Sandsteine. In Tiefbohrungen zeigen nur Feinsande die typische blaßbraune Farbe hoher Sideritgehalte; Silte haben hier die auch aus Tagesaufschlüssen bekannte hellgraue Farbe.

Nicht alle Sandsteine sind karbonatisch verkittet. Besonders Sandsteinplättchen in Wechsellagerungen können karbonatfrei sein. Eine partielle Verkittung, wie sie im oberen Teil unverkitteter Sandsteinkomplexe im Braunen Jura β vorkommt (WERNER 1959, RO-GOWSKI 1971), wurde nie beobachtet. Falls die mittelkörnigen Sandmassen im Hesselberggebiet primär nicht verkittet waren, bestünde eine Ausnahme bei der Sandmasse N Seglohe (425), deren höchster Teil kalkig gebunden ist.

Wie spät die Zementation einsetzte, wird daraus erkenntlich, daß Sandsteinbänkchen und selbst Schillkalke unter Kolkrinnen und Sackungskörpern bei der Setzung bruchlos durchgebogen wurden (z.B. Taf. 17, Fig. 2).

Toneisensteinkonkretionen fehlen in Tonen wie in Sandsteinen. Dies steht in auffallendem Gegensatz zu dem Vorherrschen solcher Konkretionen im Hettangium von Norddeutschland (JÜNGST 1928, HÄNTZSCHEL & REINECK 1968) und von Oberfranken (GÜMBEL 1864, L. HAHN 1964, ROLOFF 1966). Nach GEBERT (1964: 50) können sich Sideritkonkretionen nur in kalkarmen Tonen bilden. Das steht im Einklang mit den Kalkgehalten der Tonsteine in Norddeutschland (GADOW in: HÄNTZSCHEL & REINECK 1968: 2-4%); in den genauso kalkarmen Tonen Ostwürttembergs hingegen finden sich keine Toneisensteinkonkretionen, sondern ebenfalls, wenn auch selten, Kalkkonkretionen; im tieferen Teil der Schichtfolge kommen sie noch ganz im E des Gebiets bei Gunzenhausen (Profile 450 u. 453 a) vor.

HALLAM (1967) fand im englischen Lias, daß sandige Schichten sideritreiche Konkretionen führen, sandarme dagegen sideritarmer. Ein solcher Zusammenhang besteht im hier betrachteten Schichtpaket nicht; auch sandige Karbonatkonkretionen sind darin rein kalzitisch. Die regionale Verteilung von Toneisensteinkonkretionen im deutschen untersten Lias könnte eine Stütze sein für die Ansicht von HALLAM (1967) und SELLWOOD (1972: 132; hierin weitere Literatur), daß sich solche Konkretionen vor allem in der Nähe des Liefergebiets bilden.

Dolomit fehlt im Bindemittel. Der Magnesiumgehalt erwies sich als proportional zum Eisengehalt (Abb. 41; Bestimmung durch M. MOSKOFIDIS), was darauf hindeuten dürfte, daß das Magnesium im Siderit gebunden ist. Eine Röntgenanalyse der Karbonate wurde nicht durchgeführt.

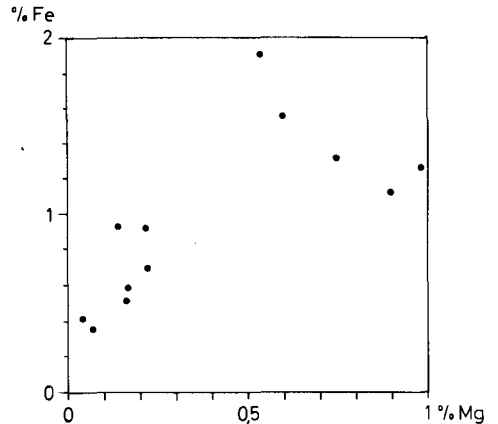


Abb. 41. Eisen- und Magnesiumgehalte einiger Proben der feinkörnigen Sandsteine mit karbonatischem Bindemittel.

Kieselsäure

Eine schwache bis mäßige kieselige Zementierung in Form einer authigenen Rekristallisation weisen viele Sandsteine in der betrachteten Schichtfolge auf. Sie beginnt mit einer kieseligen Bindung an Kornkontakten. Dann können mehrere Körner nesterweise eingekieselt sein. Schließlich kann der ganze Porenraum von Kristallflächen begrenzt sein, im Extremfall ganz verschwinden. Stärker fossilführende Sande, besonders Schillinsen und -lagen, wurden davon meist verschont; offensichtlich wirkte der Fossildetritus als Puffer. Am stärksten betroffen wurden gut permeable, dünne Sandsteinlagen innerhalb von Tonsteinkomplexen und in Wechsellagerungen. Regional nimmt die kieselige Zementierung von W nach E ab, so daß die Sandsteine in Ostwürttemberg und im Hesselberggebiet nach der Entkalkung im Durchschnitt eine geringere Festigkeit haben; im Extremfall (östliches und südliches Hesselberggebiet) zerfällt der gesamte Sandstein zu einem losen Sand. Im Gegensatz dazu fanden die Sandsteine im W des Arbeitsgebiets in entkalktem Zustand lange Zeit Verwendung als Baustein.

Möglicherweise hängt dies z.T. mit der unterschiedlichen Korngröße im E und im W zusammen. Nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970: 113-114) ist die Einkieselung in feinkörnigen Sanden stärker als in gröberen, weil einmal die innere Oberfläche und damit auch die Zahl der Kristallisationskeime pro Raumeinheit größer ist und zum andern die Porenweite geringer, was zu einer schnelleren Verfüllung bei gleichem Auftrag führt.

Pyrit

Pyrit tritt am häufigsten in kleinen, idiomorphen Körnern und Aggregaten im Bindemittel und in Fossilschalen auf. Seltener bildet er kleine, brombeerartige Kugeln. Als Bindemittel von Sandsteinen tritt er nur in Tonsteinkomplexen auf, wo er dünne Bänkchen vollständig zementieren kann. Sonst bildet er in Sandsteinen und Tonen kugelige oder knollige Konkretionen.

Das bevorzugte Auftreten des Pyrits in konkretionärer Form zeigt, daß er überwiegend frühdiagenetisch ausgeschieden wurde, wohl in der Umgebung sich zersetzender organischer Reste. Der feinkörnige, gleichmäßig im karbonatischen Bindemittel verteilte Pyrit ist jünger, jedoch älter als der Siderit (ROGOWSKI 1971: 96-97). Auf die frühdiagenetische Entstehung von Pyritschalen wurde bereits bei der Besprechung der Kalksandsteinkugeln (S. 129) eingegangen.

Brauneisen ("Limonit")

Brauneisen tritt als Bindemittel flecken- und lagenweise in stark eisenoolithischen Partien von einigen Aufarbeitungshorizonten auf, und zwar in $\alpha 1 I$ der Göppinger und Gmünder Gegend, in $\alpha 2 I$ SW- und Mittelwürttembergs und in $\alpha 3 II$ des Aalener Gebiets, sonst selten in chamositischen Kalksandsteinen Ostwürttembergs (Gmünder Sandstein und Hauptsandstein 1). Der Limonit ist in allen diesen Fällen rot und verursacht die vielzitierte "kirschrote" Verwitterungsfarbe solcher Horizonte, die somit nicht etwa auf die braunen oder schwärzlichen Eisenooide zurückgeht. Limonit kommt in diesen Horizonten immer im Verband mit grünlicher, chamositischer Grundmasse vor (vgl. SCHLOZ 1972: 129).

Brauner Limonit bildet das Bindemittel mancher umgelagerten Sandsteinkonkretionen und Füllungen umgelagerter Fossilien (vor allem Gastropoden und Ammoniten) in Aufarbeitungshorizonten. Es handelt sich vermutlich um ursprüngliche Pyritkonkretionen, die nach der Aufarbeitung oxydiert sind. Limonit tritt verbreitet auch innerhalb von Aufarbeitungshorizonten in Fossilschalen sowie in Form von Limonitoiden auf (s.u.).

Chamosit

In mehr oder minder diffuser Verteilung tritt Chamosit in tonreicher, grünlicher Grundmasse mancher Aufarbeitungshorizonte auf (SCHLOZ 1972: 129). Die charakteristischen grünlichen Sandmergelgeröllchen und umgelagerten Gastropodensteinkerne in den chamositischen

Sandsteinen Ostwürttembergs und des benachbarten Bayerns sind durch faserigen Chamosit gebunden. Die Gesteine, aus denen diese Komponenten umgelagert wurden, sind überwiegend tonige Sandsteinplättchen der unterlagernden Wechsellagerungen; sie enthalten primär keinen Chamosit, sondern nur Pyrit. Wahrscheinlich entstand der Chamosit nach der Wiedereinbettung der Geröllchen aus dem Brauneisen, das durch Oxydation des Pyrits nach der Aufarbeitung entstanden war. Diese Umwandlung erfolgte nur im E des Arbeitsgebiets, weiter im W blieb der Limonit solcher Konkretionen erhalten. Rezente Neubildung von Chamosit aus Brauneisen beschreiben v. GAERTNER & SCHELLMANN (1965: 365).

Die grünliche Färbung vieler Kalksandsteine im Osten des Arbeitsgebiets beruht auf einem dünnen Überzug der Sandkörner mit Chamosit. Als eigentlicher Porezement wurde er in diesen Sandsteinen nie beobachtet, deren Bindemittel ist vielmehr Karbonat. Die Überzüge sind auch nie so dick und konzentrischschalig struiert wie etwa in den Sandsteinen des Braunen Jura β in Franken (v. FREYBERG 1952). Möglicherweise sind sie aus Limonitüberzügen entstanden, die ja in rezenten Sanden der Flachsee ziemlich verbreitet sind.

Chamosit tritt östlich der Jagst innerhalb der Aufarbeitungshorizonte vom Typ der chamositischen Kalksandsteine auch in Fossilschalen auf (s.u.).

Eisenminerale in Fossilschalen

In Fossilschalen (in erster Linie von Muscheln) kommen - verschieden häufig und z.T. an eine bestimmte Fazies gebunden - verschiedene Eisenminerale vor, die bemerkenswerte Beziehungen zueinander erkennen lassen.

Pyrit

In jeder Fazies häufig ist in den Schalen Pyrit. Der Pyrit wurde bevorzugt nahe der Oberfläche der Schalen und entlang von Anwachsflächen in den Schalen in Form kleiner Würfel ausgeschieden. Zuweilen sitzen die Pyritkriställchen so dicht, daß im äußeren Teil der Schale der Kalzit vollständig durch Pyrit verdrängt ist und der Eindruck einer Pyritkruste entsteht. Echte Krusten, d.h. auf der Schalenoberfläche abgeschiedener Pyrit, wurden nur vereinzelt beobachtet. In dünnen Schälchen kann das Karbonat vollständig durch Pyrit verdrängt sein, besonders in solchen in tonigen Siltplättchen innerhalb von Wechsellagerungen.

Brauneisen ("Limonit")

In Aufarbeitungshorizonten (unverwittert) fallen häufig gelb gefärbte Schalenreste auf. Die Färbung beruht, wie Dünnschliffe zeigen, auf feinverteiltem Brauneisen im Kalzit der Schale. Das Brauneisen ist oft nicht gleichmäßig verteilt, sondern konzentriert sich, ähnlich wie der Pyrit, auf die äußeren Partien und die Anwachsflächen der Schalen sowie auf Thalloyphytenbohrgänge (vgl. SCHLOZ 1972: 119 u. Taf. 28 u. 29). Häufig erkennt man innerhalb der gefärbten Bereiche dunkle Zentren, von denen aus sich die Farbe aufhellt (Taf. 26, Fig. 6, untere Schale). Bei diesen Farbzentren handelt es sich um zersetzte Pyritkristalle, von denen aus das Brauneisen offensichtlich in die Umgebung diffundiert ist. In derartig gefärbten Schalen findet sich vielfach auch völlig frischer Pyrit, der später in einer zweiten Generation ausgeschieden worden sein muß (Taf. 26, Fig. 6, obere Schale). Die Färbung ist also nicht etwa durch rezente Verwitterung entstanden, worauf auch ihr Auftreten in Tiefbohrungen hinweist. Rezente Pyritverwitterung führt ebenfalls zu einer Gelbfärbung der Schalen; in diesem Fall ist das Brauneisen jedoch nicht diffus in der Schale verteilt, sondern beschränkt sich auf die Interstitialräume zwischen den Kalzitindividuen, die selber farblos bleiben. Daraus folgt, daß sich die Imprägnierung vor der Umkristallisierung der Schalen vollzogen hat.

Neben gefärbten Schalen kommen immer auch farblose vor. Das Mengenverhältnis zwischen beiden kann dabei extrem unterschiedlich sein. Die gefärbten sind meist stärker abgerollt und dichter von Thalloyphytenbohrgängen durchsetzt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die gefärbten Schalen eine Wiederaufarbeitung erlebt haben, bei der die Pyritgene-

ration der ersten Einbettung oxydiert wurde. Ob Schalen mehrere Male aufgearbeitet wurden, ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen; vermutlich würde eine mehrmalige Umlagerung zur vollständigen Zerstörung einer Schale führen. Der heute frische Pyrit wurde in jedem Fall erst nach der letzten Einbettung ausgeschieden. Es fällt auf, daß das Brauneisen nach der Einbettung nicht reduziert worden ist, obwohl der innerhalb der Schale ausgeschiedene Pyrit für reduzierende Bedingungen spricht. In einem einzigen Fall nur wurde fast vollständige Verdrängung der imprägnierten Schalenreste durch Pyrit beobachtet ($\alpha 1 V, 1$ bei Göggingen 343); hier waren auch die Eisenooide völlig in Pyrit umgewandelt.

Blaß bräunliche, im Dünnschliff "pseudopleochroitische" Schalen mancher Kalksandsteine (Taf. 26, Fig. 7) sind möglicherweise durch organische Substanz gefärbt (vgl. HUDSON 1962).

Chamosit

E der Jagst sind in den Aufarbeitungshorizonten vom Typ der chamositischen Kalksandsteine die Schalen meist nicht gelb, sondern grün gefärbt. Die färbende Substanz ist hier Chamosit, der wie Pyrit und Brauneisen vornehmlich auf einen oberflächennahen Bereich der Schalen beschränkt bleibt. Er bildet entweder kleine, isolierte Sphärolithe (radialfaserige halbkugelige, seltener kugelige Gebilde von ca. 0,1 mm Durchmesser, vgl. Taf. 27, Fig. 8) oder sphärolithisch oder mikrokristallin struierte "Innenkrusten" (SCHLOZ 1972: 119). Dünnere Schalen können vollständig in Chamosit umgewandelt sein.

Die Chamositverteilung in den Schalen zeigt eine deutliche Abhängigkeit von den Bohrspuren. Chamosit-"Innenkrusten" sind mit Vorliebe dort ausgebildet, wo der oberflächennahe Teil der Schale intensiv zerbohrt ist, wie das auch bei Brauneisen-"Innenkrusten" der Fall ist (vgl. SCHLOZ 1972: 119). Dabei sind jedoch nicht immer nur die Bohrlöcher mit Chamosit ausgefüllt, sondern es ist auch der umgebende Kalzit durch dieses Mineral verdrängt. Es kommt sogar nicht selten vor, daß die Bohrlöcher selber limonitisch imprägniert sind, während der umgebende Kalzit der Schale durch Chamosit ersetzt ist. Die Abhängigkeit der Chamositbildung von den Bohrspuren ist besonders deutlich bei radial auseinanderstrebenden Gängen (vgl. SCHLOZ 1972: Taf. 29, Fig. 2), in deren Bereich der Chamosit tief in die Schale eindringt.

Die verschiedenen Formen des Auftretens von Chamosit werfen die Frage nach genetischen Beziehungen auf. Die erwähnten Sphärolithe lassen an eine Beziehung zu den Chamositoiden denken (s.u.). Jedoch wurden dort, wo diese Sphärolithe auftreten, keine Eisenooide gefunden, außerdem sind die Sphärolithe nie konzentrischschalig struiert, sondern bestehen aus dünnen, wahrscheinlich nur locker zusammenhängenden Nadeln, deren längere nach außen isoliert voneinander in den Kalzit spießen (Taf. 27, Fig. 8). Zudem sind die Chamositooide im Dünnschliff meist farblos, während die Sphärolithe eine kräftig grüne Färbung haben. Schließlich besitzen die Sphärolithe nie einen Kern. Es scheint ziemlich sicher, daß die bis hier besprochenen Arten des Chamosits ihren Ausgang von Brauneisen genommen haben, also nicht primär gebildet worden sind.

Außer der Färbung bestehen noch andere Unterschiede zum Chamosit der Ooide. So sind die Chamositooide ziemlich verwitterungsresistent und lösen sich nicht in Salzsäure, während die übrigen Chamosite überaus verwitterungsempfindlich sind und sich in Salzsäure lösen. All dies mag auf unterschiedliche Zusammensetzung schließen lassen, vielleicht spielt dabei auch die unterschiedliche Struktur eine Rolle, die bei den Ooiden sehr kompakt ist. Die nichtoolithischen Chamositformen können somit nicht ohne weiteres zum Verständnis der Ooidbildung beitragen; allenfalls könnte die Entstehung aus Limonit von Bedeutung sein.

Markasit

Zusammen mit Schalen, die Chamositsphärolithe enthalten, kommen Schalen mit radialstrahligen Markasitaggregaten vor (Taf. 27, Fig. 7). Markasit und Chamosit können auch zusammen in derselben Schale auftreten; z.T. sind die Chamositsphärolithe sogar von Markasitstrahlen durchsetzt. Es scheint demnach eine engere genetische Beziehung zwischen

beiden Mineralien bestanden zu haben. Nicht selten tritt in den Chamositsphärolithen übrigens eine schalenförmige Zone auf, in der der Chamosit von radialstrahligem Brauneisen durchsetzt ist.

Eisenoide

Eisenoide sind auf Aufarbeitungshorizonte mit limonitisch imprägniertem Schalendetritus beschränkt, in anderen wurden sie nie beobachtet. Sie fehlen auch in den Schichten zwischen den Aufarbeitungshorizonten vollkommen. Sie sind meist ziemlich klein (vgl. Taf. 27, Fig. 6) und haben wie im Braunen Jura β (WERNER 1959) i.d.R. abgeplattete Form, die wie dort primär ist (abhängig von dem oft plattigen Kern). Ihre Genese ist unklar; einige Autoren halten diagenetische Bildung für wahrscheinlich (v. FREYBERG 1951; s. auch BROOKFIELD 1971). v. FREYBERG (1951) dachte an eine Entstehung im Küstenbereich in tonigen Sedimenten, von wo sie infolge Hebung freigespült und weiter im Becken konzentriert worden sind. Im Schwarzen Jura α kommt diese Möglichkeit nicht in Betracht, da hier die Randbereiche erhalten sind (in Oberfranken); nie wurde in ihnen ooidführender Ton beobachtet. Vor allem aber werden die Kerne, um die herum sich die Ooidschalen gebildet haben, größtenteils von solchem Material gebildet, das mit Sicherheit aus dem Aufarbeitungshorizont selber stammt, nämlich limonitisch imprägnierter, von Thallophyten angebohrter Schalendetritus. Als Kerne kommen außerdem Echinodermenreste, Foraminiferen und andere Fossilreste vor. Deshalb ist auch eine Herkunft aus unterlagernden Tonen auszuschließen. Die Ooide sind fast immer regellos oder wolkenförmig im Sediment verteilt; wahrscheinlich waren die Ooide gleichförmig mit dem Biodetritus. Sie müssen während der Bankbildung entstanden sein. Auf die regionale Verbreitung der Eisenoide wurde schon S. 79 eingegangen.

Chamositooide kommen z.T. zusammen mit Brauneisenooiden vor; insgesamt sind sie im W häufiger als im E, wo Limonitooide vorherrschen. Im Ries- und Hesselberggebiet sind Eisenoide insgesamt selten. Partielle oder vollständige Verdrängung durch Karbonat ist häufig; dagegen konnte Umwandlung in Pyrit nur einmal beobachtet werden (α 1 V, 1 bei Göggingen 343).

Glaukonit

Glaukonit kommt in der Basalbank α 1 I SW- und Mittelwürtembergs ziemlich häufig vor, sonst nur sporadisch in anderen Aufarbeitungshorizonten (vgl. SCHLOZ 1972: 123). Auch glaukonitische Fossilfüllungen sind auf den Basalhorizont beschränkt. In den Sandsteinkörpern fehlt Glaukonit. Erst in den Bänken der oberen Arietitenschichten tritt er wieder auf (z.B. in α 3 IV bei Plochingen 1167b). Bis zu einem gewissen Grade scheinen Chamosit und Glaukonit alternativ aufzutreten, wenn sie sich auch nicht gegenseitig ausschließen (vgl. SCHLOZ 1972: 123, SELLWOOD 1972: 143).

Bleiglanz

Bleiglanz wurde selten in karbonatfreien Sandsteinen in Form von kleinen Putzen gefunden. Sonst kommt Bleiglanz mit Vorliebe an und in umgelagerten Tongeröllen vor.

Phosphorit

Phosphorit als Porenzement kommt nur konkretionär vor. Phosphoritkonkretionen finden sich in Tonen mit oder ohne höheren Siltgehalt in situ (Taf. 24, Fig. 7). Umgelagert werden sie häufig in Aufarbeitungshorizonten angetroffen. Die Konkretionen sind meist ziemlich klein und haben f.d.R. unregelmäßige Gestalt; ihre Farbe ist dunkelbraun. Im Querschliff beobachtet man des öfteren Grabgänge, um die sich die Konkretionen offenbar bevorzugt gebildet haben. In wühlenschichteten Aufarbeitungshorizonten kommen auch autochthone, diffuse phosphoritische Partien vor (SCHLOZ 1972: 125). Eine Stromatolithkruste aus der Bohrung Jedesheim 1 (471) war fleckenweise in Phosphorit umgewandelt, ohne daß sich Farbe und Textur dadurch verändert haben.

Baryt

Auf Baryt im Porenraum wurde bereits im Rahmen der Schwermineralien eingegangen. Rosa-roter Baryt hat in Schillinsen von Sandsteinkörpern nicht selten den Kalzit einzelner Cardinienschalen vollständig verdrängt. Bei zweiklappig erhaltenen Exemplaren kann die eine Klappe kalzitisch erhalten sein, während die andere in Baryt umgewandelt ist.

Herkunft des Bindemittels

Man darf wohl annehmen, daß ein Teil der diagenetisch ausgeschiedenen Mineralien aus Organismenresten stammt. Aragonitische Schalen oder Schalenschichten fehlen in den Tonsteinen, während sie (kalzitisiert) in Konkretionen erhalten sind. Kalzitische Echinodermenreste sind in Tonsteinen ziemlich angelöst. Schalen in Sandsteinen und Tonsiltsteinen weisen z.T. Drucklösungserscheinungen auf (Taf. 26, Fig. 1 u. 2). Diese Beobachtungen zeigen sehr deutlich die Herkunft des Kalkzements. Der Sparit von Schillbänken ist zu einem guten Teil durch Sammelkristallisation kleinerer Schillkörner entstanden; das zeigen durch Brauneisenimprägnation verfärbte ehemaligen Schalenpartikel, die als bräunliche Flächen ohne eigene kristallographische Begrenzung im Sparit gleichsam als Schatten ("ghosts") schwimmen. Die mikrosparitische Matrix mancher Schillbänke geht auf detritischen Kalkschlamm (?Nannofossilien) zurück (s.S. 31).

Wieweit die Kieselsäure aus Organismenresten stammt, läßt sich nicht sagen, weil entsprechende Fossilien bis auf spärliche Reste von Kieselchwämmen (SCHLOZ 1972: 139) nicht gefunden worden sind. Drucklösung kommt bei kieseligen Kornkontakten in Frage. Bei dem primär geringen Feldspatgehalt kann Lösung von Feldspäten keine bedeutende Rolle gespielt haben, allenfalls die Verdrängung von Feldspat durch Kalzit. An Kornkontakten mit Tonzwischenlage kann nach v.ENGELHARDT (1973: 258) stärkere Quarzlösung auftreten. Stylolithartige, rauhe, mit schwarzem Ton belegte Flächen sind in tonflaserigen, schillführenden Kalksandsteinen nicht selten, wenn auch starke Stylolithbildung nur in Tiefbohrungen des Alpenvorlands beobachtet wurde. Welchen Umfang derartige Quarzlösung hatte, wurde nicht näher untersucht.

Das Eisen stammt teilweise aus abgestorbenen Organismen, teilweise gelangte es sicher auch an Ton gebunden direkt vom Land in die marinen Sedimente. Ein Hinweis darauf könnten die Toneisensteinkonkretionen sein, die im Gebiet, das der mutmaßlichen Lieferregion nahe liegt, auftreten, während sie im Arbeitsgebiet fehlen (vgl. SELWOOD 1972: 132). Auch schon die Tatsache, daß eisenreiche Sedimente in erster Linie innerhalb von Tonserien auftreten ("chemische Resedimente" ALDINGER 1957) läßt den Schluß auf diese Beziehung Ton - Eisen zu. Unklar ist noch, warum sich das Eisen regional während der Diagenese so unterschiedlich verhalten hat. Die Unterschiede zu Gebieten weiter im N sind auffallend, aber selbst zwischen dem E und dem W des Arbeitsgebiets und zwischen verschiedenen Typen von Sedimenteinheiten im untersuchten Schichtstapel gibt es deutliche Unterschiede, wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht.

Ablauf der Diagenese

Im Ablauf der Diagenese innerhalb der Sandsteine lassen sich drei Phasen unterscheiden. Die erste war bestimmt durch die Zersetzung des organischen Materials. In ihr schieden sich Kalzit und Pyrit hauptsächlich als Konkretionen, letzterer auch in vereinzelt Kristallen, aus. In diese Phase fällt auch die Bildung von Chamosit und Phosphorit.

In der zweiten Phase wurde Kieselsäure ausgeschieden. Während dieser Zeit dürfte sich die Drucklösung von Schalen in Sanden, die Anätzung von Instabilmineralien, die Zersetzung von Biotit, die Neubildung von Anatas und Brookit (wenn eine solche überhaupt stattgefunden hat) sowie die Bildung von Baryt vollzogen haben.

In der dritten Phase erfolgte die karbonatische Zementierung der meisten Sandsteinbänke, und zwar zuerst die Ausscheidung von Kalzit und Pyrit, dann die von Siderit.

5. SEDIMENTTEXTUREN

Die Gesteine des Schwarzen Jura α sind fast durchweg texturiert, teils durch mechanische Vorgänge (Sedimentation, Erosion, Kompaktion), teils durch Bioturbation (letztere s. Kap. 6). Die Homogenität des sedimentierten Materials, vor allem der Sande, in vielen Gesteinen läßt die Texturen im Aufschluß oder im Handstück zunächst nur undeutlich oder gar nicht erkennen. Durch geeignete Methoden können die Kontraste zwischen den Textur-elementen hinreichend gesteigert werden. Die Homogenität macht sich allerdings bei Untersuchungen, die über den Handstückbereich hinausgehen, störend bemerkbar.

Optimale Kontraste werden keineswegs immer mit derselben Methode erreicht, es gibt vielmehr große Unterschiede je nach Material.

a. Polierte oder mit Lack beschichtete Anschliffe liefern bei harten Gesteinen mit Komponenten unterschiedlicher Kristallinität (vor allem Schillkalke und -kalksandsteine) die besten Ergebnisse. Der Effekt beruht auf Unterschieden der Totalreflektion feiner und grobkristalliner Partien. (Beispiel: Taf. 23, Fig. 4)

b. Bei sehr fein- und gleichkörnigen Gesteinen (z.B. bioturbaten Kalksteinen) führt Anpolieren lediglich zu einem gleichförmigen Dunklerwerden. Ätzt man den polierten Anschliff kurz mit stark verdünnter Salzsäure an, so werden nur die etwas tonreicheren Partien (meist Wühlgefüge) angegriffen. Die leichte Anrauhung bewirkt ein Aufhellen der betreffenden Partien. (Beispiele: Taf. 22, Fig. 1 u. 2)

c. Bei starken Unterschieden des Tongehalts (z.B. Wechsellagerungen Sand/Ton) verringert Beschichten mit Lack die Kontraste. Sind die Sandlagen kalkig gebunden, können sie durch Anätzen des Anschliffs aufgehellt werden. Sind sie kalkfrei, läßt sich die beim Sägen durch Aufrauen der Quarze entstandene Helligkeit der Sandlagen durch kein Mittel weiter steigern. Man beschichtet die Sägefläche mit dickem Lack und zieht diesen nach dem Trocknen wieder ab, wodurch lichtstreuender Staub von den Tonlagen entfernt und deren Farbe vertieft wird. (Beispiele: Taf. 3, Fig. 2, Taf. 8, Fig. 2, Taf. 11, Fig. 4)

d. Am deutlichsten treten Texturen in jedem Fall in Dickschliffen hervor, mit denen sich jedoch immer nur kleine Flächen erfassen lassen. Die optimale Schliffdicke hängt vom jeweiligen Unterschied der Lichtdurchlässigkeit der einzelnen Texturen ab. In Dickschliffen können sich die Quarze bei Durchlicht störend bemerkbar machen; ihre Helligkeit kann durch entsprechendes dosiertes Auflicht gemildert werden. (Beispiele: Taf. 8, Fig. 3 u. 4, Taf. 11, Fig. 1)

e. Radiographien von ca. 3 mm dicken Gesteinsscheiben beruhen auf demselben Prinzip unterschiedlicher Strahlendurchlässigkeit wie Dickschliffaufnahmen. Mit ihnen können auch größere Flächen erfaßt werden. Vergleiche zeigten, daß Dickschliffe der Röntgenaufnahme an Schärfe, Kontrastreichtum und Detailzeichnung in vielen Fällen, besonders bei Unterschieden des Tongehalts und bei dreidimensional stark variablen Texturen (Beispiele von d.), deutlich überlegen sind. Radiographien sind unumgänglich bei Feinsanden, weil deren Quarzkorngröße in Dickschliffen zu stark stört. (Beispiele: Taf. 9, Fig. 5-7)

f. In jedem Fall können die so gewonnenen Kontraste, soweit erforderlich, durch photographische Techniken (Umkopieren) weiter gesteigert werden. (Beispiel: Taf. 22, Fig. 5).

5.1. Sedimentationsformen (primäre Sedimenttexturen)

Die feinkörnigen Sandsteine des Schwarzen Jura α sind primär, von wenigen Ausnahmen abgesehen, feingeschichtet. Vollständige Wühlenschichtung beobachtet man nur in Aufarbeitungs-horizonten und in Wechsellagerungen von Tonstein mit Sandsteinplättchen.

5.1.1. Bau der Feinschichtung

Die Mächtigkeit der Feinschichten (= Lamellen, Blätter, Einzellagen) schwankt i.a. zwischen 0,1 und 2 mm. Öfter folgen aufeinander mehrere dünnere oder dickere Einzellagen, die man zu "sets" zusammenfassen kann (VOSSMERBÄUMER 1966). Eine ausgeprägte Einkippung der Längsachsen der Sandkörner in die Schichtebene läßt sich im Dünnschliff nicht erkennen, sie ist allenfalls angedeutet; statistische Untersuchungen hierüber wurden nicht durchgeführt (vgl. Taf. 26, Fig. 1, 2, 4 u. 5). Ein Schrägschichtungsgefüge, wie es VOSSMERBÄUMER (1966: 29) in Einzellagen fand, wurde nie beobachtet. Eine Einsteuerung in Strömungsrichtung zeigen nur langgestreckte Objekte in Einzelfällen, so Seeigelstacheln oder stengelige Pflanzenreste in Häcksellagen.

Die Feinschichtung beruht auf Materialwechseln von Lage zu Lage (vgl. EINSELE 1963: 176); sie ist umso deutlicher, je größer die Materialunterschiede sind. Die Grenzen

zwischen den Einzellagen können unterschiedlich scharf sein. Innerhalb der Einzellagen kann Gradierung auftreten, gewöhnlich mit Verfeinerung nach oben. In dünnen Siltlagen in Tonstein kommt jedoch auch inverse Gradierung vor ("inverted graded bedding" KSIAZ-KIEWICZ 1954: Abb. 2 b), in der der Tongehalt nach oben abnimmt und die nächste Lage darüber mit scharfer Grenze wieder mit Ton einsetzt (Taf. 3, Fig. 3 b).

Man beobachtet Wechsel der Korngröße, der Kornform, der Packungsdichte, der Sortierung, der Einkippung, des spezifischen Gewichts und, mit diesen Faktoren zusammenhängend, der mineralogischen Zusammensetzung (Anreicherung von Ton, Glimmer, Schwermineralien, aber auch Fossildetritus). Die damit verbundenen Änderungen des Porenraums beeinflussen die Zusammensetzung des Porenzements (z.B. lagenweise Anreicherungen von Pyrit und Siderit und daraus resultierende Farbwechsel, besonders nach der Verwitterung; vgl. Taf. 9, Fig. 5 a). Die wechselnde Porosität kann im Gelände sogar zu selektiven Flechtenanflügen führen, die die Feinschichtung sichtbar machen (Taf. 7, Fig. 5).

Die verschiedenen Möglichkeiten von Material- und Strukturwechseln sind insgesamt nicht gleich häufig verwirklicht, auch bestehen Unterschiede zwischen einzelnen Typen von Sandsteinen. Am häufigsten und verbreitetsten sind Wechsel der Korngröße und des Porenraums mit den damit zusammenhängenden Wechseln des Porenzements. Glimmerlagen finden sich nur in tonigen Silten häufig. In den glimmerarmen Feinsandsteinen kann Fossilgrus die Rolle des Glimmers übernehmen. Tonlamellen beschränken sich auf Sandsteinbänken in Tonstein und in Wechsellagerungen. Schwerminerallagen kommen in allen feingeschichteten Sandsteinen vor, jedoch in sehr unterschiedlicher Häufigkeit. Im Durchschnitt nimmt ihre Häufigkeit mit der Korngröße und Sortierung und wie diese von W nach E zu. Am häufigsten sind Schwerminerallagen in Aufarbeitungshorizonten und Ausläufern von Sandsteinkörpern vom Typ der chamositischen Kalksandsteine im E des Arbeitsgebiets, in denen auch die Durchschnittsgehalte an Schwermineralien merklich über denen der übrigen Sandsteine liegt (Abb. 35). Häufig sind Schwerminerallagen auch in den feinkörnigen Sandmassen am Ostrand des Hesselberggebiets, ohne daß es hier zu einer Erhöhung des Gesamtgehalts gekommen ist (Taf. 26, Fig. 5).

Die Spaltbarkeit entlang von Einzellagen wechselt stark. Sie ist teils vom Aufbau der Feinschichten, teils vom Verwitterungsgrad abhängig. Durch die vielfach geringen Materialunterschiede, z.T. auch durch schwach kieselige Bindung, wird die Spaltbarkeit oft unvollkommen (raue Spaltflächen) oder fehlt ganz. Häufig beobachtet man dickplattige Spaltbarkeit (z.B. Taf. 2, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 1-3; Taf. 13, Fig. 1, 3, 5 u. 6). Dünntafelig bis schiefrig spalten nur glimmerreiche Siltsteine auf.

5.1.2. Ursachen der Feinschichtung

Die Feinschichtung der Sandsteine wird durch lokale Wechsel in der Dynamik der Wasserbewegung verursacht. Dabei lassen sich vier Möglichkeiten unterscheiden:

1. Die Feinschichten spiegeln Wechsel des angelieferten Materials wider. Dieser Feinschichtungstyp ist in Stillwassersedimenten zu erwarten. Die oben erwähnte inverse Gradierung ist ohne Beteiligung eines Materialwechsels nicht denkbar.
2. Änderungen der Turbulenzverhältnisse und damit Änderung dessen, was von dem in der Suspension verfügbaren Material abgesetzt wird. Dies kann als der Normalfall betrachtet werden.
3. Änderungen der Transportform, wobei Korngemeinschaften, die sich bei einer Transportform äquivalent verhalten, unter veränderten Äquivalenzbedingungen zerfallen. So können z.B. kleine Körner aus Sinkgemeinschaften (Schwermineralien) bei Übergang in rollenden Transport am Grund in Zwickeln hängen bleiben (CORDES 1966).
4. Wiederaufarbeitung unter veränderten Äquivalenzbedingungen kann dazu führen, daß eine Lesedecke nicht äquivalenter Körner zurückbleibt. Dies ist nach CORDES (1966) eine Ursache für die Entstehung von Schwerminerallagen: Bei einsetzender Erosion werden die

Körner am leichtesten erfaßt, die am weitesten aus der Sedimentoberfläche herausragen, d.h. die größten, im Normalfall die Leichtmineralien (CORDES 1966); ob dieser Mechanismus auch in so feinen Sanden wieder vorliegenden wirksam ist, müßte noch geklärt werden.

Durch laterale Änderungen der Transportbedingungen ändern sich die Einzellagen nach den Seiten in ihrer Zusammensetzung. Ein Beispiel hierfür ist die Strömungstreifung ("parting lineation", s. Kap. 5.1.6.).

Welche Bedingungen zur Ausbildung einer bestimmten Sedimenttextur geführt haben, läßt sich oft nur aus ihrem Verband mit anderen Texturen beurteilen. Das gilt besonders für die z.T. noch wenig bekannten Texturbilder in den untersuchten Sandsteinen. Eine Diskussion der möglichen Sedimentationsbedingungen soll daher im Folgenden, soweit nötig, der reinen Beschreibung nachgestellt werden.

5.1.3. Ebene Feinschichtung

Ebene Feinschichtung ist in den untersuchten feinkörnigen Sandsteinen überaus verbreitet; Unterschiede der Häufigkeit zwischen den einzelnen Faziesbereichen gibt es kaum. Die ebene Feinschichtung kann lateral und vertikal in die verschiedensten Texturen übergehen und daher wohl auch unter sehr unterschiedlichen Bedingungen entstehen. Es wird daher erst auf sie eingegangen, wenn die übrigen Texturen besprochen sind (s. 5.1.8.).

5.1.4. Großdimensionale Sedimenttexturen

Bei den großdimensionalen Sedimenttexturen handelt es sich um Schichtungsgefüge im Meterbereich. Die Einfallswinkel sind meist klein (unter 10° , selten bis 20°), so daß man von "flachwinkliger Schrägschichtung" ("low angle stratification" LANE 1963) sprechen kann. Die Mächtigkeit einer Schrägschichtungseinheit ("Serie" nach NIEHOFF 1958: 261-262) bewegt sich zwischen 10 und 60 cm.

Der Begriff "Schrägschichtung" wird hier rein beschreibend verwendet, er impliziert also keine Genese (z.B. Vorschüttung). Das gleiche gilt für "Kreuzschichtung".

Wellige Feinschichtung

Ebene Feinschichtung geht häufig nach oben oder nach der Seite in unregelmäßige, flache Wellungen über (Abb. 42, 1; Taf. 3, Fig. 5). Meist handelt es sich um lokale Störungen der Ebenheit ohne erkennbare Periodizität im Sinne von Großrippeln. Der Innenbau solcher Wellungen ist i.d.R. symmetrisch, d.h. es läßt sich keine Differenzierung in Luv- und Leehang erkennen. Allenfalls ist asymmetrischer Bau angedeutet. Nur einmal konnte eine rippelartig gewellte Sandsteinoberfläche beobachtet werden (Asemwald 134, Hauptsandstein 1): sehr flache, parallel verlaufende, gewundene und stellenweise vergabelte Kämme im Abstand von ca. 2 m mit Rippelhöhen von maximal 10 cm; der Innenbau war symmetrisch.

Einfache Mulden

Im Verlauf einer eben feingeschichteten Bank können die Feinschichten an einer einzelnen Stelle gemeinsam dünner werden, so daß sich die Bankoberfläche dort muldenförmig einenkt, während die Bankunterseite eben bleibt. Die Feinschichten schwellen nach 1-3 m, z.T. auch wesentlich mehr (bis 12 m), wieder zur vorherigen Mächtigkeit an und laufen eben weiter (Abb. 42, 2 u. 3; Taf. 1, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1 u. 2). Bei sehr breiten Mulden keilen die Blätter u.U. gegen den Muldenboden aus, die Bank ist dann ein Stück weit ganz unterbrochen. Eine solche Bankunterbrechung ist also nicht erosiv bedingt, wie es auf den ersten Blick erscheinen könnte.

Die Mulden sind gewöhnlich mit Sandstein derselben Korngröße ausgefüllt. Die Feinschichten lagern sich dabei der Mulde konkordant an, oben werden sie von der Bankoberfläche abgeschnitten (Abb. 42, 2 u. 3; Taf. 4, Fig. 1 u. 2). Vereinzelt beginnt die Muldenfüllung im tiefsten Teil der Mulde mit einer Tonlage. Wird die Bank von einem Ton- oder

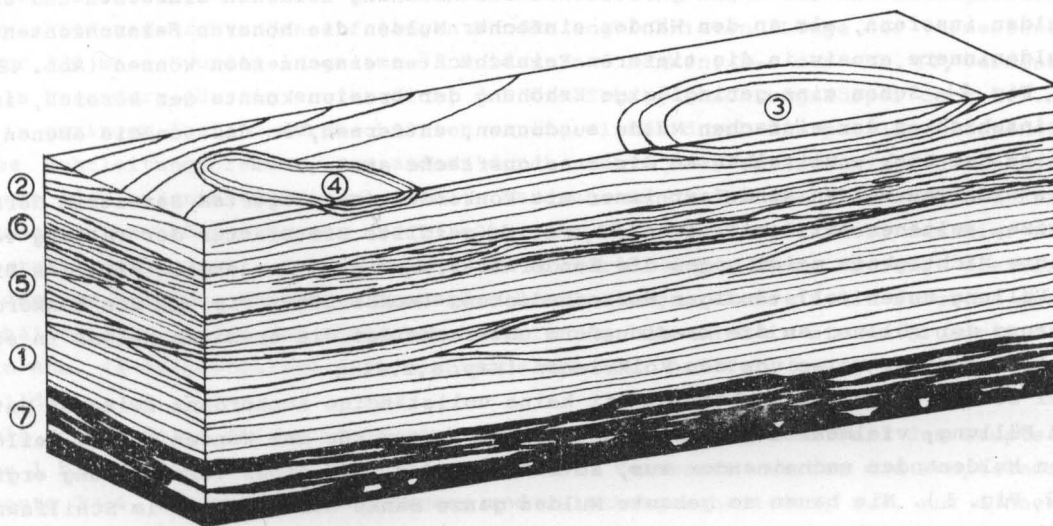


Abb. 42. Schichtungsformen der feinkörnigen Sandsteine (ohne Kleinformen). Höhe des Blocks ca. 2 m. Schematisch.

- (1) Ebene bis flachwellige Feinschichtung.
- (2) Einfache Mulde, langgestreckt, mit konkordant angelagerten Schrägschichten erfüllt. Die gegenüberliegende Wand ist nicht dargestellt.
- (3) Einfache Mulde, rundlich oder Beginn einer langgestreckten Form; Wände erosiv überprägt. Der Erosionsfläche lagern sich weitere Schichten desselben Sandsteins an.
- (4) Erosive Pfanne. Fläche, unregelmäßig umgrenzte Erosionsform, die relativ spät in die bereits fertige Bank eingetieft wurde. Das ausfüllende Sediment weicht meist von dem der Bank ab.
- (5) Kreuzschichtung, meist flachwinklig mit stark streuenden Einfallrichtungen. Rechts Übergang in ebene Feinschichtung. Es handelt i.d.R. um ineinandergeschachtelte erosive Mulden.
- (6) Übergangsform in Wechsellagerung. Der Sandstein ist von Erosionsflächen in dichtem Abstand durchsetzt, Tonlagen schieben sich ein.
- (7) Wechsellagerung von Tonstein und dünnen Sandsteinplättchen und -linsen; Typ östlich der Sandsteinkörper mit Kolkrinnen und anderen Erosionsformen.

Wechsellagerungs-Horizont überlagert, so kann die Mulde auch ganz mit den entsprechenden Sedimenten erfüllt sein.

Der Grundriß der Mulden war nur selten vollständig zu ermitteln. In einem Aufschluß in Alfdorf (249) war eine Schichtfläche mit rundlichen Mulden aufgeschlossen. Diese Form dürfte am häufigsten sein, weil dort, wo an Baugrubenwänden die Muldenfüllung ausgebrochen war, meist "umlaufendes Streichen" der Schrägschichtung beobachtet wurde. Die Querschnitte sind stets gleich, unabhängig von der Orientierung der Aufschlußwand. Es kommen auch langgestreckte Formen vor (z.B. Deizisau 162, Hauptsandstein 3+4: Längsachse SW-NE erstreckt).

Erosive Mulden

Die bis hier besprochenen Formen von Schrägschichtung standen nicht mit Erosionsvorgängen in Zusammenhang. Die folgenden dagegen sind an Erosionsformen angelagert, die man als "innere Diskordanzen" zusammenfassen kann. Solche meist flachen, lokalen Diskordanzen innerhalb einer Bank sind in den untersuchten Sandsteinen sehr verbreitet, vor allem in dickeren Bänken. In manchen Bänken übertreffen sie den Anteil ebener bis flachwelliger Feinschichtung am Aufbau.

Am häufigsten ist die Einzeldiskordanz, die muldenförmig in die ebene oder wellige Feinschichtung eingetieft ist (Abb. 42, 3; Taf. 4, Fig. 3 u. 4). Diese erosiven Mulden gleichen in der Querschnittsform und im Grundriß völlig den einfachen Mulden; auch sie tre-

ten unvermittelt und einzeln im Verlauf einer Bank auf.

Es gibt Anzeichen für einen genetischen Zusammenhang zwischen einfachen und erosiven Mulden insofern, als an den Wänden einfacher Mulden die höheren Feinschichten gegen das Muldeninnere erosiv in die tieferen Feinschichten einschneiden können (Abb. 42, 3; Taf. 4, Fig. 2). Schon eine geringfügige Erhöhung der Erosion konnte den Bereich, in dem die Feinschichten der einfachen Mulde ausdünnen, entfernen, so daß nun die ebenen Feinschichten der Bank unmittelbar an die Erosionsfläche stoßen.

Die erosiven Mulden sind fast immer mit konkordant angelagertem Sandstein derselben Korngröße, seltener mit Schill (Taf. 24, Fig. 1) gefüllt. Die Blätter der Füllung verringern ihre Mächtigkeit meist gegen die Ränder (Taf. 4, Fig. 4); es ergibt sich das Bild einer Füllung unter vollständiger Wasserbedeckung (McKEE 1957: Fig. 6). Die konkordante Anlagerung der Füllung an die Erosionsform unterscheidet die erosiven Mulden in sehr charakteristischer Weise von den Kolkrinnen (Kap. 5.2.2.).

Bei sehr breiten Mulden besteht oft keine vollständige Konkordanz zwischen Unterlage und Füllung, vielmehr lagern sich die Feinschichten nur den Wänden an und keilen gegen den Muldenboden nacheinander aus, so daß sich das Bild einer Vorschüttung ergibt (Taf. 2, Fig. 3). Nie bauen so gebaute Mulden ganze Bänke auf wie etwa im Schilfsandstein (WURSTER 1958). Wenn nur eine Flanke aufgeschlossen ist, könnten solche Querschnitte auch an "longitudinale Schrägschichtung" (REINECK 1958) erinnern, die bei der lateralen Verlagerung von Prielen im Gezeitenbereich entsteht (TRUSHEIM 1929, van STRAATEN 1954, REINECK 1958). In großen Aufschlüssen fanden sich jedoch nie Anzeichen lateraler Verlagerung; selbst wenn eine solche Mulde einmal eine asymmetrische Füllung aufwies (z.B. Taf. 24, Fig. 1), handelte es sich um eine episodisch angelegte Form. Weiteren Aufschluß hierüber gab die Untersuchung der Kreuzschichtung.

Kreuzschichtung

In dickeren Sandsteinbänken können mehrere Erosionsdiskordanzen übereinander auftreten (Abb. 42, 5; Taf. 5, Fig. 1,2,3; Taf. 6, Fig. 1). Jeder Erosionsfläche lagert sich ein Feinschichtungspaket konkordant an; in manchen Fällen keilen die Feinschichten auch nach unten aus wie bei der Füllung erosiver Mulden beschrieben. Die Kreuzschichtung hält lateral nie weit aus, sondern geht immer wieder in ebene bis wellige Feinschichtung über. Die Erosionsflächen entwickeln sich dabei aus beliebigen Schichtflächen der ebenen Feinschichtung, ein Zeichen, daß ein konkordantes Feinschichtungspaket keineswegs in einem Akt geschüttet zu sein braucht.

In einer vertikalen Aufschlußfläche unterscheidet sich die Kreuzschichtung nicht auffällig von bekannten Kreuzschichtungsbildern ("Trogförmige Kreuzschichtung" in Schnitten quer zur Strömung: WURSTER 1958: Abb. 1; POTTER & PETTIJOHN 1963: Fig. 42); allenfalls fallen die flachen Winkel auf. Es gibt jedoch keine Schnittrichtung, in der alle Schrägschichtungspakete gleichsinnig einfallen (Taf. 5, Fig. 2 u. 3), wie es bei trogförmiger Strömungskreuzschichtung ("trough cross stratification") erwartet werden müßte. Ebenso wenig findet man Schnittrichtungen, in denen die Schrägschichten bipolar wechselnd einfallen, wie es bei Strandwellschichtung beobachtet wird (z.B. WERNER 1963). Es bestand daher der Verdacht, es könne sich um einen noch nicht näher bekannten Typ von Kreuzschichtung handeln.

Einer statistischen Analyse der großdimensionalen Schrägschichtung stellte sich die Seltenheit großer Aufschlüsse mit gut ausgebildeter und leicht aufspaltender Schrägschichtung entgegen, in denen zudem keine Verstellungen durch Tektonik oder durch Bewegungen über verwitterten Tonen stattgefunden haben. Richtung und Betrag solcher Verstellungen lassen sich meist nicht hinreichend genau ermitteln; bei den flachen Winkeln der Schrägschichtung wirken sich schon kleine Fehler beim Bestimmen der Verkippsdaten sehr stark besonders auf die Azimute (Fallrichtungen) der Schrägschichtung aus.

Erst der Leitungsbau der Landeswasserversorgung über die Schurwaldhöhe brachte ge-

eignete Aufschlüsse im Hauptsandstein 3+4, insbesondere die Baugrube des großen Hochbehälters zwischen Schlichten und Thomashardt (1168 h). Hier war die Schrägschichtung in verschiedenen Richtungen auf langen Wänden angeschnitten (Länge der vermessenen Wände über 130 m; es wurden insgesamt 63 Mulden in 6 Bänken, a-e der Abb. 44, vermessen).

Als besonders günstig erwies sich, daß die Schrägschichtungskörper dort z.T. mehrfach in geringem Abstand durchschnitten waren, einmal durch die parallel laufenden Wände des Rohrleitungsgrabens, zum andern durch recht- oder spitzwinklig aufeinander zulaufende oder bajonettförmig gewinkelte Baugrubenwände. Daraus ließ sich die Form der Schrägschichtungskörper besser erschließen. Der Teil des Baugeländes, der hier näher dargestellt werden soll, ist in Abb. 43 im Grundriß abgebildet. Er zeigt die Einmündung des aus Richtung Göppingen kommenden Rohrleitungsgrabens in die Baugrube des Wasserbehälters. Mit Hilfe der römischen Numerierung läßt sich in diesem Grundriß die Lage der in Abb. 44 dargestellten Aufschlußwände ersehen. Auf Taf. 5, Fig. 1, ist die Wand VII abgebildet.

Die Schichtfolge reicht im Bereich der Baugrube vom obersten Teil des Hauptsandsteins 1 bis in die unteren Arietitenschichten. Vermessen wurden die Hauptsandstein-Horizonte 3+4, die aus Sandsteinbänken und zwischengeschalteten, z.T. nur dünnen Ton- und Wechsellagerungshorizonten bestehen, welche streckenweise auskeilen können. Eingeschaltet sind außerdem einige Schalenlagen mit Gryphäen (vgl. Profilserie Va), die in Abb. 44 nicht alle dargestellt sind. Jede der feingeschichteten Sandsteinbänke, bis maximal 30 cm mächtig, wurde als genetisch mehr oder minder einheitlicher Sedimentkörper betrachtet und mit einem Buchstaben bezeichnet (Horizonte a-e der Abb. 44). Genetisch einheitlich soll vor allem besagen, daß die Schüttungsrichtung innerhalb einer Bank als einheitlich angenommen werden kann. Da die Richtungen von Bank zu Bank gewechselt haben könnten, wurde jede Bank, in der ausreichend viele Messungen des Streichens und Fallens gemacht werden konnten, für sich analysiert. Bei der geringen Mächtigkeit der Bänke und der Weite der Schrägschichtung (Mulden bis 12 m Durchmesser) mußte selbst in einem so verhältnismäßig großen Aufschluß die Zahl der vermessenen Schrägschichtungseinheiten sowohl pro Bank wie insgesamt (63 Mulden) unterhalb der Zahl bleiben, die in mächtigen fluviatilen Schichten zur Verfügung stehen (s. WURSTER 1958). Die Zahl war jedoch für eine statistische Auswertung ausreichend; das Ergebnis wäre durch weitere Messungen allenfalls modifiziert, aber nicht mehr grundsätzlich verändert worden.

Vor der Darlegung der Ergebnisse soll das Problem, den räumlichen Aufbau eines Schrägschichtungsgefüges aus dem Schnittbild einer Aufschlußfläche zu rekonstruieren, hier in seinen grundsätzlichen Aspekten kurz erörtert werden. Es kann davon ausgegangen werden, daß bei einem einheitlichen Ablagerungsvorgang gleichartig gebaute und gleich orientierte Gefügeeinheiten entstehen, die in vielfacher Wiederholung und in einer bestimmten räumlichen Ordnung ("Raumgitter": WURSTER 1958) auftreten, wobei die Variabilität von Gestalt und Ordnung in weiten Grenzen schwanken kann. Als Beispiele seien die verschiedenen Kleinrippel-Typen (s. ALLEN 1968), trogförmige und tafelförmige Schrägschichtung und Strandwellschichtung genannt.

Die Einzelkörper ("Geologische Körper": WURSTER 1958) eines einheitlichen Schrägschichtungsgefüges können entsprechend den "Raumzellen" der Mineralogie definiert werden. Ihre Grenzen werden durch Diskontinuitäten (z.B. Erosionsflächen) oder Linien einer Eigenschaftswiederholung gebildet. Die Körper können als näherungsweise Verwirklichung einer Idealgestalt ("Grundkörper": WURSTER 1958) angesehen werden. Die Aufgabe einer statistischen Gefügeanalyse besteht zunächst darin, aus den vielen, voneinander abweichenden konkreten Körpern die abstrakte Gestalt des Grundkörpers zu ermitteln. Außerdem muß ihre räumliche Anordnung zueinander festgestellt werden. Erst dann kann das wirkliche Schüttungsbild rekonstruiert werden (vgl. WURSTER 1958).

Prinzipiell lassen sich die Querschnitte der Einzelkörper einer einheitlichen Schüttung auf einer vertikalen Aufschlußfläche als Serienschritte durch den einen Grund-

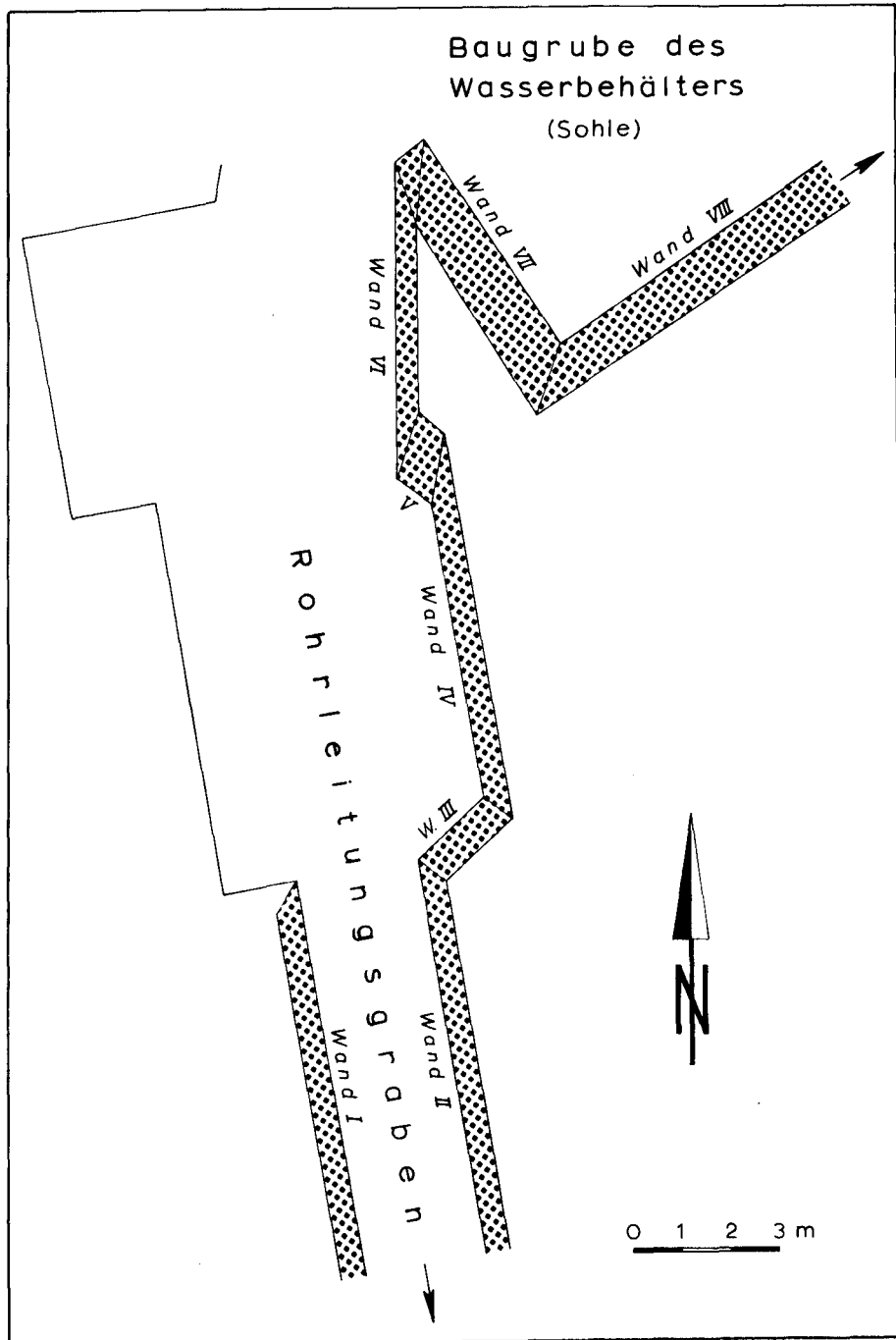


Abb. 43. Lageskizze der auf Abb. 44 dargestellten Aufschlußwände in der Baugrube des Wasserbehälters zwischen Schichten und Thomashardt (1168h).

körper betrachten, wobei jeder dieser Schnitte auf Grund der Variabilität der konkreten Körper dem entsprechend im Grundkörper gelegenen Schnitt nur näherungsweise gleich.

Da die Einzelkörper gleich orientiert sind, kann eine Gerade festgelegt werden, die in allen Körpern die gleiche Lage hat, entlang der die Schnittbilder aufgereiht den Grundkörper ergeben. Zu bestimmen ist dabei:

1. wo die Gerade bei dem jeweiligen Querschnitt durchtritt.
2. wie die Gerade im Grundkörper und damit auch zu den Querschnitten orientiert ist.

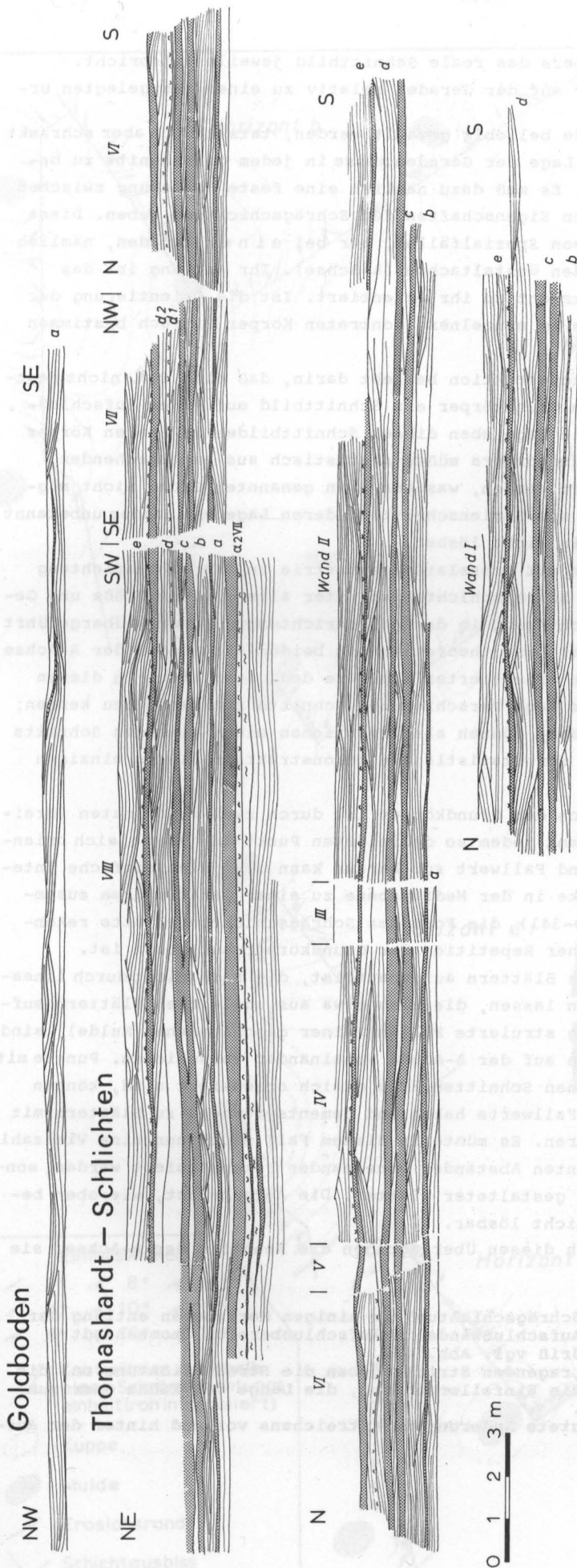


Abb. 44. Schrägschichtungsgefüge im oberen Teil des Hauptsandsteins in Aufschlüssen im Schurwald (gezeichnet nach Photographien).

Oben: Goldboden (1168 c), Rohrleitungsgraben, südwestliche Wand. Die Ansicht der Wand ist spiegelbildlich (seitenverkehrt) gezeichnet, um eine einheitliche Orientierung und damit bessere Vergleichbarkeit der Schnittbilder zu erreichen.

Unten: Thomashardt-Schichten (1168 h), Baugrube des Hochbehälters sowie von SSE einmündender Rohrleitungsgraben. Lage der Aufschlußwände s. Abb. 43. Die Ansicht der Wand I ist spiegelbildlich (seitenverkehrt) gezeichnet, so daß sie gleich orientiert ist wie die ihr gegenüberliegende Wand II.

a - e: Bezeichnung der bei den Messungen unterschiedenen, meist durch eine tonige Zwischenlage voneinander getrennten Sandsteinhorizonte.

d+e: Hauptsandstein 4 ($\alpha 2 X$ darüber ist nicht eingezeichnet). Die Horizonte d+e von Wand VII sind auf Taf. 5, Fig. 1 photographisch abgebildet.

a+b: Hauptsandstein 3

Unterhalb $\alpha 2 VII$ zunächst bioturbates Äquivalent des Hauptsandsteins 2, darunter der feingeschichtete Hauptsandstein 1.

Dünne Linien: Feingeschichteter Sandstein, vermessene Schichtflächen (s. Abb. 45).

Dicke Linien: Erosionsflächen innerhalb der Sandsteinbänke.

Punkttraster: Tonstein und Wechsellagerungen von Tonstein mit Sandsteinplättchen.

Muschelsignatur: Gryphäenlagen.

I-VIII: Numerierung der Aufschlußwände in Abb. 43.

3. welchem Schnitt des Grundkörpers das reale Schnittbild jeweils entspricht.
4. welche Lage die Schnittbilder auf der Geraden relativ zu einem festgelegten Ursprung haben.

Grundsätzlich könnte die Bezugsgerade beliebig gewählt werden, tatsächlich aber schränkt die Forderung, die Orientierung und Lage der Geraden müsse in jedem Querschnitt zu bestimmen sein, die Auswahl stark ein. Es muß dazu nämlich eine feste Beziehung zwischen der Lage der Geraden und den meßbaren Eigenschaften der Schrägschichtung geben. Diese feste Beziehung besteht, abgesehen von Spezialfällen, nur bei einer Geraden, nämlich der in Schüttungsrichtung verlaufenden Gestaltachse (A-Achse). Ihr entlang ist das Streichen einheitlich, und zwar senkrecht zu ihr orientiert. Ist die Orientierung der A-Achse bekannt, läßt sich ihre Lage im einzelnen, konkreten Körper einfach bestimmen (s. WURSTER 1958: Abb. 5).

Die größte Schwierigkeit der Rekonstruktion besteht darin, daß sich i.a. nicht feststellen läßt, welcher Schnittlage im Grundkörper ein Schnittbild auf einer Aufschlußwand entspricht, denn es ist auch die Lage eben dieses Schnittbildes im realen Körper nicht bekannt. Jeder Schnitt des Grundkörpers müßte statistisch aus entsprechenden Schnitten realer Körper rekonstruiert werden, was aus eben genanntem Grund nicht möglich ist. Die Aufgabe, einen Körper aus Serienschnitten, deren Lage zueinander unbekannt ist, zu rekonstruieren, ist allgemein nicht lösbar.

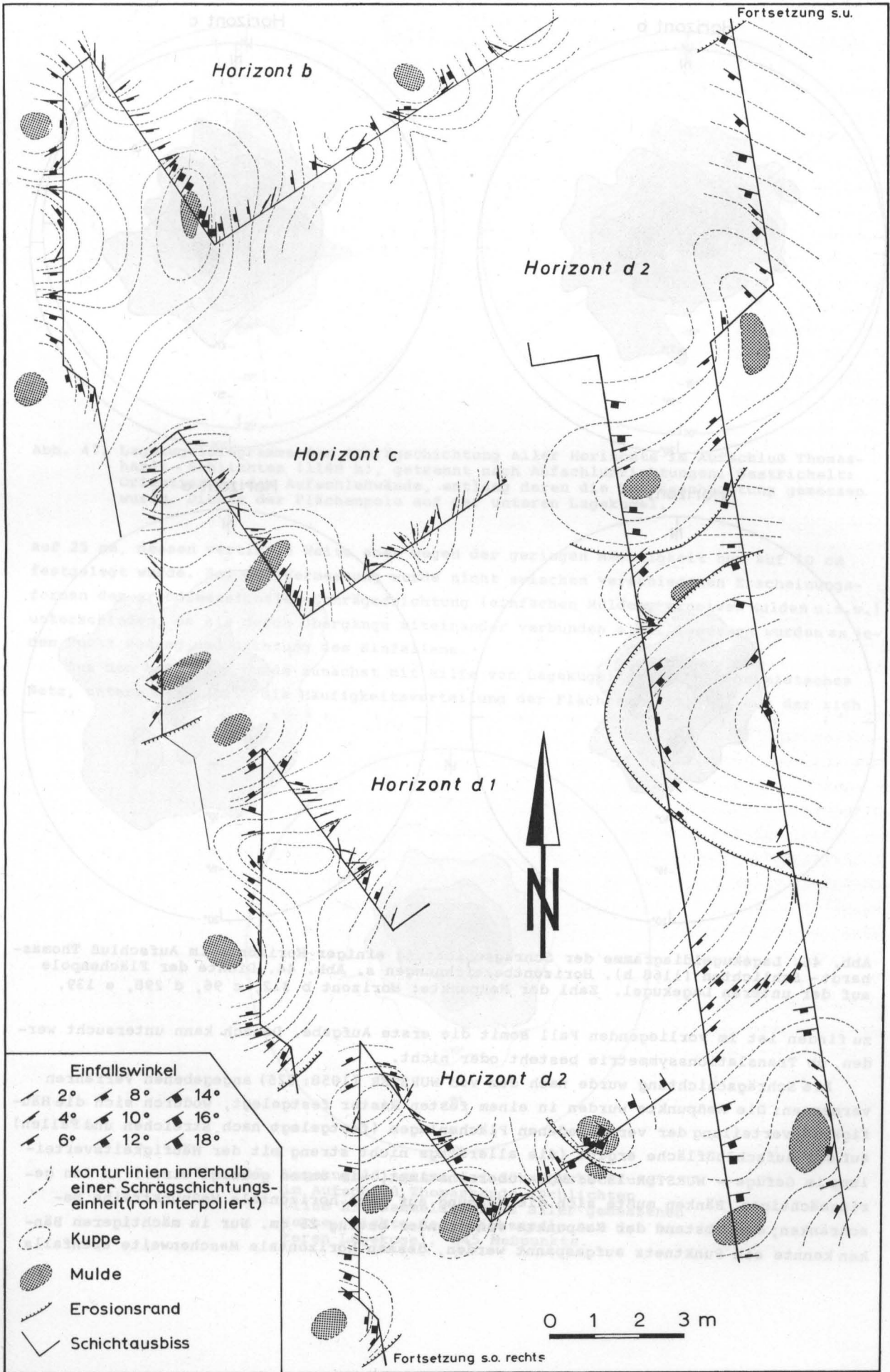
Ein Sonderfall liegt bei Körpern mit Translationssymmetrie in der Achsenrichtung (A-Achse) vor. Bei diesen haben die Schrägschichtungsblätter alle gleiche Größe und Gestalt und können durch lineare Verschiebung in der Achsenrichtung ineinander übergeführt werden. Bei einem solchen Grundkörper, der theoretisch in beiden Richtungen der A-Achse nicht begrenzt ist, sind alle gleich orientierten Schnitte deckungsgleich. In diesem Fall entfällt die Notwendigkeit, die Lage verschiedener Schnitte zueinander zu kennen; alle Schnitte auf einer Aufschlußfläche können als Variationen eines einzigen Schnitts durch den Grundkörper aufgefaßt und zur statistischen Rekonstruktion dieses einzigen Schnittes herangezogen werden.

Jeder Punkt eines Schnittes durch den Grundkörper ist durch zwei Koordinaten (Breite und Höhe) definiert; außerdem kommt jedem so definierten Punkt auf jedem gleich orientierten Schnitt derselbe Streich- und Fallwert zu. Daraus kann über eine einfache Integration, bei der kleine Gefällsstücke in der Medianebene zu einer Gefällskurve zusammengesetzt werden (WURSTER 1958: 340-341), die Form des Schrägschichtungsblatts rekonstruiert werden, aus dem in vielfacher Repetition der Grundkörper aufgebaut ist.

Wenn der Grundkörper dagegen aus Blättern aufgebaut ist, die sich nicht durch lineare Translation ineinander überführen lassen, die also etwa aus ungleichen Blättern aufgebaut sind (z.B. die zwiebelschalig struierte Füllung einer geschlossenen Mulde), sind alle Schnitte unterschiedlicher Lage auf der A-Achse voneinander verschieden. Punkte mit gleichen Koordinaten auf verschiedenen Schnitten, die gleich orientiert sind, können ganz unterschiedliche Streich- und Fallwerte haben und dementsprechend zu Blättern mit ganz unterschiedlicher Gestalt gehören. Es müßte in diesem Fall nicht nur eine Vielzahl gleichgerichteter Schnitte in bekannten Abständen voneinander rekonstruiert werden, sondern auch eine Vielzahl verschieden gestalteter Blätter. Die Aufgabe ist, wie oben bemerkt, anhand einer Aufschlußwand nicht lösbar.

Grundlage jeder Analyse ist nach diesen Überlegungen die Kenntnis der A-Achse; sie

- Abb. 45. Streichen und Fallen der Schrägschichtung in einigen Horizonten entlang der auf Abb. 44 abgebildeten Aufschlußwände im Aufschlußbereich Thomashardt - Schichten (1168 h); Grundriß vgl. Abb. 43. Die aus der Aufschlußwand ragenden Striche geben die Streichrichtung an, die daran hängenden Fähnchen die Einfallrichtung, die Länge der Fahne quer zum Strich den Einfallsbetrag. Gestrichelte Linien: Vermutete Änderung des Streichens vor und hinter der Aufschlußwand.



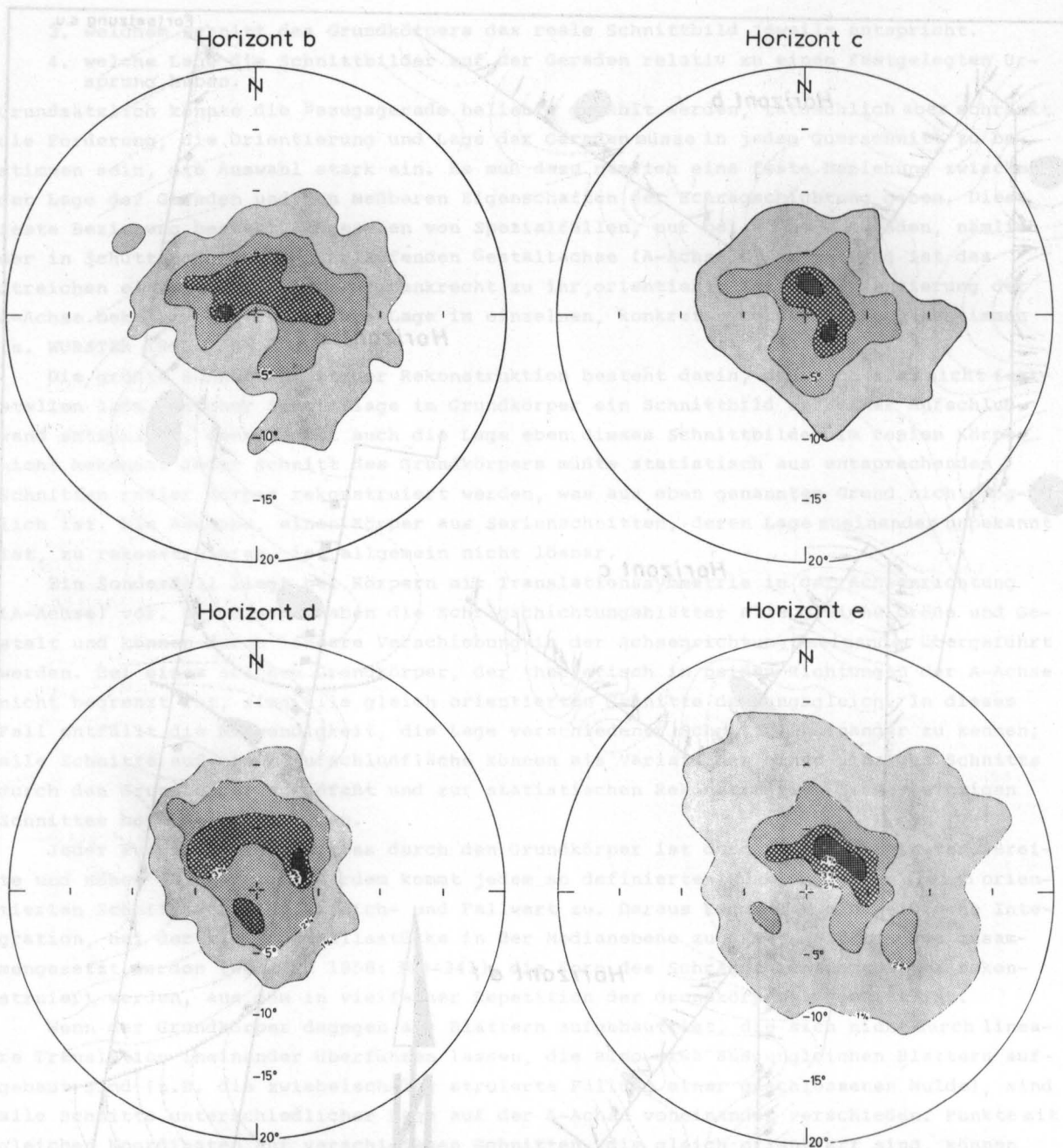


Abb. 46. Lagekugeldiagramme der Schrägschichtung einiger Horizonte im Aufschluß Thomashardt-Schichten (1168 h). Horizontbezeichnungen s. Abb. 44. Dichte der Flächenpole auf der unteren Lagekugel. Zahl der Meßpunkte: Horizont b 312, c 96, d 298, e 139.

zu finden ist im vorliegenden Fall somit die erste Aufgabe. Danach kann untersucht werden, ob Translationssymmetrie besteht oder nicht.

Die Schrägschichtung wurde nach dem von WURSTER (1958: 325) angegebenen Verfahren vermessen: Die Meßpunkte wurden in einem festen Raster festgelegt, wodurch sich die Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Flächenlagen (festgelegt nach Streichen und Fallen) auf der Aufschlußfläche ergibt (die allerdings nicht streng mit der Häufigkeitsverteilung im Gefüge - WURSTER 1958: 328 - übereinstimmt, wie unten gezeigt wird). In den geringmächtigen Bänken mußte sich die Messung auf eine horizontale Meßpunktreihe beschränken; der Abstand der Meßpunkte voneinander betrug 25 cm. Nur in mächtigeren Bänken konnte ein Punktnetz aufgespannt werden, dessen horizontale Maschenweite ebenfalls

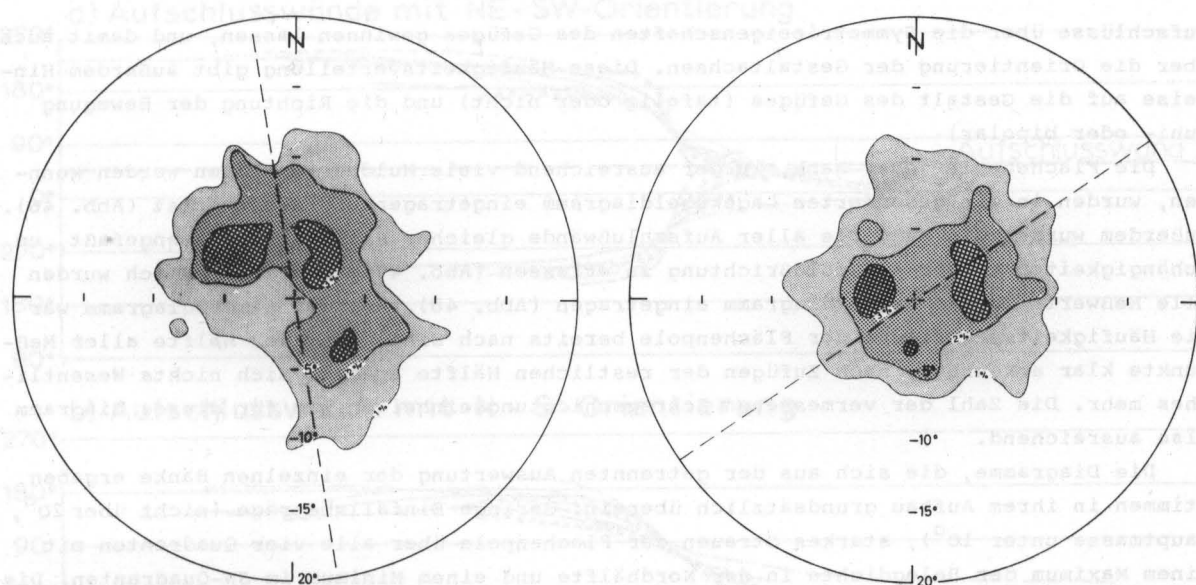


Abb. 47. Lagekugeldiagramme der Schrägschichtung aller Horizonte im Aufschluß Thomashardt-Schichten (1168 h), getrennt nach Aufschlußrichtungen. Gestrichelt: Orientierung der Aufschlußwände, entlang deren die Schrägschichtung gemessen wurde. Dichte der Flächenpole auf der unteren Lagekugel.

auf 25 cm, dessen vertikale Weite aber wegen der geringen Mächtigkeit nur auf 10 cm festgelegt wurde. Bei der Vermessung wurde nicht zwischen verschiedenen Erscheinungsformen der großdimensionalen Schrägschichtung (einfachen Mulden, erosiven Mulden u.s.w.) unterschieden, da sie durch Übergänge miteinander verbunden sind. Gemessen wurden an jedem Punkt Betrag und Richtung des Einfallens.

Aus den Meßwerten wurde zunächst mit Hilfe von Lagekugeldiagrammen (Schmidtsches Netz, untere Lagekugel) die Häufigkeitsverteilung der Flächen ermittelt, aus der sich

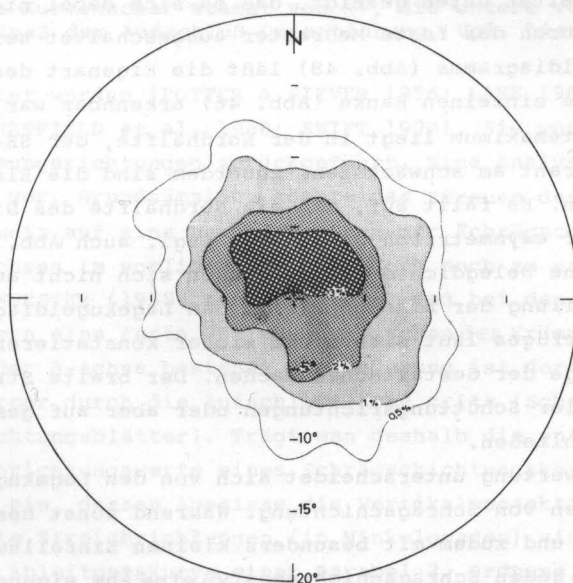


Abb. 48. Lagekugeldiagramm der Schrägschichtung im Aufschluß Thomashardt-Schichten (1168 h). Sammeldiagramm aller gemessenen Werte. Dichte der Flächenpole auf der unteren Lagekugel. 845 Meßpunkte.

Aufschlüsse über die Symmetrieeigenschaften des Gefüges gewinnen lassen, und damit auch über die Orientierung der Gestaltachsen. Diese Häufigkeitsverteilung gibt außerdem Hinweise auf die Gestalt des Gefüges (tafelig oder nicht) und die Richtung der Bewegung (uni- oder bipolar).

Die Flächenpole jeder Bank, in der ausreichend viele Mulden vermessen werden konnten, wurden in ein gesondertes Lagekugeldiagramm eingetragen und ausgewertet (Abb. 46). Außerdem wurden die Meßwerte aller Aufschlußwände gleicher Richtung zusammengefaßt, um Abhängigkeiten von der Aufschlußrichtung zu erfassen (Abb. 47), und schließlich wurden alle Meßwerte in ein Sammeldiagramm eingetragen (Abb. 48). Bei dem Sammeldiagramm war die Häufigkeitsverteilung der Flächenpole bereits nach Eintragung der Hälfte aller Meßpunkte klar erkennbar, nach Zufügen der restlichen Hälfte änderte sich nichts Wesentliches mehr. Die Zahl der vermessenen Schrägschichtungseinheiten war für dieses Diagramm also ausreichend.

Die Diagramme, die sich aus der getrennten Auswertung der einzelnen Bänke ergaben, stimmen in ihrem Aufbau grundsätzlich überein: Geringe Einfallsbeträge (nicht über 20° , Hauptmasse unter 10°), starkes Streuen der Flächenpole über alle vier Quadranten mit einem Maximum der Belegdichte in der Nordhälfte und einem Minimum im SW-Quadranten. Die Unterschiede zwischen den Diagrammen beruhen wahrscheinlich darauf, daß pro Bank nicht so viele Schrägschichtungseinheiten vermessen werden konnten, wie für eine Eigenschaftskonstanz der Diagramme nötig gewesen wäre. Vielleicht spielt auch eine Rolle, daß bei manchen Horizonten Messungen an N-S, bei anderen an SW-NE orientierten Wänden in der Überzahl sind; die Aufschlußrichtung hat Einfluß auf die Häufigkeitsverteilung (s.u.). Die Übereinstimmung läßt auf einen ähnlichen Gefügebau in allen Bänken schließen und berechtigt zu einer gemeinsamen Auswertung aller Meßwerte in einem Sammeldiagramm.

Ein Vergleich der Diagramme für verschiedene Aufschlußrichtungen (Abb. 47) zeigt, daß sich die Verteilung zwar nicht grundsätzlich ändert, daß aber doch eine deutliche Abhängigkeit besteht: Die Flächen, deren Streichrichtung am stärksten von der Aufschlußrichtung abweicht, sind jeweils auffallend häufig. Eine ähnliche Abhängigkeit hat auch WURSTER (1958: 328) bei seinen Messungen beobachtet und sie auf subjektive Einflüsse zurückgeführt. Es wird weiter unten gezeigt, daß es sich dabei nicht um subjektive Einflüsse handelt, die ja durch das feste Meßraster ausgeschaltet sein sollten.

Der Aufbau des Sammeldiagramms (Abb. 48) läßt die Eigenart des Gefüges, die schon in den Diagrammen für die einzelnen Bänke (Abb. 46) erkennbar war, noch deutlicher hervortreten: Das Belegdichtemaximum liegt in der Nordhälfte, der SE-Quadrant ist schwächer belegt, der SW-Quadrant am schwächsten. Außerdem sind die Einfallsbeträge im SW-Quadranten am niedrigsten. Es fällt auf, daß die Nordhälfte des Diagramms fast symmetrisch, die Südhälfte aber asymmetrisch gebaut ist (vgl. auch Abb. 46 u. 47). Zwei zueinander symmetrisch gelegene Belegdichte-Maxima ließen sich nicht ausscheiden.

Die Häufigkeitsverteilung der Flächenpole in den Lagekugeldiagrammen ist vieldeutig. Eine Bilateralität des Gefüges läßt sich nicht sicher konstatieren und deshalb auch keine Angabe über die Lage der Gestaltachse machen. Der breite Streubereich läßt entweder auf Überlagerung vieler Schüttungsrichtungen oder aber auf geschlossene Formen (rundlichen Grundriß) schließen.

Das Ergebnis der Auswertung unterscheidet sich von den Lagekugeldiagrammen fast aller bisher bekannten Typen von Schrägschichtung. Während sonst bestimmte Einfallsrichtungen auffallend selten und zudem mit besonders kleinen Einfallswinkeln verbunden sind, so daß die Diagramme für jeden Schrägschichtungstyp eine ihm eigene Form haben (WURSTER 1958: Abb. 25 u. 27), sind im vorliegenden Fall alle Richtungen stark vertreten, die Unterschiede sind im Vergleich zu anderen Typen viel geringer. Auch ist die Abhängigkeit des Einfallsbetrags von der Einfallsrichtung sehr viel geringer.

Eine starke Streuung der Streich- und Einfallsrichtungen ist auch in anderen Flach-

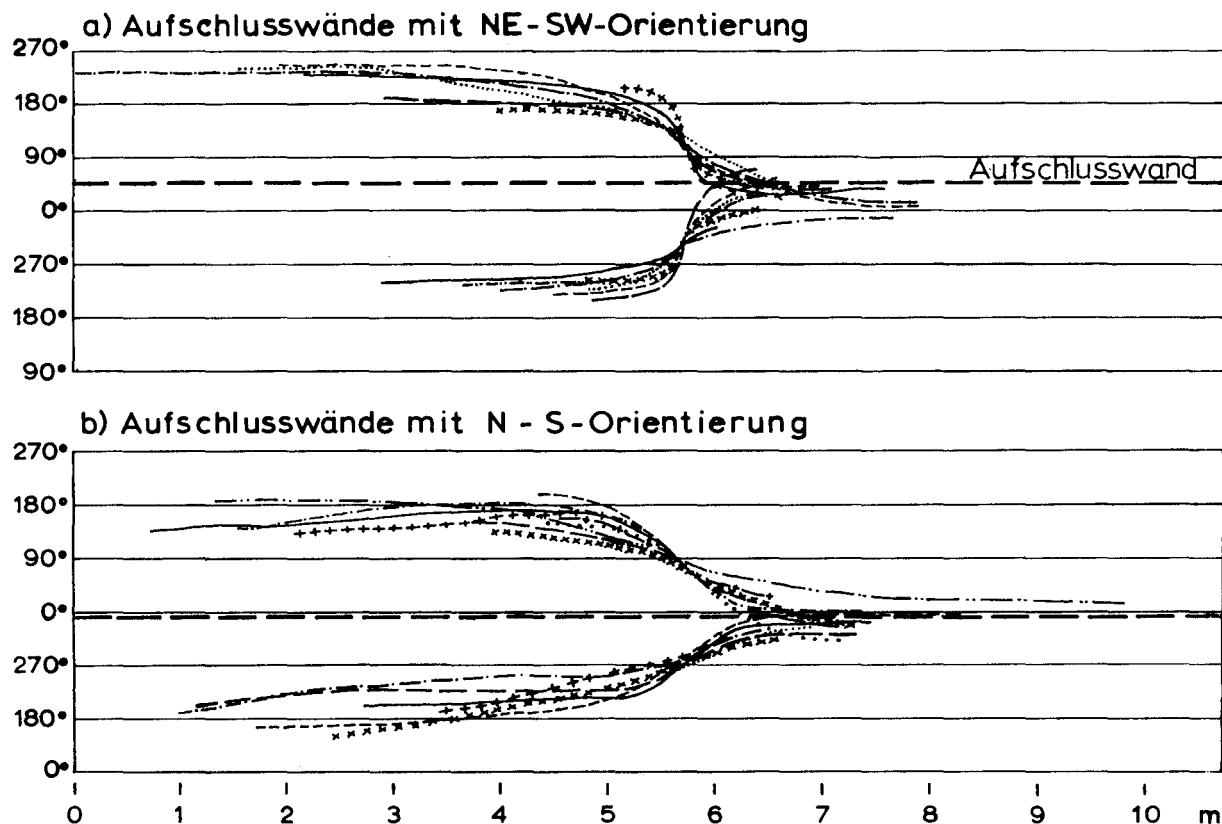


Abb. 49. Änderung der Einfallsrichtung innerhalb muldenförmiger Schrägschichtungseinheiten entlang von Aufschlußflächen. Jede Kurve entspricht einer Einheit; die Länge des Wandstücks, über die jeweils gemessen wurde, ist aus der Abszisse zu entnehmen; die Kurven sind im Bereich ihrer Wendepunkte zur Deckung gebracht. Im Diagramm a) liegt NE links, in b) liegt N links. Auf der Ordinate sind die Einfallsrichtungen verzeichnet. Die obere Kurvenschar in a) stammt von Mulden, deren NW-Hälfte von der Aufschlußwand angeschnitten war, die untere von solchen, deren SE-Hälfte angeschnitten war. Entsprechendes gilt bei b): die obere Kurvenschar stammt von W-, die untere von E-Hälften. Dick gestrichelt: Winkelmaß der Aufschluß-Orientierung, Vgl. hierzu Abb. 45 und 50.

seedimenten beobachtet worden (POTTER & SIEVER 1956; LANE 1963; WERMUND 1965; Sedimentation Seminar 1966; HATFIELD et al. 1968; SWIFT 1970). Sie wurden in diesen Fällen auf stark wechselnde Strömungsrichtungen zurückgeführt. Eine Analyse der Geometrie liegt jedoch in keinem Fall vor. Grundsätzlich könnte das Streuen der Richtungen auch in manchen dieser Fälle Hinweis auf eine besondere Form der Schrägschichtungskörper sein.

Um die Lage der Achsen im vorliegenden Fall doch noch zu ermitteln, wurde ein zweiter Weg beschritten. WURSTER (1958) konnte zeigen, daß bei den von ihm analysierten Schrägschichtungskörpern eine feste Beziehung zwischen der Krümmungsänderung der Schichtflächen und der Lage der A-Achse besteht: die Änderung ist dort am größten, wo die Achse beim jeweiligen Körper durch die Aufschlußfläche tritt (Scheitel der parabolähnlich gekrümmten Schrägschichtungsblätter). Trägt man deshalb die entlang einer Aufschlußfläche gemessenen Streichrichtungswerte eines Schrägschichtungskörpers in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein, dessen Abszisse die Vertikalprojektion der Aufschlußfläche und dessen Ordinate die Streichrichtungen (in Winkelgraden) sind, so ergibt sich eine Kurve, deren Form der Ableitungskurve einer Parabel 2. Ordnung, also einer Parabel 3. Ordnung ähnelt (WURSTER 1958: Abb. 6 bu. c, 7 bu. c, 8 bu. c), und deren Wendepunkt im Durchtrittspunkt der A-Achse liegt.

Es wurden im vorliegenden Fall entsprechende Kurven gezeichnet, und diese zeigten einen ganz ähnlichen Verlauf wie die von WURSTER gewonnenen (Abb. 49). Es bestand jedoch

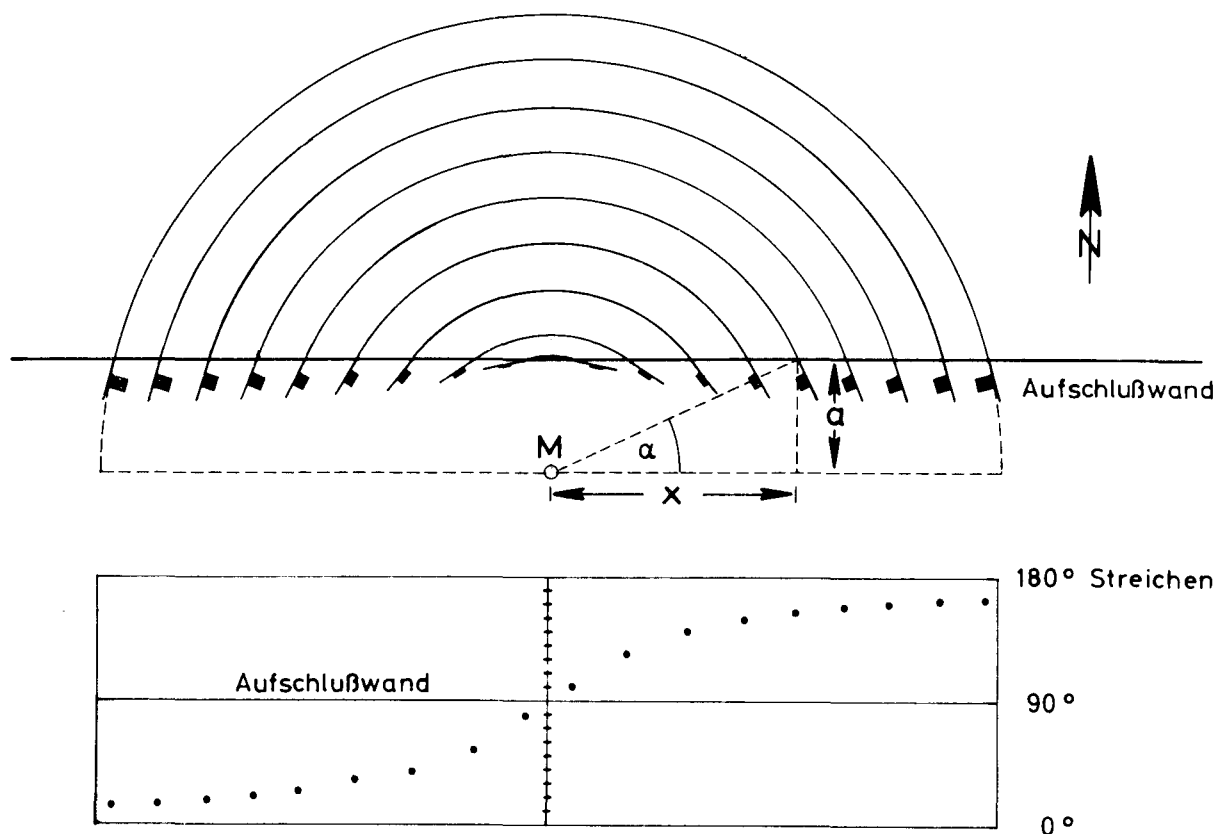


Abb. 50. Schematische Skizze zur Erläuterung des Einflusses der Aufschlußorientierung auf die Schrägschichtungsmessung (vgl. Abb. 47 u. 49). Dargestellt ist ein muldenförmiger Schrägschichtungskörper mit kreisförmigem Grundriß (Mittelpunkt M), dessen N-Hälfte von der Aufschlußwand angeschnitten ist. Die Streich- und Fallrichtungen sind entsprechend Abb. 45 eingetragen. Die gestrichelte Skizze deutet die geometrischen Beziehungen an, nach denen sich die Streich- und Fallrichtungen berechnen lassen.

Im unteren Diagramm sind die errechneten Streichrichtungen durch Punkte markiert. Wird die durch die Punkte verlaufende Kurve um 90° nach unten verschoben, so ergibt sich die Kurve für die Änderung der Einfallrichtungen entsprechend Abb. 49. Weitere Erläuterungen s. Text.

ein großer Unterschied: Die Lage der Wendepunkte zeigte eine auffallend starke Abhängigkeit von der Aufschlußrichtung, d.h. die zum jeweiligen Wendepunkt gehörige Achsenrichtung stand in der Regel senkrecht auf der Aufschlußrichtung (Abb. 49). Das zeigt, daß es sich nicht um eine im Gefüge festliegende Symmetrie handeln kann. Damit hatte auch dieser Versuch zu einem negativen Ergebnis geführt.

Die folgenden Überlegungen sollen darlegen, daß die mit dem Rasterverfahren WURSTERS gewonnene Häufigkeitsverteilung der Streichrichtungen auf der Aufschlußfläche u.U. beträchtlich von der Häufigkeitsverteilung im Schrägschichtungskörper selbst abweichen kann. Nimmt man einen Grundkörper von kreisförmigem Grundriß (Abb. 50), so sind darin alle Streich- (und Fall-) Richtungen gleich häufig. Wird dieser Körper an beliebiger Stelle von einer vertikalen Fläche angeschnitten, so ändert sich das Streichen auf den Flügeln von Meßpunkt zu Meßpunkt (gleiche Abstände der Rasterpunkte vorausgesetzt) nur wenig, zur Mitte hin aber immer stärker, d.h. ein gleiches Streichrichtungsintervall nimmt auf den Flügeln eine viel größere Strecke und damit Fläche der Aufschlußwand ein als in der Mitte. Da die Beziehung für jede gleich orientierte Schnittlage gilt, wird diese Ungleichheit nicht durch die Kombination vieler Schnittlagen ausgeglichen: Die Streichrichtungen, die von der Aufschlußrichtung nur wenig abweichen, sind in jedem Fall unterrepräsentiert.

Die Orientierung der Aufschlußwand übt bei allen gekrümmten Schichtflächen einen ähnlichen Einfluß aus. Der Einfluß ist umso geringer, je mehr sich die starke Richtungsänderung auf einen nur kleinen Bereich der Gesamtfläche (Scheitel) beschränkt. Dies ist bei parabol- und hyperbolartigen Flächen und bei langgestreckten Ellipsoiden der Fall. Im Extremfall tafelförmiger Schrägschichtung mit geradem Verlauf besteht kein Einfluß der Aufschlußorientierung mehr.

Die Abhängigkeit der Belegdichte der Flächenpole im Lagekugeldiagramm von der Aufschlußrichtung wie auch die "Scheinachsen" senkrecht zur Aufschlußwand (s.o.) sprechen für geschlossene, rundliche Mulden im vorliegenden Fall. Diese Gestalt wird noch wahrscheinlicher durch folgende weitere Eigenschaft der oben besprochenen Kurven (Abb. 47). Im Unterschied zu dem von WURSTER (1958) beschriebenen Fall kommen im vorliegenden spiegelbildlich zueinander verlaufende Kurven vor (und zwar etwa gleich häufig), d.h. bald liegt der linke Ast höher als der rechte, bald ist es umgekehrt. Das bedeutet, daß die Änderung des Streichens (und entsprechend der Fallrichtung) in entgegengesetztem Sinn verlaufen kann. Dies ist bei geschlossenen Mulden zu erwarten: je nach der Lage des Schnittes - Tiefstes der Mulde vor oder hinter der Aufschlußwand - ist die Krümmung der Schrägschichtungsflächen auf den Betrachter zu- oder von ihm abgewandt.

Noch ein weiterer wichtiger Unterschied besteht: Während bei den von WURSTER (1958) beschriebenen Schrägschichtungskörpern die Streichrichtungen beim Messen entlang einer Aufschlußfläche sich nur in einem bestimmten Sektor bewegen, der maximal 90° umfaßt (WURSTER 1958: Abb. 14), gibt es im vorliegenden Fall keinen derartigen Grenzwert. Der Bereich fortlaufender Änderung beträgt bei erosiven Mulden fast immer mehr als 90° , häufig bis 180° und darüber, bei welliger Schrägschichtung 360° . Dies ist ein weiterer Hinweis für die vermutete schüsselförmige Gestalt der im Schnitt muldenförmigen Schrägschichtung. Der Winkelbereich in welliger Schrägschichtung von 360° weist auf ein System von Mulden und Kuppen mit rundlichem Grundriß hin.

Um weitere Informationen über die großdimensionale Schrägschichtung zu erhalten, wurde versucht, die räumliche Gestalt in solchen Fällen direkt zu rekonstruieren, in denen verschiedene Aufschlußwände nahe beieinander lagen, z.B. im Fall gegenüberliegender Grabenwände oder wo Wände im Winkel aufeinandertrafen (Ecken und Vorsprünge in der Baugrube und im Graben). Ein Teil der Ergebnisse ist in Abb. 45 dargestellt.

Es wurde in der Abb. 45 der Ausbiß jeder vermessenen Schicht gesondert im Grundriß dargestellt und die Meßpunkte entlang des Ausbisses eingetragen. An jedem Meßpunkt wurde die gemessene Streichrichtung als kurze Linie eingezeichnet, die Fallrichtung wurde durch ein von dieser Linie abstehendes schwarzes Fähnchen, der Fallwinkel durch die Breite des Fähnchens markiert.

Da sich das Streichen entlang des Ausbisses meist kontinuierlich ändert (abgesehen von kleinen Unregelmäßigkeiten durch lokale Wellungen), ist anzunehmen, daß dasselbe auch in den nicht zugänglichen Teilen der Bank der Fall ist. Es kann daher in groben Zügen die Änderung des Streichens vor und hinter den Aufschlußflächen interpoliert werden; die in Abb. 45 eingetragenen gestrichelten Linien deuten die mögliche Änderung der Streichrichtungen an. Trotz aller Unsicherheiten einer solchen Rekonstruktion wird doch klar:

1. Der Schrägschichtung liegt tatsächlich ein System geschlossener Mulden und Kuppen zu Grunde, deren Grundriß stark variieren kann.
2. Im Bereich der Mulden ist das Einfallen der Schrägschichtung wesentlich stärker als im Bereich der Kuppen; liegen die Mulden weit voneinander entfernt, so werden die dazwischen liegenden Kuppen praktisch zu Ebenen, d.h. es liegt dann eine Schichtfläche vor, in die zerstreut Mulden eingetieft sind (primär einfache Mulden).
3. Die Mulden zeigen mehr oder minder deutlich einen asymmetrischen Bau. Das Muldentiefste liegt exzentrisch in südlicher Richtung verschoben, so daß der nördliche Flügel z.T. viel breiter ist als der südliche (in Abb. 49 sind die Kurvenäste links des Wendepunkts länger als rechts davon; vgl. auch Abb. 44). Damit zusammenhängend ist der nördliche, in südlicher Richtung einfallende Teil der Muldenfüllung breiter als der südliche, wodurch das Maximum der Belegdichte in der Nordhälfte der Lagekugeldiagramme erklärt wird. Diese Eigenschaften ließen sich entlang des Rohrleitungsgrabens über den Schurwald zwischen Krapfenreut (1168 m) und Manolzweiler (1168 c) überall beobachten, wo die Horizonte Hauptsandstein 3+4 aufgeschlossen waren.

Auf die Frage nach der Schüttungsrichtung gibt allenfalls der unter 3. angeführte asymmetrische Bau der Mulden einen Hinweis. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß schräggeschichtete Sandsteinbänke nach E z.T. in Rinnenhorizonte übergehen (S. 178), und daß die Schichten der Füllung dieser Kolkrinnen, soweit sie nicht horizontal verlaufen, stets nach SE einfallen. Insgesamt spricht somit die großdimensionale Schräg-schichtung für generellen Transport von Norden.

Der hier rekonstruierte Schichtungstyp ist sicher nicht auf die untersuchten Horizonte beschränkt. Die Mulden mit umlaufendem Streichen gibt es in allen feingeschichteten Sandsteinbänken der Schichtfolge. Die Kreuzschichtung der hier besprochenen Sandsteine kann als System ineinander geschachtelter erosiver Mulden verstanden werden. Damit ist ihre Eigenart, daß ihre Schrägschichtung in keiner Richtung einheitliches Einfallen aufweist, zwanglos erklärt. Die Mulden und Kuppen können, wie bereits erwähnt, in ihrem Grundriß stark variieren. Ein Beispiel stark gestreckter Schrägschichtungs-körper sei aus dem Gmünder Sandstein dargestellt (vgl. Abb. 51 u. 52, Taf. 5, Fig. 4 u. 5).

Im Aufschluß Mutlangen (272) ist der Gmünder Sandstein auf 60 m Länge in einer Mächtigkeit von 160-180 cm aufgeschlossen. Über einer basalen, 40 cm mächtigen Sandsteinbank in welliger Feinschichtung (Einheit I der Abb. 51) folgt ein 60 cm mächtiger Horizont, der abschnittsweise kreuzgeschichtet ist, sonst teils wellige, teils ebene Feinschichtung aufweist. Die oberen 60-80 cm des Sandsteins (Einheit VI) sind eben feingeschichtet.

Der Bau eines 10 m langen, kreuzgeschichteten Abschnitts wird hier herausgegriffen (Abb. 51). In dem Abschnitt wurden vier Schrägschichtungseinheiten ausgeschieden (II-IV der Abb. 51); weitere Einheiten am SW-Ende der Wand waren schlecht aufgeschlossen.

Die Aufschlußwand zeigt ein alternierendes Anschwellen und Ausdünnen der Einheiten. Jede Einheit ist mindestens 5 m lang. Blickt man im Aufschluß nach NW (Taf. 5, Fig. 4), also spitzwinklig zur Aufschlußwand, so ergänzen sich die Einheiten in den bajonnett-förmigen Vorsprüngen zu alternierend übereinander liegenden Linsen, deren Breite auf 2 m geschätzt werden kann.

Um die laterale Entwicklung des Streichens und Fallens in den einzelnen Einheiten darstellen zu können, wurden deren Werte, soweit möglich, in einem Punktnetz von 20 cm Maschenweite gemessen. Die Meßpunkte einer Einheit wurden auf eine Gerade projiziert und die Meßwerte entsprechend Abb. 45 eingetragen (Abb. 51 unten) (die Meßwerte sind um den Betrag der tektonischen Verstellung - Einfallen 6° nach S - graphisch korrigiert). Es ergaben sich relativ konstante Einfallrichtungen über mehrere Meter und ein Umschwenken der Streichrichtungen beim Ausdünnen in Längsrichtung (Einheiten IV u. V). Die Gesamtdarstellung aller Meßwerte in einem Polar-Netz (für eine statistische Auswertung entsprechend Abb. 46-48 war die Zahl der Meßpunkte zu gering) zeigt deutlich Bipolarität, aber auch den großen Streubereich der Richtungen (Abb. 52). Die Messungen bestätigen die unmittelbare Anschauung im Aufschluß: es handelt sich bei den Schrägschichtungseinheiten primär um flache, langgezogene, laibförmige Körper, deren Feinschichten hauptsächlich senkrecht zur Längserstreckung einfallen.

Die Körper zeigen alle Grade der Eintiefung ineinander. Die Art, wie die Einheit III in II eingetieft ist (Abb. 51; Taf. 5, Fig. 4 u. 5), zeigt, daß die Erosion dem primären Relief gefolgt ist: die Erosionsfläche fällt gleich ein wie die unterlagernden Feinschichten von II; der Erosionsbetrag muß hier noch sehr gering gewesen sein. Bei fortschreitender Erosion können dann Bereiche der Linse angeschnitten werden, deren Feinschichtung in wesentlich anderer Richtung einfällt als die Erosionsfläche.

In ähnlicher Weise dominiert im kreuzgeschichteten Mutlanger Sandstein des Aufschlusses Oberbettringen (208) (s. Taf. 6, Fig. 1) SE-NW-Streichen der Schrägschichtung, so daß auch dort mit langgezogenen Mulden zu rechnen ist.

Bei langgezogenen erosiven Mulden scheint sich die Erosion in Richtung der Längsachse vollzogen zu haben, wie Erosionsformen zeigen (Taf. 12, Fig. 3 u. 4). Ausgefüllt

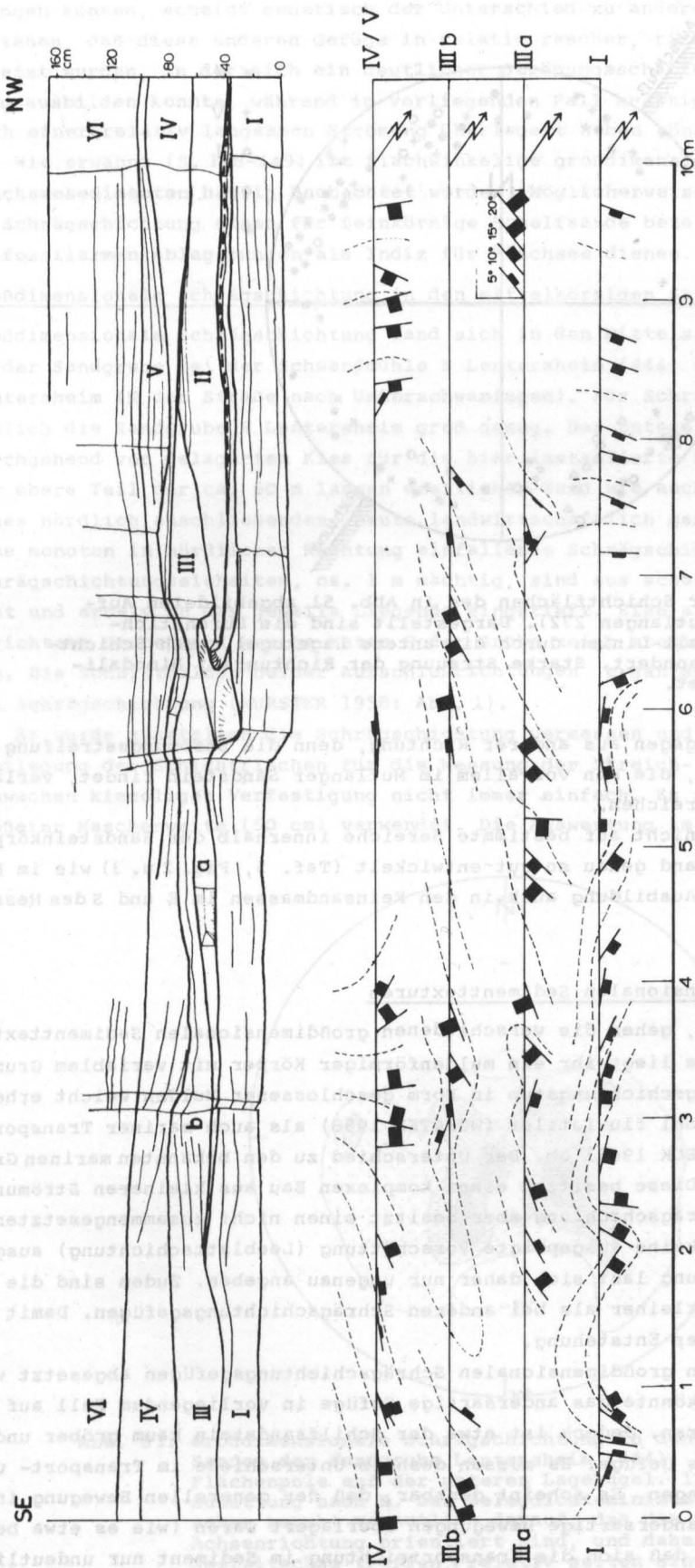


Abb. 51. Schrägschichtung im Mutlanger Sandstein bei Mutlangen (272), Ausschnitt aus einem ca. 50 m langen Aufschluß.
 Oben: Ansicht nach einer photographischen Bildserie; Knicke im Wandverlauf perspektivisch gesehen (vgl. Taf. 5, Fig. 4 u. 5). I-VI: Schichtungseinheiten. Dünne Linien: Schichtflächen, soweit im Aufschluß erkennbar. Dicke Linien: Erosionsflächen.
 Unten: Verlauf des Streichens und Fallens entlang der Aufschlußwand, getrennt nach den einzelnen Schrägschichtungseinheiten. Darstellungweise mit Fähnchen entsprechend Abb. 45. Gestrichelte Linien: Vermutete Änderung des Streichens vor und hinter der Aufschlußwand.
 Die Bank I ist wellig feingeschichtet. II-V sind Einheiten großdimensionaler Schrägschichtung, die Einheit VI ist eben feingeschichtet mit eingeschalteten Lagen von Seegangrippeln.

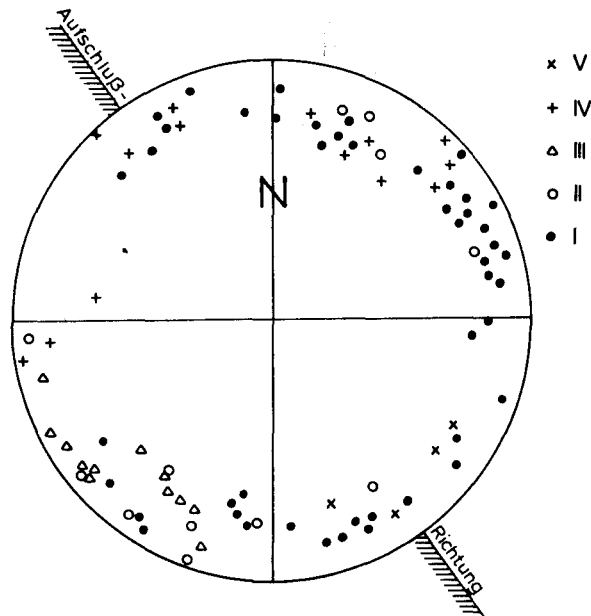


Abb. 52. Einfallen der Schichtflächen des in Abb. 51 abgebildeten Aufschlusses (Mutlangen 272). Dargestellt sind die Durchstichpunkte der Fall-Linien durch die untere Lagekugel, nach Schicht-einheiten gesondert. Starke Streuung der Richtungen, Bimodalität angedeutet.

wurden die Erosionsformen dagegen aus anderer Richtung, denn die Strömungstreifung in den Schrägschichtungspaketen, die man vor allem im Mutlanger Sandstein findet, verläuft schräg oder senkrecht zum Streichen.

Die Kreuzschichtung ist nicht auf bestimmte Bereiche innerhalb der Sandsteinkörper beschränkt. Sie ist am Westrand genau so gut entwickelt (Taf. 5, Fig. 2 u. 3) wie im E. Sie findet sich in gleicher Ausbildung auch in den Feinsandmassen im E und S des Hesselberggebiets.

Gemeinsame Züge der großdimensionalen Sedimenttexturen

Wie oben bereits erwähnt, gehen die verschiedenen großdimensionalen Sedimenttexturen ineinander über; zugrunde liegt ihr ein muldenförmiger Körper mit variablem Grundriß. Der hier gefundene Schrägschichtungstyp in Form geschlossener Mulden weicht erheblich von bekannten Typen sowohl fluviatiler (WURSTER 1958) als auch mariner Transportkörper (HÜLSEMANN 1955, REINECK 1963) ab. Der Unterschied zu den bekannten marinen Großrippeln ist offensichtlich. Diese besitzen einen komplexen Bau aus kleineren Strömungsrippeln, die vorliegende Schrägschichtung aber besitzt einen nicht zusammengesetzten, einfachen Bau. Außerdem ist keine ausgeprägte Vorschüttung (Leeblattschichtung) ausgebildet, eine Schüttungsrichtung läßt sich daher nur ungenau angeben. Zudem sind die Einfallswinkel wesentlich kleiner als bei anderen Schrägschichtungsgefügen. Damit stellt sich die Frage nach der Entstehung.

Die meisten Sande, die in großdimensionalen Schrägschichtungsgefügen abgesetzt wurden, sind gröberkörnig; man könnte das andersartige Gefüge in vorliegendem Fall auf die Feinheit des Korns zurückführen. Jedoch ist etwa der Schilfsandstein kaum gröber und besitzt doch ein ganz anderes Gefüge. Es müssen deshalb Unterschiede im Transport- und Ablagerungsmechanismus vorliegen. Es scheint denkbar, daß der generellen Bewegung in Transportrichtung so starke andersartige Bewegungen überlagert waren (wie es etwa bei Stürmen der Fall sein kann), daß sich die Transportrichtung im Sediment nur undeutlich abbilden konnte. Auch wenn erst rezente Beispiele über die Entstehung volle Klarheit

bringen können, scheint genetisch der Unterschied zu anderen Transportgefügen darin zu bestehen, daß diese anderen Gefüge in relativ rascher, richtungskonstanter Strömung abgesetzt wurden, in der sich ein deutlicher Strömungsschatten und damit Leeblattschichtung ausbilden konnte, während im vorliegenden Fall kräftige oszillatorische Bewegungen sich einer relativ langsamen Strömung überlagert haben könnten.

Wie erwähnt (S. 148-149) ist flachwinkelige großdimensionale Schrägschichtung in Flachseesedimenten häufig beobachtet worden. Möglicherweise stellt die hier beschriebene Schrägschichtung einen für feinkörnige Schelfsande bezeichnenden Typ dar und könnte in fossilarmen Ablagerungen als Indiz für Flachsee dienen.

Großdimensionale Schrägschichtung in den mittelkörnigen Sanden des Hesselberggebiets

Großdimensionale Schrägschichtung fand sich in den Mittelsandmassen SW Himmerstall (428), in der Sandgrube bei der Schwandmühle N Lentersheim (444) und am östlichen Ortsrand von Lentersheim (N der Straße nach Unterschwaningen). Für Schrägschichtungsmessungen war lediglich die Sandgrube N Lentersheim groß genug. Der untere Teil der Wände ist fast durchgehend von gelagertem Kies für die hier installierte Betonmischanlage verdeckt. Der obere Teil der ca. 60 m langen westlichen Wand wie auch die ca. 20 m lange Ostwand eines nördlich anschließenden, heute landwirtschaftlich genutzten Grubenteils zeigen eine monoton in nördlicher Richtung einfallende Schrägschichtung (Taf. 5, Fig. 6). Die Schrägschichtungseinheiten, ca. 1 m mächtig, sind aus schaufelförmigen Blättern aufgebaut und erosiv in das jeweils Liegende eingetieft. Eine alte, E-W orientierte, nach S gerichtete Grubenwand wenige Meter S der Grube zeigt erosiv ineinander eingetiefte Mulden. Die Schnittbilder beider Aufschlußrichtungen ergänzen sich zu dem der trogförmigen Schrägschichtung (WURSTER 1958: Abb. 1).

Es wurde zusätzlich die Schrägschichtung vermessen und statistisch ausgewertet. Die Freilegung der Schichtflächen für die Messung der Streich- und Fallwerte war wegen einer schwachen kieseligen Verfestigung nicht immer einfach. Es wurde daher ein Meßnetz mit größerer Maschenweite (50 cm) verwendet. Die Auswertung im Lagekugeldiagramm (Abb. 53:

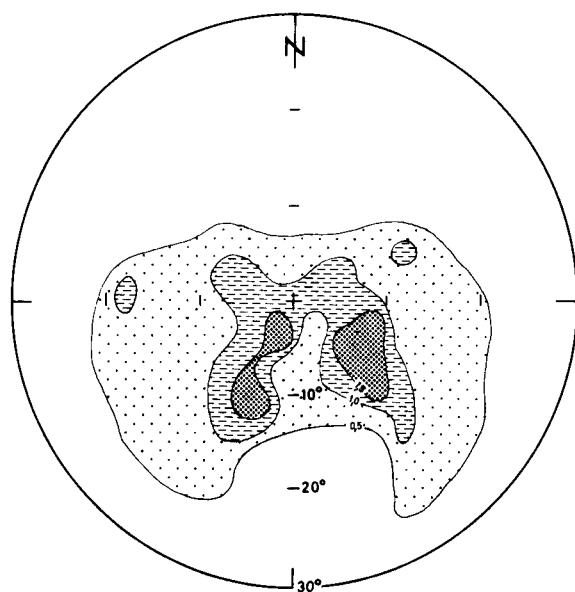


Abb. 53. Großdimensionale Schrägschichtung in den mittelkörnigen Sanden der Sandgrube Lentersheim (444). Belegdichte der Flächenpole auf der unteren Lagekugel. 125 Meßpunkte. Schüttung nach N. Das Belegdichteminimum in der Schüttungsachse beruht vermutlich darauf, daß die Aufschlußwände in Achsenrichtung orientiert sind, und daher Schnitte, die die Gestaltachse treffen, relativ selten sind.

Flächenpole auf der unteren Lagekugel, Schmidtsches Netz) ergab je ein Belegdichtemaximum im SW- und im SE-Quadranten; die Nordhälfte der Lagekugel war nur schwach besetzt. Die beiden Maxima gehören sicher einem einheitlichen, schaufelförmigen Grundkörper an; im Unterschied zu den Lagekugeldiagrammen von WURSTER (1958) ist jedoch der Bereich der A-Achse auffallend dünn mit Flächenpolen belegt. Der Grund dafür ist wahrscheinlich darin zu suchen, daß die vermessenen Aufschlußwände gleich orientiert sind wie die Achsen (genau S-N); bei dieser Konstellation ist die Wahrscheinlichkeit, daß die Körper im Medianbereich angeschnitten werden, besonders gering.

Die Schrägschichtung zeigt unzweifelhaft einen kräftigen und zügigen Transport von S nach N an. Andere Schüttungsrichtungen ließen sich nicht feststellen. Nach VIOHL (1969: 26 u. 34) sollen auch kleinere Schüttungskörper mit stark wechselnden Schüttungsrichtungen vorkommen. Möglicherweise sind diese heute von dem oben erwähnten, zur Betonherstellung gelagerten Kies verdeckt. Vielleicht handelt es sich auch gar nicht um echte Schrägschichtung, sondern um schräge Ablösungsflächen (? durch Entlastung), die in dem Sand ziemlich häufig vorkommen; solche Ablösungsflächen sind übrigens auch in verwitterten feinkörnigen Sandsteinen, sofern sie weich genug sind, verbreitet.

Der Aufschluß in der Schlucht SW Himmerstall war für eine größere Zahl von Schrägschichtungsmessungen zu ungünstig. Das Einfallen legt jedoch auch dort Schüttung von S nach N nahe.

5.1.5 Kleindimensionale Sedimenttexturen

Kleinrippelschichtung

Kleinrippelschichtung ist am Aufbau der Sandsteine in wechselndem, insgesamt aber geringem Ausmaß beteiligt. Am geringsten ist der Anteil in massiven Sandsteinkomplexen. Die Sandsteinbänke in nicht kompakten Bereichen der Sandsteinkörper schließen oben des öfteren mit einer Rippellage ab. Diese kann durch spätere Überprägung der Bankoberfläche entstanden sein, so daß eine Erosionsdiskordanz resultiert (Abb. 54, 6; vgl. Kap. 5.2.1.; H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER 1970: Abb. 3-27). Viel häufiger jedoch geht die Kleinrippelschichtung kontinuierlich aus ebener Feinschichtung im Liegenden hervor (Abb. 54). Neben abschließenden Einzellagen kommen hierbei auch Rippelsequenzen vor (s.u.).

In Wechsellagerungen beobachtet man Rippelschichtung etwas häufiger, jedoch überwiegt auch hier ebene Feinschichtung. Die Unstetigkeit der Sandsteinbänkchen in Wechsellagerungen ist viel häufiger auf andere Ursachen zurückzuführen als auf isolierte Rippeln; teils sind es flache, sanderfüllte Erosionsformen (Taf. 11, Fig. 3-5), teils Relikte ursprünglich durchziehender Lagen, die entweder erosiv (Taf. 3, Fig. 2; Taf. 11, Fig. 4 u. 5) oder durch Bioturbation (Taf. 19, Fig. 6) nachträglich unterbrochen worden sind. "Linsenschichtung" im Sinne von REINECK (1960b; 1961; 1968) tritt stark zurück (vgl. Taf. 2, Fig. 5 und Taf. 3, Fig. 6). Echte "Linsen" (isolierte Rippeln) treten immer in vereinzelt Lagen und dann meist als "Dünnlinsen" (REINECK 1968) auf.

Relativ am häufigsten ist Rippelschichtung in den Siltlagen der Tonsteinhorizonte des westlichen Württembergs ("Pappendeckel" u.ä.).

Die Rippeln bedecken oft nur kleinere Flächen und klingen schon im Aufschluß aus. Im Aufschluß Wahlenheim (311) waren zwei Flächen von 20 bzw. 50 m Länge in Fortpflanzungsrichtung der Rippeln aufgeschlossen. Die größte einheitlich mit Rippeln bedeckte Fläche, die im Arbeitsgebiet festgestellt wurde, ist die Oberfläche der basalen Sandsteinbank des Gmünder Sandsteins im Aalener Gebiet; sie erstreckt sich über mindestens 20 qkm.- Fünf Typen von Kleinrippeln wurden unterschieden.

Rippeln mit geraden Kämmen

Äußere Form

Die Kämmen dieses Rippeltyps verlaufen gerade oder leicht geschwungen. Der Abstand der

Kämme liegt zwischen 6 und 19 cm. Kürzere Abstände wurden nie gefunden. Der durchschnittliche Abstand beträgt 10-12 cm. Die Rippelhöhe erreicht maximal 2 cm.

Der Umriss des Querschnitts ist überwiegend symmetrisch bis leicht asymmetrisch. Die Kämme können dachfirstartig scharf oder breit gerundet sein, unabhängig vom Grad der Symmetrie des Querschnitts. Vergabelungen von Kämmen kommen vor, nie jedoch wurde ein zungenförmiges "Ausbrechen" nach vorn, wie es für Strömungsrippeln mit geraden Kämmen typisch ist (REINECK & WUNDERLICH 1968: 342), beobachtet.

Bei Ripplern mit geraden Kämmen und Leeblattschichtung können grundsätzlich sowohl Oszillations- als auch Strömungsrippeln vorliegen. Beide unterscheiden sich durch die Symmetrie ihres Querschnitts (Asymmetrie-Index), das Verhältnis des Rippelabstands zur Rippelhöhe (Rippel-Index) und die Neigung des Leehangs (Leehangwinkel) (TANNER 1966; REINECK & WUNDERLICH 1968). Der Überlappungsbereich ist dabei beträchtlich.

Als Asymmetrie-Index wird das Verhältnis bezeichnet, das die horizontalen Abstände des Rippelkamms von den anschließenden Rippeltälern (Luv : Lee) miteinander bilden. Der Überlappungsbereich zwischen beiden Rippeltypen liegt zwischen 1,05 und 3,8 (REINECK & WUNDERLICH 1968: 336), höhere Werte werden nur bei Strömungsrippeln gefunden. Die maximalen Werte in den untersuchten Sandsteinen liegen bei 2 (Ausnahmen s.u.); sie werden jedoch nur über kurze Abschnitte im Verlauf einer Rippel erreicht, nie über ein ganzes Rippelfeld (vgl. Taf. 7, Fig. 3). Entscheidend für eine Beurteilung ist aber die durchschnittliche Asymmetrie eines ganzen Feldes (REINECK & WUNDERLICH 1968: 342). Im Durchschnitt haben die Ripplern, wie erwähnt, symmetrischen bis leicht asymmetrischen Querschnitt, sie sind also von Seegang geformt. Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang, daß langgestreckte Objekte (z.B. Pflanzenhäcksel) in Fortpflanzungsrichtung der Ripplern, also senkrecht zu den Kämmen, orientiert sind; dies könnte auf eine von Seegang überlagerte Strömung hinweisen. Sehr ähnliche Verhältnisse haben HÄNTZSCHEL & REINECK (1968: 13-16) aus dem Hettangium von Helmstedt beschrieben und kommen in der Beurteilung zum gleichen Ergebnis.

Wesentlich höhere Asymmetrie-Indizes als 2 wurden selten beobachtet (Abb. 54, 4-7; Taf. 6, Fig. 5a u. 6; Taf. 7, Fig. 2). Der Innenbau dieser Ripplern erwies sich als recht heterogen, so daß von der äußeren Gestalt keineswegs auf einheitliche Entstehung (Strömung) geschlossen werden kann (s. folgenden Abschnitt).

Nach NEWTON (1968: 288) ist bei der Sedimentbewegung in Ripplern durch Seegang wahrscheinlich oft nur die Phase maximaler Geschwindigkeit innerhalb der Orbitalbewegung beteiligt, so daß gleichsam eine stoßweise Strömung resultiert. Danach besteht zwischen beiden Entstehungsarten (Seegang oder Strömung) mechanisch kein prinzipieller Unterschied, wodurch die weitgehend übereinstimmende Form von Seegangs- und Strömungsrippeln bei kleinen Asymmetrie-Indizes verständlich wird. Da die Orbitalbewegung fast nie völlig symmetrisch ist, überwiegt in rezenten Seegangsrippeln asymmetrischer Innenbau bei weitem (NEWTON 1968). Als Strömungsrippeln können mit einiger Sicherheit nur die oben erwähnten Ripplern mit großem Asymmetrie-Index und zudem reiner Leeblattschichtung innerhalb von Rippelsequenzen gelten.

Der Rippel-Index wie auch der Leehang-Winkel können in den hier beschriebenen Sandsteinen zur Entscheidung, ob Seegangs- oder Strömungsrippeln vorliegen, nicht herangezogen werden. Die Ripplern sind im Verhältnis zum Rippelabstand oft viel niedriger als der Norm für Seegangsrippeln entspricht (Rippel-Index über 15), was nach HÄNTZSCHEL & REINECK (1968) auf Setzung zurückzuführen ist. Wie groß die Rolle der Setzung war, ist allerdings fraglich; wie in den Rippelsequenzen erkenntlich, muß es schon primär sehr flache Ripplern gegeben haben (s.u.).

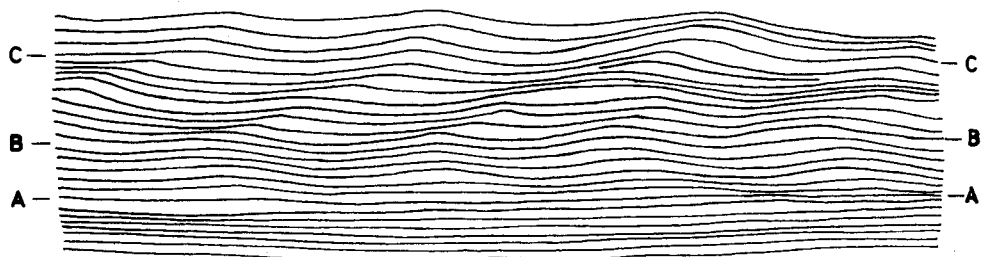
Innenbau

Es kommen alle Übergänge von vollkommener Symmetrie des Innenbaus bis zu reiner Leeblattschichtung vor (Abb. 54; Taf. 7). Eine strenge Beziehung zwischen Innenbau und äußerer Form besteht nicht. Jedoch nimmt i.a. mit zunehmender Asymmetrie des Innenbaus die Schärfe der Rippelkämme zu, so daß Ripplern mit flachen, runden Kämmen eher symmetrischen, solche mit scharfen Kämmen eher asymmetrischen Innenbau haben. Ebenso haben

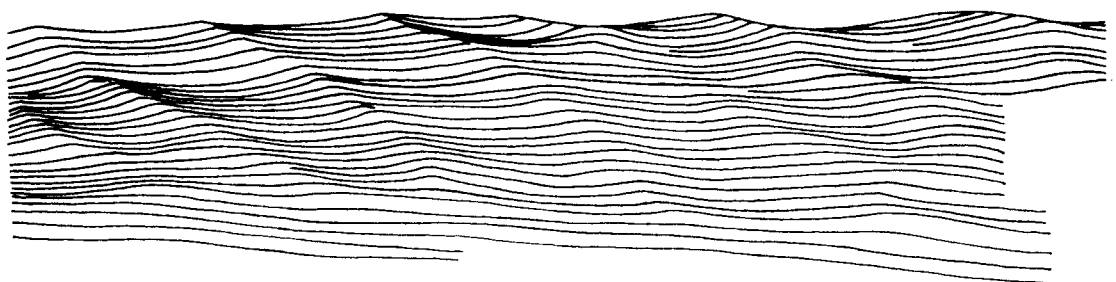
(1)



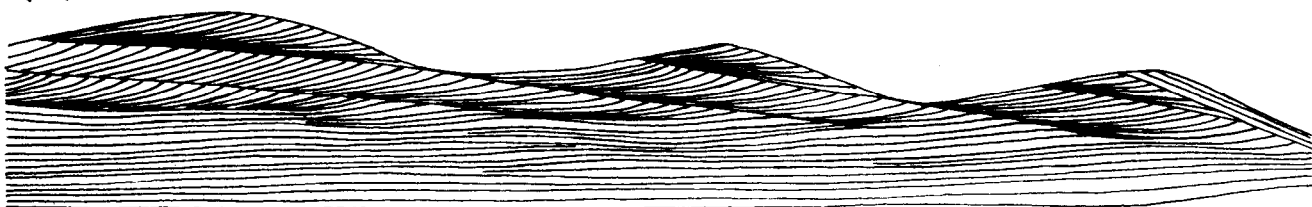
(2)



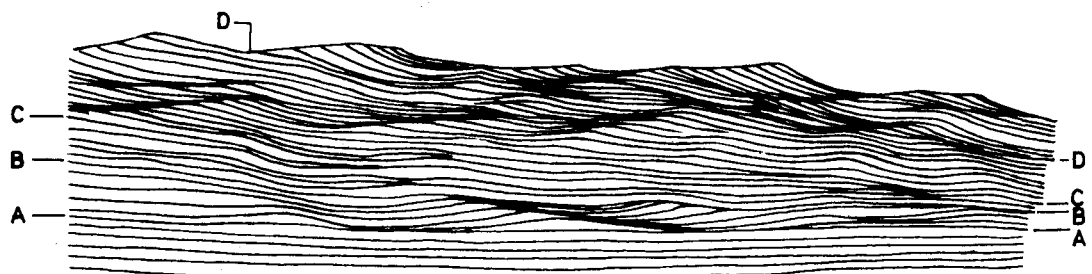
(3)



(4)



(5)



(6)



(7)

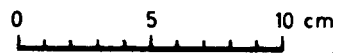


Abb. 54. Innenbau von Sandsteinbänken mit Seegangsrrippeln auf der Oberfläche; Verlauf der Rippelkämme gerade. Übergang von ebener Feinschichtung im Liegenden in Rippelschichtung im Hangenden; ebene Feinschichtung in allen Fällen parallel zur Unterfläche der Bank. Alle Schnitte quer zum Verlauf der Rippelkämme. Gezeichnet nach Röntgenaufnahmen dünner Scheiben, nur (1) nach einem Anschnitt.

- (1) Oberer Teil einer Sandsteinbank, der untere Teil fehlt.
 Basalfläche: Seegangsrrippeln mit runden Kämmen. Luvhänge konvex, Leehänge konkav; die Leebblätter sind nach links eingefallen.
 Zwischen der Basis und der Fläche A-A: Ausgleich des Reliefs bis zu einer nahezu ebenen Fläche. Bau der Feinschichtung symmetrisch.
 Zwischen A-A und B-B: Fläche, nach oben steiler werdende Seegangsrrippeln, unten mit nahezu symmetrischem Innenbau, nach oben zu leichte Verschiebung nach links (Übergang in die darüber folgenden Rippeln).
 Oberhalb B-B: Rippeln mit scharfen Kämmen, ausschließlich aus Leebblättern aufgebaut, die nach oben zunehmend steiler werden. Trotz rein asymmetrischem Innenbau ist der äußere Umriß der Rippelquerschnitte vollkommen symmetrisch ("Trochoidrippeln")!
 Hauptsandstein, Welzheim. Oberfläche dieser Platte abgebildet in G. WAGNER 1960, Taf. 102 oben (Ausschnitt).
- (2) Oberer Teil einer Sandsteinbank im Hauptsandstein 3, Plochingen (1167).
 Unterhalb A-A: Ebene bis flachwellige Feinschichtung.
 Zwischen A-A und B-B: Flache Rippeln mit nahezu symmetrischem Innenbau (schwache Verlagerung nach links).
 Zwischen B-B und C-C: Asymmetrische Rippeln mit Verlagerung nach rechts.
 Oberhalb C-C: Rippeln mit nahezu symmetrischem Innenbau.
- (3) Abfolge ähnlich (2). Man beachte die laterale Änderung des Grades der Asymmetrie in benachbarten Rippeln: im tieferen Teil Reduzierung der Luvblätter nach links, oben kontinuierlicher Übergang von reiner Leebblattschichtung rechts zu dicken Luvblättern links. "Climbing" einheitlich nach links. Hauptsandstein 4 (1169 a).
- (4) Übergang von ebener Feinschichtung unten in Strömungsrippeln, deren Blätter nach oben (bzw. nach links) steiler werden. Umformung der Strömungs- in Seegangsrrippeln: Ab einem bestimmten Stadium der Wasserbewegung wurde nicht mehr am Leehang der Strömungsrippeln sedimentiert, sondern es baute sich auf dem vorgelagerten Luvhang eine neue Rippel auf, deren Leebblätter sich nach links stark versteilen und kürzer werden. Zuletzt wurden auf der seitherigen Luvseite z.T. Leebblätter abgelagert (rechte Rippel), die stark tonig sind. Orientierung: NW liegt rechts, SE links.
 Sandsteinplatte unterhalb α 2 VIII, Schönhardt (290).
- (5) Stärker wechselnde Rippeln. Oberer Teil einer Sandsteinbank. NW links.
 Unterhalb A-A: Ebene Feinschichtung.
 Zwischen A-A und B-B: Asymmetrische Rippeln mit Verlagerung nach links. Der Grad der Asymmetrie des Innenbaus nimmt nach links stark ab, am linken Ende Übergang in ebene Feinschichtung.
 Zwischen B-B und C-C: Rippeln mit nahezu symmetrischem Innenbau.
 Zwischen C-C und D-D: Rippeln mit Verlagerung nach rechts. Der Asymmetriegrad des Innenbaus nimmt nach rechts stark ab, die zweitletzte Rippel vor dem rechten Bildrand hat bereits symmetrischen Innenbau und die letzte zeigt schwache Verlagerung nach links, also entgegengesetzt!
 Oberhalb D-D: Rippeln mit reiner Leebblattschichtung. Die Umrißlinie sämtlicher Luvhänge weist einen Knick auf, oberhalb dessen die Linie sich verflacht. Dieser Knick weist auf eine Änderung der Wasserbewegung hin.
 Hauptsandstein 4, Obergrenze unter α 2 X, Plochingen (1167). S. Taf. 6, Fig. 3.
- (6) Rippeln mit stark asymmetrischer äußerer Form (s. Taf. 6, Fig. 6). Der lange, flache Luvhang A-E und der kurze, steile Leehang lassen Strömungsrippeln vermuten, der Innenbau ist indessen komplex. Die Rippeln sind entwickelt auf einer flachen, schrägen Erosionsfläche (vermutlich erosive Pfanne). Der Luvhang setzt sich aus folgenden Teilstücken zusammen:
 A-B: auslaufende Leebblätter des vorhergehenden Leehangs.
 B-C: Stück der Erosionsfläche.
 C-D: Nach links einfallende Leebblätter von gekappten, in die Erosionsfläche eingetieften Rippeln.
 D-E: Luvseite von Rippeln mit nach rechts einfallenden Leebblättern, die erosiv in die vorhergehenden Rippeln und die Erosionsfläche eingetieft sind.
 Eblinger Sandstein, Zeller Bach (171).
- (7) Innenbau von Rippeln mit asymmetrischer äußerer Form (s. Taf. 6, Fig. 5). Übergang von ebener Feinschichtung (unterhalb A-A) in eine asymmetrische Seegangsrippel mit breitem, rundem Kamm. Auf ihr sitzen drei kleinere, isolierte Rippeln, Abbild sich ändernder Wasserbewegung zu Ende der Sedimentation. Vgl. die Querschnitte (4) und (5).
 Hauptsandstein 3 oder 4, Göggingen (343).

Bei orientiert entnommenen Stücken ist die Orientierung angegeben.

sehr flache Rippeln immer gut entwickelte Luvblätter, reine Leeblattschichtung ist überwiegend auf steilere Formen beschränkt. In manchen Fällen unterscheiden sich Luv- und Leehang dadurch, daß der Luvhang konvexe, der Leehang aber konkave Form hat; in allen anderen Fällen ist eine Unterscheidung von Luv und Lee allein auf Grund der äußeren Form nicht möglich. Überrascht hat, daß die immer als Urbild symmetrischer Wellenbewegung betrachteten "Trochoidrippeln" reine Leeblattschichtung aufweisen (Abb. 54, 1), was indes im Einklang mit ihren scharfen Kämmen und den relativ steilen Blättern steht.

Der Innenbau kann in benachbarten Rippeln eines Rippelfeldes wechseln, d.h. die Asymmetrie kann lateral ab- oder zunehmen (Abb. 54, 2, 3 u. 5), selbst Übergänge in entgegengesetztes Einfallen der Leeblätter sind nicht selten (Abb. 54, 5 zwischen Cu. D).

Symmetrischer Innenbau tritt in flachen Rippeln, die eine Bank oben in dünner Lage abschließen, sehr häufig auf, außerdem findet er sich als lateraler oder vertikaler Übergang von Rippeln mit zueinander entgegengesetzt einfallenden Leeblättern (Abb. 54, 2, 3 u. 5). Dies zeigt, daß symmetrischer Innenbau seine Entstehung einer vorübergehenden Symmetrie der Wasserbewegung verdankt, nicht jedoch dem Absatz aus ruhigem Wasser über einer gerippten Unterlage ("draping" NEWTON 1968: 283), die meist auch gar nicht vorhanden ist. "Draping" führt zu einem Ausgleich des Reliefs (s. Abb. 54, 1).

In manchen Fällen weisen Rippeln, die eine einfache äußere Gestalt haben (Rippelkämme und -täler), einen komplexen Innenbau auf (Abb. 54, 4 u. 6); auf sie wird unten eingegangen.

Rippelsequenzen

Wie erwähnt, bilden die Rippellagen in der Regel den oberen Abschluß feingeschichteter Sandsteinbänke. Diese Lagen sind i.a. unter 10 cm mächtig, können in seltenen Fällen 30 cm erreichen. An Querschnitten durch solche Rippellagen beobachtet man meist eine Änderung der Formen von unten nach oben. Diese können kontinuierlich oder diskontinuierlich sein. Den Übergang aus der ebenen Feinschichtung im Liegenden bilden i.d.R. extrem flache Rippeln mit symmetrischem, selten auch asymmetrischem Innenbau (Abb. 54); vereinzelt wurden auch Strömungsrippeln beobachtet. Diese flachen Formen haben die Tendenz, nach oben in Rippeln mit kräftigerem Relief (steileren Blättern) überzugehen (Abb. 54, Taf. 7, Fig. 1 u. 3; vgl. van STRAATEN 1954 b, Abb. 15 A) und die Luvblätter zu reduzieren bis hin zu reiner Leeblattschichtung. Strömungsrippeln am Übergang kommen nur in Ostwürttemberg in den chamositischen Sandsteinen vor (Abb. 54, 4; Taf. 7, Fig. 2).

Die kontinuierlichen vertikalen Übergänge vollziehen sich in Form von "climbing ripples" ("kletternde Rippeln"), bei denen sich die Kämme übereinander folgender Rippeln infolge des asymmetrischen Innenbaus kontinuierlich nach der Seite verschieben (Abb. 54). Bei "climbing ripples" hängt der Winkel des Kletterns, den die Verbindungslinie übereinander folgender Rippelkämme mit der Horizontalen bildet, direkt vom Grad der Asymmetrie des Innenbaus ab. Ändert sich die Asymmetrie von Rippel zu Rippel lateral, so divergieren oder konvergieren die Verbindungslinien benachbarter Rippeln, und die lateralen Abstände der Rippeln ändern sich entsprechend (Abb. 54, 2-3).

Diskontinuitäten innerhalb einer Rippelsequenz treten mit Vorliebe nahe ihrem oberen Abschluß auf. Es kann sich um eine plötzliche Änderung des Neigungswinkels des Luvhangs handeln, der dadurch einen Knick erhält (Abb. 54, 5; Taf. 6, Fig. 3 oben). Es kann aber auch der Fortbau der Rippeln (das "Klettern") völlig unterbrochen werden; statt dessen entstehen an geeigneten Stellen des vorhandenen Reliefs neue, meist kleinere Rippeln (Abb. 54, Fig. 4, 6 u. 7). Dabei wird das neue Relief meist nicht vollständig aus den neuen Rippeln geformt (wohl aus Materialmangel), vielmehr besteht eine Tendenz, Teile des bisherigen Reliefs mit einzubeziehen. Das Ergebnis sind scheinbar einfache Formen mit komplexem Innenbau (vgl. Abb. 54, Fig. 4 u. 6). In solchen abschließenden Rippeln fällt auf, daß die Leeblätter zu Beginn der Rippelentstehung lang und flach sind, gegen Abschluß aber immer steiler und kürzer werden (Abb. 54, Fig. 4). Zuweilen beobachtet

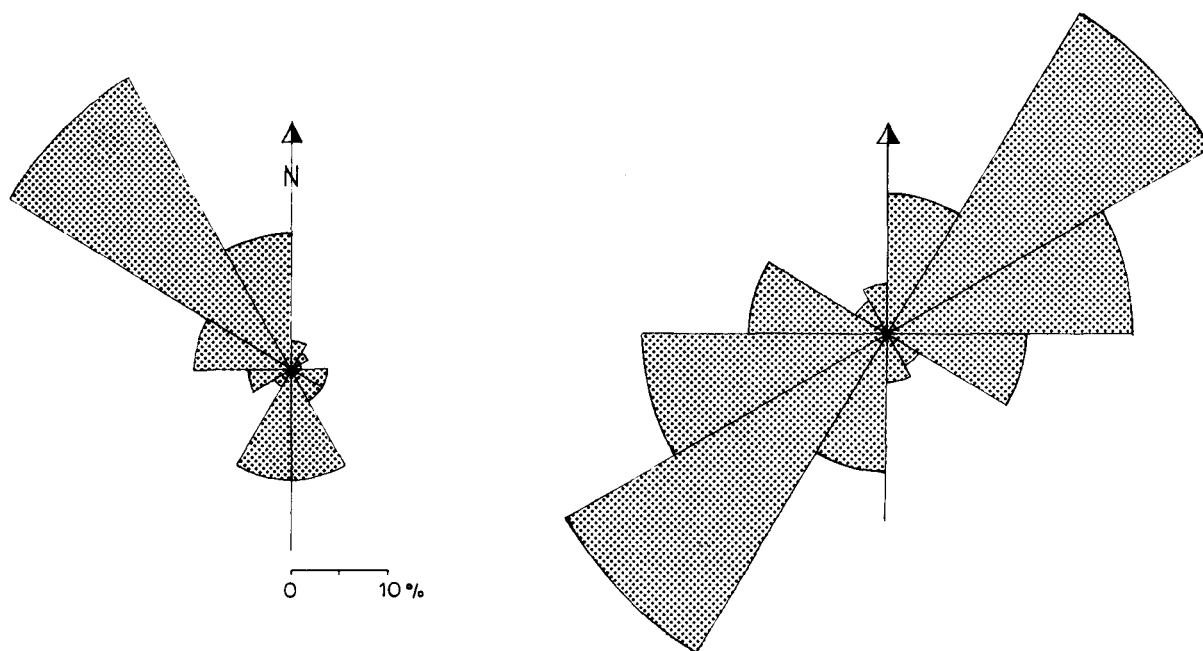


Abb. 55. Seegangrippeln. Links: Einfallrichtung der Leeblätter bei asymmetrischem Innenbau. Rechts: Orientierung der Kämme. 134 Messungen.

in den letzten Blättern einer Rippelsequenz eine Zunahme des Glimmer- und Tongehalts.

Rippelsequenzen halten ebenso wie Einzellagen lateral i.d.R. nicht weit durch, sondern gehen schon über kurze Distanz in ebene Feinschichtung über. Die bei aller Variabilität einheitlichen Züge der Rippelsequenzen deuten auf eine grundsätzlich gleichartige Änderung der Wasserbewegung hin (s. hierüber in 5.1.8.).

Orientierung

Die Orientierung der Rippelkämme schwankt stark, jedoch zeigt sich ein ausgeprägtes Maximum in SW-NE-Richtung (Abb. 55 rechts). Die Leeblätter weisen zwei Maxima auf, ein Hauptmaximum nach NW und ein kleineres in südlicher Richtung (Abb. 55 links). Eine Abweichung von diesem Schema zeigen die Rippeln des Hauptsandsteins 3+4, ihre Blätter fallen überwiegend nach SE ein. Die südliche Richtung ist im Mutlanger Sandstein häufiger vertreten als in anderen Sandsteinhorizonten. Die Meßwerte sind in den Übersichtskarten der einzelnen Sandsteinkörper (Abb. 9-17) verzeichnet; bei mehreren Messungen wurde hierin von nahe beieinander liegenden Werten der Mittelwert eingetragen. Regionale Unterschiede innerhalb eines Sandsteins wurden nicht festgestellt; wie groß der Streubereich in den einzelnen Gebieten ist, läßt sich allerdings nicht angeben, dazu sind die Rippeln viel zu selten. In vielen Aufschlüssen wurde nicht eine einzige Rippellage mit geraden Kämmen gefunden. Insgesamt wurden 134 Messungen durchgeführt.

Interferenzrippeln

Nahezu gleich häufig wie die Rippeln mit geraden Kämmen sind netzförmige Rippelsysteme ("gekreuzte Rippeln", "tadpole nests"), die durch Interferenz sich kreuzender Rippelsysteme zustande kommen. Das Muster kann recht unterschiedlich sein (Taf. 6, Fig. 3 u. 4; Taf. 12, Fig. 5 u. 6), es reicht von zwei sich rechtwinklig kreuzenden Zügen von Rippeln mit geraden Kämmen bis zu ganz unregelmäßigen, rundlichen Mulden. Die Kämmen sind teils scharf, teils rund. Der Innenbau ist überwiegend asymmetrisch; gewöhnlich herrscht eine Einfallrichtung vor, jedoch sind hier Wechsel der Einfallrichtungen und der Symmetrie noch viel häufiger als bei den Rippeln mit geraden Kämmen (Taf. 6, Fig. 4). Am stärksten sind die Unregelmäßigkeiten bei sehr flachen Formen.

Interferenzrippeln bedecken meist nur kleine Flächen, vor allem flache Einmündungen oder Aufwölbungen der Schichtfläche. Fast regelmäßig finden sie sich daher in Erosionspfannen (S. 176) und als oberer Abschluß isolierter Füllungen von großen Kolkrinnen.

Sichelförmige Rippen

Dieser Rippen Typ ("lunate ripples" ALLEN 1968: 291-292) ist sehr selten. Nach ALLEN (1968: 30) soll er nur großdimensional vorkommen, jedoch bilden schon HARMS & FAHNESTOCK (1965: Taf. 2, Fig. 1 A) ein typisches kleindimensionales Exemplar ab.

Es handelt sich um Strömungsrippeln mit parabelförmig geschwungenen Kämmen, die in Strömungsrichtung divergieren und den flach aufgewölbten, hügelartigen Luvhang, den die beiden nächsten, seitlich auf Lücke versetzten Rippen gemeinsam haben, umschließen. Im Gegensatz zu den Beispielen von ALLEN (1968) und HARMS & FAHNESTOCK (1965) sind die Käme in vorliegenden Sandsteinen nicht scharf, sondern flach abgerundet, die Luvblätter sind gut ausgebildet. Die Rippenabstände betragen 10-15 cm.

Die Rippen sind als "climbing ripples" ausgebildet. Schnitte in Strömungsrichtung gleichen denen von Rippen mit geraden Kämmen. Quer zur Strömungsrichtung streichen die Blätter jedoch nicht parallel zueinander aus wie bei Rippen mit geraden Kämmen, sondern schwellen alternierend an und ab, so daß im Prinzip die "λ-cross stratification" von ALLEN (1963) entsteht.

Die beobachteten Sichelrippeln (nur 3 Systeme wurden gefunden) waren nach NW gerichtet, die Strömung kam also aus SE.

Rippen mit unregelmäßigem Grundriß

In Wechsellagerungen überwiegen Formen, die man mit "unregelmäßigen Wellungen" am besten umschreibt (Taf. 6, Fig. 2). Das Relief ist meist flach, das Einfallen der Leeblätter wechselt stark. Die Formen lassen sich am ehesten als wenig gut ausgebildete Interferenzrippeln deuten; man beobachtet jedoch auch gelegentlich Andeutungen von sichelartiger Ausbildung.

Rippen dieses Typs sind auf dünne Sandsteinplättchen beschränkt. Sie können in unregelmäßigen Flecken ausdünnen und sich in isolierte Rippen auflösen. Die Unregelmäßigkeiten der Systeme bedingt, daß die isolierten Rippen nicht in den für Watten bezeichnenden regelmäßigen Abständen ("Rippenzüge" REINECK 1960 b: Fig. 3) auftreten und nie weit durchhalten.

Rippen mit unsicherem Grundriß

In dieser Gruppe sind Rippen zusammengefaßt, deren Relief so flach ist, daß sich kein bestimmtes Grundmuster sicher erkennen läßt, und solche, deren Käme gekappt sind. Es sind durchweg Strömungsrippeln.

Zur ersten Untergruppe gehören die Rippen, die in Siltplättchen vom Typ der "Pappendeckel" auftreten (Taf. 7, Fig. 4). Die Rippen gehen fast unmerklich aus ebener Feinschichtung hervor, indem sich diese schwach wellt und der Silt in den kamnahen Bereichen der Leeblätter konzentriert wird (vgl. WALKER 1963: "ripple-drift cross-lamination", Typ 3). Der Innenbau wird rasch stark asymmetrisch, so daß die Luvblätter sehr dünn sind, jedoch kommt es nur selten zu Erosion der Luvhänge. In Schnitten senkrecht zur Strömungsrichtung sind die Feinschichten gewellt oder eben. Die Rippen gehen lateral immer wieder in ebene Feinschichtung über; es kommt auch vor, daß sich ebene Feinschichtung nur an einer Stelle zu einer einzelnen flachen Rippe aufwölbt und dann eben weiterläuft.

Gekappte Rippen sind insgesamt selten. In Siltplättchen von Wechsellagerungen beobachtet man gelegentlich einlagige Leeblattschichten, z.T. auch in Plättchen vom Typ der "Pappendeckel" (Taf. 7, Fig. 5). Sie gehen nach der Seite sehr rasch in ebene Feinschichtung über.

Mehrlagige gekappte Strömungsrippeln wurden nur vereinzelt gefunden (Abb. 54, 4; Taf.

7, Fig. 2). Strömungsrippeln dieser Art kommen fast nur in Sandsteinbänken im E des Arbeitsgebiets vor. Sie gehen seitlich i.d.R. schon nach wenigen Metern in ebene Feinschichtung über. Mehrfach konnte beobachtet werden, daß sich die Streichrichtung der Schrägschichtungsblätter in rippelgeschichteten Sandsteinen der hier beschriebenen Art nach der Seite kaum ändert. Das spricht dafür, daß dieser Schichtung wohl zumeist Rippen mit geraden Kämmen zu Grunde lagen.

Gemeinsame Züge der Kleinrippelschichtung

In den feinkörnigen Sandsteinen des Schwarzen Jura α kommen nur wenige Typen von Kleinrippeln vor. Sie haben überwiegend ein flaches Relief und gut ausgebildete Luvblätter. Erosion der Luvhänge ist selten, die Rippen sind großenteils in Vollform erhalten.

Eine ganze Anzahl von Rippentypen fehlt vollkommen. Dazu gehören Rippen mit geraden Kämmen, deren Abstände zwischen 1 und 6 cm liegen, Zungenrippeln ("lingoid ripples" ALLEN 1968: 80-83 u. 284-291) und Rhomboederrippen (POTTER & GLASS 1958: Taf. 2 B), außerdem trogförmige Strömungsrippeln (WURSTER 1958; "trough cross stratification", "v-cross stratification" ALLEN 1963). Gekappte Rippenzüge fehlen fast ganz, insbesondere finden sie sich niemals in ebene Feinschichtung eingeschaltet (vgl. REINECK 1958 c, Fig. 16).

Bis auf den Spezialfall der "Pappendeckel" sind die Rippen aus reinem Sand aufgebaut, d.h. in den Rippentälern ist kein Ton angereichert. Daher fehlt auch die etwa in Watten so typische Linsen- und Flaserschichtung, in der sich Sand und Ton verzahnen (HÄNTZSCHEL 1936: Abb. 5-7).

Insgesamt überwiegen vom Seegang geformte Rippen bei weitem; Strömungsrippeln kommen nur sporadisch in sonst wenig verbreiteten Typen vor.

5.1.6. Kleinstgefüge und andere Primärgefüge

Oszillations-Kleinrippeln

Vereinzelte ton- und glimmerreiche Siltsteinbänke in Wechsellagerungen sind aus feinstgerippten Einzellagen von ca. 1 mm Dicke aufgebaut, die durch dunkle Ton- und Glimmerlagen voneinander getrennt sind. Die Rippenkämme verlaufen gerade oder gewunden und können vergabelt sein. Sie sind setzungsbedingt extrem flach (Taf. 8, Fig. 1). Die Kammabstände liegen zwischen 3 und 5 mm. Die Orientierung bleibt durch alle Lagen gleich. Der Innenbau konnte nicht ermittelt werden. Vermutlich handelt es sich um einen Spezialfall der unten besprochenen Kleinstflaserung. Den gleichen Rippentyp fand SCHWARZ (1970: 62 u. Bild 60) im Unteren Muschelkalk (Muschelsandstein) von Luxemburg.

Rezent werden ähnliche Rippen bei Sedimentation von leicht beweglichem Material in ruhigem Wasser beobachtet; MARTINSSON (1965: 192) führt Tauchbeobachtungen in der Ostsee an ("settling microripples"). Nach diesen Beobachtungen sind die Rippen keineswegs an flachstes Wasser gebunden (SCHWARZ 1970: 62). Die von manchen Autoren geäußerte Vermutung, derartige Rippen seien Abbild der "Kräuselung" einer Wasserfläche durch Wind (RÜCKLIN 1953, SCHWARZ 1970) wird durch die Beobachtung widerlegt. Windstöße wirbeln in flachen Wasserlachen nur kleine Wolken von Sediment hoch, die dann völlig eben wieder niedersinken.

Genaue experimentelle Untersuchungen fehlen noch. REES (1966) konnte mit Feinsilt Strömungsrippeln in ähnlicher Größenordnung erzeugen, ein Zeichen, daß in diesem Korngrößenbereich ein Inventar von Primärgefügen existieren muß, das um eine Größenordnung unter den kleindimensionalen Gefügen liegt. Andere Kleinrippeln lassen sich erzeugen, wenn man in einer wassergefüllten Schale mit ebenem Boden tonigen Silt absitzen läßt und dann das Wasser durch leichtes Anheben der Schale in schwache Schwingung versetzt. Die Rippen entstehen sofort, sie verschwinden bei Verstärkung der Schwingungen wieder.

Die meisten Funde waren Lesestücke. Des öfteren findet man die Textur an der Ober-

seite des Mutlanger Sandsteins (z.B. bei Brech 248 und S Schechingen 348). Die Kämme sind dort SW-NE orientiert, also gleich wie i.a. die Kleinrippeln (Abb. 55).

Nicht verwechselt werden darf die Form mit den "Kinneya-Rippeln" (s.u.).

Kleinstflaserung

Manche Siltlagen in Wechsellagerungen sind ganz aus winzigen Linsen aufgebaut, die durch Ton- und Glimmerlagen voneinander getrennt sind (Taf. 8, Fig. 2-4; Taf. 11, Fig. 1). Die größte Mächtigkeit einer derartigen Lage betrug 95 cm (Profil Wahlenheim 311, Obergrenze des Mutlanger Sandsteins). Im Grundriß erscheinen die Linsen rundlich, schichtparallele Spaltflächen sind daher regellos gewellt. Vertikale Schnitte in unterschiedlichen Richtungen zeigen übereinstimmende Bilder.

Die Kleinstflaserung zeigt im Querschnitt einen sehr eigentümlichen Innenbau (Taf. 8, Fig. 4; Taf. 11, Fig. 1). Im wesentlichen besteht sie aus ca. 1 mm dicken Lagen tonigen Silts, der eine stark nach oben und unten gekrümmte Feintextur aufweist; der Siltgehalt wechselt in den Lagen lateral und vertikal stark. Das sehr unregelmäßige, linsen-, ballen- und knäufelförmige Gefüge erinnert bald an Wühltexturen, bald läßt es an Setzungswülste denken, häufig zeigen die Linsen aber auch primäre Feinschichtung (Taf. 11, Fig. 1). Jede dieser Lagen wird durch eine sanft gewellte Ebene nach oben begrenzt, die die Texturen diskordant kappt. Auf der Ebene haben sich flache Linsen ziemlich reinen Silts in regelmäßigen Abständen (ca. 5 mm) abgesetzt. Die Linsen können zu dünnen Siltfilmen ausdünnen und auch ganz fehlen.

Die Linsen reinen Silts lassen z.T. Schrägschichtung erkennen, die bevorzugt in einer Richtung einfällt (in Taf. 8, Fig. 4 nach rechts). Ein kontinuierlicher Übergang in die nächst höhere tonreiche Lage besteht i.a. nicht, jedoch finden sich über den Siltlinsen bzw. im Anschluß an deren Leeseiten bevorzugt siltreiche Partien, in denen z.T. ebenfalls deutliche Schrägschichtung erkennbar ist (s. bes. Taf. 8, Fig. 4, linke Bildhälfte). Das spricht dafür, daß es sich bei den tonreichen Lagen um Kleinrippelschichten handelt, die durch Setzungserscheinungen überprägt sind. Bioturbation als Ursache der Unregelmäßigkeiten kann ausgeschlossen werden, da sie streng auf die jeweilige Lage beschränkt bleiben, also die Trennflächen nicht durchbrechen.

Eine häufige Sonderform ist "gradierte Kleinstflaserung" (Taf. 8, Fig. 2-4). Sie geht aus ebener Feinschichtung im Liegenden über Oszillations-Kleinrippeln in Kleinstflaserung über, deren Linsen nach oben immer kleiner werden. Parallel dazu nimmt der Gehalt an Ton, Glimmer und Pflanzenhäcksel nach oben kontinuierlich zu. In seltenen Fällen können mehrere gradierte Lagen übereinander folgen (Taf. 8, Fig. 3) als Abwandlung von "gradational laminated bedding" (KSIĄZKIEWICS 1954: Abb. 3 a). Am häufigsten findet man die Textur als Übergang von Siltsteinbänkchen in hangenden Tonstein, sie ist jedoch nur selten gut erhalten, weil sie häufig erodiert oder bioturbat entschichtet worden ist.

Die Kleinstflaserung entsteht unter ähnlichen Bedingungen wie die Oszillations-Kleinrippeln. Nach ihrer Stellung innerhalb einer gradierten Abfolge waren die Strömungsverhältnisse noch ruhiger als bei den Kleinrippeln. Schon die Tatsache, daß auch mächtigere Pakete aus dieser Textur aufgebaut sein können (bis fast 1 m), zeigt, daß die Entstehung in flachstem Wasser (Zentimeter-Bereich) ausgeschlossen werden kann.

Die Gradierung spiegelt sicher abflauende Wasserbewegung wider, die nach einem Sturm mehrere Tage anhalten kann. Die Kleinrhythmen lassen natürlich zunächst an Gezeiten denken. Die Zahl solcher Rhythmen innerhalb einer gradierten Lage ist jedoch so hoch (30-100), daß dieses gleichmäßige Abflauen Wochen gedauert haben müßte. Nach GADOW & REINECK (1969: 69) können feine Rhythmite auch dadurch entstehen, daß Turbulenzwalzen großer Oberflächenwellen frisch sedimentiertes Material partiell resuspendieren.

Kleinstflaserung anderer Bauart aus Silt hat WERNER (1968: 90 u. Taf. 1, Fig. 9) aus der Ostsee bekannt gemacht; sie bestätigt, daß derartige Texturen in tieferem Wasser

entstehen können.

"Kinneya-Rippeln"

Eine überaus charakteristische Textur auf vielen Sandsteinoberflächen bilden rippelartige, meist unregelmäßig gestaltete Marken, die teils in isolierten Flecken, teils in zusammenhängenden Flächen auftreten (Taf. 9 u. 10).

Es handelt sich um rundliche und langgestreckte, vielfach gewundene und verzweigte Gruben, die durch leistenartige "Kämme" voneinander getrennt sind. Die Gebilde folgen trotz starken Abweichungen im einzelnen meist einer einheitlichen Richtung, so daß sich eine durchschnittliche Orientierung erkennen läßt (Taf. 9, Fig. 2 u. 4 a; Taf. 10, Fig. 1 a u. 2 a); in manchen Fällen ist das jedoch nicht möglich. Auf einer Schichtfläche war ein lateraler Übergang von kleinen, runden Gruben zu langgestreckten Furchen zu beobachten (Taf. 10, Fig. 2 a u. Taf. 9, Fig. 8).

Die Abstände der "Kämme" liegen zwischen 2 und 20 mm (Taf. 9, Fig. 2; Taf. 10, Fig. 1 a). Innerhalb einer Fläche ist die Variationsbreite der Abstände oft wesentlich geringer. Bei aller Unregelmäßigkeit lassen sich doch gewisse Grundelemente der Anordnung erkennen. Ein Grundmuster scheinen gegeneinander versetzte, ellipsoidische bis rundliche Gruben mit mehr oder minder gleicher Orientierung der Längsachsen zu sein (Taf. 9, Fig. 4 b). Wenn die trennenden Leisten durchbrochen werden, können je nach Art der Anordnung des Durchbruchs stark geschlängelte bis bajonettförmig geknickte Furchen entstehen. Man findet alle Stadien von Durchbrüchen, angefangen von schmalen Quergraten bis hin zu nur noch schwachen Einengungen des Furchenquerschnitts, verbunden mit einem leichten Ansteigen des Furchenbodens. Dieses Grundmuster unterscheidet sich deutlich von dem gekreuzter Rippelsysteme (Interferenzrippeln), die gewöhnlich aus sich rechtwinklig schneidenden, durchgehenden Zügen bestehen oder aber aus mehr oder minder isometrischen Polygonen.

Die Furchen haben ebene oder leicht konkave Böden und steile, häufig sogar senkrechte oder überhängende Wände (Taf. 9, Fig. 5-7; Taf. 10, Fig. 1 b u. 2 c); sie sind vielfach mit tonigem Silt erfüllt, dessen Feinschichtung sich konkordant an die Hohlform anlagert ("draping"). Das Relief wird vom überlagernden Sediment abgeschwächt nachgezeichnet und ist schon nach wenigen Einzellagen ausgeglichen (Taf. 10, Fig. 2 b).

Die "Kämme" sind ganz überwiegend abgeflacht, schmale Kämme können auch gerundet sein. Kammoberfläche und Wand stoßen häufig in einer scharfen Kante aneinander; die Schärfe wird gewöhnlich durch die Ausfüllung der Furchen verhüllt. Z.T. ist die Querschnittsform asymmetrisch, wobei die eine Seite des "Kammes" flach und konvex, die andere steil und konkav ausgebildet ist. Besonders deutlich wird das bei der Varietät mit scharfen "Kämmen" (Taf. 10, Fig. 2 c).

Primäre Feinschichtung konnte in den "Rippeln" nicht mit Sicherheit festgestellt werden; verschiedentlich ragt die dunkle Sedimentfüllung der Furchen bodennah in die "Kämme" hinein, was an postsedimentäre Deformation denken läßt (Taf. 10, Fig. 1 b u. 2 c).

In Anschliffen läßt sich keinerlei Unterschied des Sediments der "Rippeln" von dem der unterlagernden Sandsteinbank erkennen; ja z.T. scheint deren Feinschichtung sich bis in die "Kämme" fortzusetzen (Taf. 9, Fig. 5 a, rechts). In Röntgenaufnahmen von ca. 3 mm dicken Plättchen hingegen zeigt sich ausnahmslos eine dünne, röntgenoptisch dichte Schicht (auf Positivabzügen schwarz), die die Kinneya-Rippeln unterlagert (Taf. 9, Fig. 5 b-7; Taf. 10, Fig. 1 b u. 2 c) und Texturen des Liegenden (z.B. Schrägschichtung) abschneidet (Taf. 9, Fig. 5 b u. 7; Taf. 10, Fig. 2 c). Diese Schicht verläuft nicht eben, sondern (im Querschnitt) flach girlandenförmig; unter den "Kämmen" biegt sie leicht nach unten durch und steigt gegen die Furchen wieder an.

Bei fleckenhaftem Auftreten der "Kinneya-Rippeln" steigt diese röntgenoptisch dichte Schicht randlich zur umgebenden ungerippten Bankoberfläche auf; die Rippeln lagern in diesem Fall also in einer ganz flachen Mulde, die sie so ausfüllen, daß die "Kämme"

häufig in einer Ebene mit der ungerippelten Bankoberfläche daneben liegen (Taf. 9, Fig. 7; Taf. 10, Fig. 2 a).

Im Dünnschliff erwies sich die dunkle Schicht als Schwerminerallage. Diese Lage gehört genetisch offensichtlich zu den "Kinneya-Rippeln".

Eine Variante der "Kinneya-Rippeln" stellen Systeme mit scharfen, regelmäßig verlaufenden Kämmen dar. Im Querschnitt weisen die "Kämme" ausgesprochen asymmetrische Gestalt auf; sie erinnern an eine Reihe spitzer, rückwärts gekrümmter Zähne (Taf. 9, Fig. 8; Taf. 10, Fig. 2 c). Auch bei dieser Variante ist die basale Schwerminerallage entwickelt.

Die Gebilde sind in feinkörnigen Sandsteinen sehr verbreitet und vielfach beschrieben worden. HÄNTZSCHEL & REINECK (1968: 17-18, Taf. 6) fanden sie in gleichaltrigen Sandsteinen bei Helmstedt ("Runzelmarken"). In Württemberg wurden sie aus dem Hettangium schon von QUENSTEDT (1858: 53, Taf. 5, Fig. 16) beschrieben und abgebildet ("Regentropfenplatte"); zahlreiche andere Autoren erwähnen sie aus diesem Gebiet unter derselben Bezeichnung. MARTINSSON (1965: 191-192, Fig. 4) bildet ein Beispiel aus mittelkambrischen Sandsteinen ab ("Kinneyan ripples"). WILLIAMS (1881: 319) beschreibt sie aus oberdevonischen Schichten von New York, RÜCKLIN (1953: 37) aus dem untersten Muschelkalk des Saarlandes. Von SHROCK (1948: 118, Fig. 79) werden sie ebenfalls angeführt.

Von den beschriebenen Formen zu unterscheiden sind ähnliche Gebilde, die in bindigem Material entstanden sind und daher an Bankunterseiten auftreten (DZULYNSKI & SANDERS 1962: 210; CRAIG & WALTON 1963). Diese Gebilde unterscheiden sich durch andere Anordnung und durch scharfe Kämmen von denen auf Sandsteinoberflächen.

Über die Entstehung der Gebilde herrscht bis heute noch keine Klarheit; allgemein dürfte jedoch Übereinstimmung darüber bestehen, daß sie anorganischer Entstehung sind (HÄNTZSCHEL 1962: W 236). Die diskutierten Entstehungsursachen lassen sich in drei Gruppen gliedern:

1. Primäre Sedimenttextur (KESSLER 1920, RÜCKLIN 1953)
2. Deformationserscheinung (REINECK 1969)
3. Erosionsform (QUENSTEDT 1858)

Die Deutung als primäre Sedimenttextur liegt zunächst nahe, denn es gibt Oszillationsrippeln mit ganz ähnlichem Grundmuster (SCHWARZ 1970: Bild 56); es muß daher in irgendeiner Weise ein genetischer Zusammenhang bestehen. Es gibt jedoch folgende Unterschiede: a. Die Oszillations-Kleinrippeln treten stets in vielfacher vertikaler Repetition auf, die "Kinneya-Rippeln" beschränken sich immer auf eine einzige Lage. b. Nie wurde eine entsprechende Innentextur gefunden (Schrägschichtung oder ähnliches). c. Das Sediment, in dem sich beide Texturen gebildet haben, ist verschieden; bei den Oszillations-Kleinrippeln ist es deutlich feinkörniger und reicher an Ton und Glimmer. d. Die Querschnittsform der "Kinneya-Rippeln" (vor allem die senkrechten Wände) ist ganz anders; sie wäre als Ablagerungsform völlig instabil. Die Abflachung der "Kämme" kann nicht sekundär durch partielle Abtragung entstanden sein; dieser Vorgang wäre unabhängig von der Ablagerung und mehr oder minder zufällig gewesen. Da aber Abflachung so häufig ist, muß sie wesensmäßig zur Textur gehören. Das zeigen auch die Übergangsformen von den stark asymmetrischen, scharfen "Kämmen" zu den abgeflachten (Taf. 10, Fig. 2 c), nach denen die Kanten der abgeflachten "Kämme" nicht gleichwertig sind, sondern die zur steileren Seite gewandte Kante der eigentliche "Kamm" ist.

Zur Deutung als Deformationsform könnte an das Schrumpfen einer überlagernden Ton- oder sonstigen kohäsiven Schicht gedacht werden oder an das Quellen der Oberfläche, etwa eines Algenrasens. In jedem Fall müßte die Form viel weicher sein, zumal beim Quellen mit einem Zurücksinken der gequollenen Form gerechnet werden muß. Auch wäre das Grundmuster wohl anders. REINECK (1969: Abb. 3 u. 4) versuchte, die Textur experimentell zu erzeugen; starker Wind deformierte dabei Schlick ohne bzw. mit geringer Wasserbedeckung zu entfernt ähnlichen Figuren. Es entstanden hierbei jedoch kurze, scharfe, asymmetrische

Grate (REINECK 1969: Abb. 4) und keineswegs das typische Muster. Bei Annahme von Deformationen jeder Art ist die Entstehung der basalen Schwerminerallage nicht erklärt.

QUENSTEDT (1858) nahm Entstehung durch schräg auftreffende starke Regenstrahlen an. Diese Deutung impliziert den Gedanken, die Kamm-Oberflächen seien Relikte einer alten Sedimentoberfläche, es handle sich also insgesamt um eine Erosionsform. Wie oben bemerkt, scheinen bei fleckenhaftem Auftreten der Textur die Gruben in eine einheitliche Fläche eingesenkt, die sich freilich im Schliffbild als nicht einheitlich erwiesen hat. Vielmehr deutet die flache, diskordante Einmuldung der "Flecken", wie auch die basale Schwerminerallage, auf eine Aufarbeitung vor Bildung der "Kinneya-Rippeln" hin, die sich dann möglicherweise aus dem aufgearbeiteten Material gebildet haben. Ihre Ausformung bleibt dadurch aber immer noch ungeklärt. Angesichts der Tatsache, daß über die Entstehung von Kleinsttexturen noch überaus wenig bekannt ist, erscheint eine bathymetrische Ausdeutung der Textur unmöglich. Sicher ist, daß sie in allen Bereichen der Sandsteinkörper vorkommt, ganz im W wie ganz im E. Da das Wasser im W aber mit Bestimmtheit tiefer war als im E (s. Kap. 4.1.4), kann die Textur sicher nicht als Anzeichen für Auftauchen gewertet werden. Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß Sand sich auf einer schwingenden Metallplatte zu ähnlichen Figurationen formieren kann; allerdings scheint Entstehung der vorliegenden Textur durch Erschütterungen unter Wasser mechanisch kaum denkbar.

Eine ähnliche Textur, deren Identität mit den "Kinneya-Rippeln" allerdings nicht gesichert ist, beobachtet man in Kombination mit Seegangsrippeln (Taf. 10, Fig. 3 u. 4). Hierbei sind die Kämme der Seegangsrippeln glatt, die kinneya-ähnliche Textur setzt kräftig auf den Flanken ein, verläuft darauf zunächst in Fallrichtung und löst sich dann im Rippeltal in ein regelloses Gewirr kleiner, spitzer Höcker auf. Eine Schwerminerallage konnte an der Basis dieser Gebilde bisher nicht nachgewiesen werden, ein wesentlicher Unterschied zu den "Kinneya-Rippeln".

DZULYNSKI & SANDERS (1962: 210) bedeckten in einem Experiment Rippeln im Sand mit einem dünnen Tonfilm und ließen eine Strömung darauf einwirken. Das Ergebnis beschreiben sie folgendermaßen: "... as a result of retardation of the main flow by stoss sides, longitudinal ridges formed on the slopes of the ripples (preferentially on the leesides), break into polygonal patterns in the ripple troughs". Das von ihnen angeführte fossile Beispiel (CRAIG & WALTON 1962: Fig. 3) weicht allerdings völlig von den Bildern im Schwarzen Jura α ab.

Strömungstreifung (parting lineation)

In den östlichen Faziesbereichen kommt in Sandsteinbänken mit ebener Feinschichtung und auch mit großdimensionaler Schrägschichtung bei guter Spaltbarkeit auf Spaltflächen eine flache, linear gestreckte Wellung vor, wie sie aus zahlreichen rezenten und fossilen Beispielen als "primary current lineation" (STOKES 1946) oder "parting lineation" (CROWELL 1955) bekannt ist (Taf. 16, Fig. 7 u. 8). Eine umfassende Darstellung findet sich bei ALLEN (1968). Spaltflächen der geforderten Qualität sind keineswegs häufig, so daß die Textur zur Feststellung der Orientierung von Strömungen nur in begrenztem Maße herangezogen werden konnte. Am kräftigsten ist das Relief in den chamositischen Sandsteinen im Osten des Arbeitsgebiets entwickelt (Taf. 16, Fig. 7), sonst läßt es sich nur mit Mühe erkennen. Es besteht eine gewisse Verwechslungsgefahr mit den "rieselmarkenartigen Deformationen" (s.u.), die, sofern sie zusammen mit der Strömungstreifung auftreten, stets quer zu ihr verlaufen. Ein Abreißen der Feinschichten parallel zur Strömungstreifung, wie es in manchen Sandsteinen beobachtet wird (PLESSMANN 1961: Abb. 1; POTTER & PETTIJOHN 1963: Taf. 22 B; SCHRÖDER 1966: Abb. 4), wurde im Schwarzen Jura α nicht gefunden (wohl wegen des geringen Glimmergehalts).

Die Strömungstreifung ist mit einer Materialsortierung verbunden, bei der die größeren Komponenten auf den Erhebungen oder deren Flanken angereichert werden. Entsprechend finden sich auch streifige Anreicherungen von Schwermineralien, durch die die Strömungstreifung besonders deutlich hervortritt (nur im E des Gebiets beobachtet).

PLESSMANN (1961) und SCHRÖDER (1966) unterscheiden "Strömungsstreifung" als Interngefüge (Materialsortierung in strömungsparallelen Streifen) und "Strömungsriefung" als Relief von Schichtflächen. Indessen ist "Strömungsstreifung" im Sinne PLESSMANNs und SCHRÖDERs immer mehr oder minder deutlich mit einem Relief verbunden, das Relief gehört daher wesensmäßig zu der Textur und läßt sich genetisch nicht abtrennen (vgl. ALLEN 1968: 33). Das schließt freilich nicht aus, daß "Strömungsriefung" nicht auch als reine Erosionsform vorkommen kann, genauso wie es Kleinrippeln als Erosionsform gibt (s.u.). Der in der Literatur inzwischen eingebürgerte Begriff "Strömungsstreifung" (SEILACHER 1953c: "Stromstreifung") wird hier für das Phänomen insgesamt verwendet, ähnlich wie der Begriff "Rippel" sowohl das Relief als auch den Innenbau umfaßt.

Häufig divergieren die Richtungen der Textur auf übereinander folgenden Schichtflächen etwas (Taf. 16, Fig. 7). In Schrägschichtungspaketen läuft die Strömungsstreifung quer oder schräg zum Streichen, meist nicht parallel. Es kommen auch zwei interferierende Systeme auf einer Schichtfläche vor, was zu rhombischen Mustern führt. Unter den Richtungen überwiegt Orientierung SE - NW, also senkrecht zur Hauptorientierung der Kleinrippeln. Parting lineation tritt im Ostteil der Sandsteinkörper auf, im Westteil wurde sie nicht gefunden. Auf ihre Entstehung wird bei der Diskussion der ebenen Feinschichtung (5.1.8.) eingegangen.

5.1.7. Schichtungsformen in Schillen

Schillanhäufungen kommen in erster Linie in den Aufarbeitungshorizonten vor; in Sandsteinkörpern mit kompaktem Zentralbereich sind sie ebenfalls nicht selten. Sodann findet man sie in Ton- und Mergelgesteinen; in diesen sind die Komponenten durch die Setzung zerdrückt und schichtparallel eingeregelt (einzelne Schalen können auch schräg oder senkrecht darin stecken).

Horizontalschichtung

In den meisten Fällen sind die Komponenten von Schalenanhäufungen in die Schichtebene mit der Wölbung nach oben eingekippt. Abweichungen kleinerer Partikelgruppen zeigen i.a. keine Regelmäßigkeit im Sinne einer Schrägschichtung bzw. einer Dachziegel Lagerung. Abnahme der Korngröße nach oben, wie man sie etwa im Muschelkalk häufig findet (SCHWARZ 1970: 37), kommt mitunter auch im Schwarzen Jura α vor. Fossile Wasserwagen unter kräftig gekrümmten Schalen finden sich des öfteren.

Die Schille können sowohl überwiegend aus unzerbrochenen Schalen als auch als reiner Bruchschill vorliegen. Manche Kalkbänke im W des Arbeitsgebiets bestehen auch aus mehr oder minder feinem Fossilgrus, so daß sie als Kalkarenite zu bezeichnen sind.

Es kommen sehr unterschiedliche Sortierungsgrade vor. Bald sind sehr verschieden große Komponenten vereinigt, vor allem in Aufarbeitungshorizonten, bald nur ein schmaler Ausschnitt der Korngrößenskala. Im letzteren Fall ist die Zahl der beteiligten Arten oft gering. Der Vorgang der Artenverarmung durch Sortierung läßt sich bei Schillen in Sandsteinkörpern direkt beobachten. Hier kommen Linsen aus grobstückigem, artenreichem Schill (Cardinien, Schlotheimien, große Gastropoden etc.) vor, die sich nach der Seite kontinuierlich verfeinern, wobei sich die großen Arten verlieren; letzte Ausläufer sind einzelne dünne Lagen von "Turritellen", Schalengrüs und Echinodermenresten im Sandstein.

In den meisten Fällen läßt sich die Strömungsrichtung in den Schillen nicht bestimmen. Manchmal sind Seeigelstacheln oder langgestreckte Muscheln (Modiolus) in Strömungsrichtung eingesteuert (Taf. 24, Fig. 4); häufig ist das in der obersten Sandsteinbank des Mutlanger Sandsteins im Gmünder Gebiet der Fall.

Die aus feinem Fossilgrus bestehenden Aufarbeitungshorizonte im W des Arbeitsgebiets sind, wie erwähnt, fast durchweg wühlentschichtet. Wo Relikte unverwühlt erhalten sind, sind sie aus ebenen Lagen feineren und größeren Gruses aufgebaut. Am besten zu beobachten ist dies im Horizont α 3 V, der im Fildergebiet nahezu unverwühlt ist. Darin beobachtet man übrigens ein stellenweises gemeinsames Dünnerwerden der Feinschichten, so daß eine muldenförmige Einsenkung der Bankoberfläche resultiert ganz in der Art der bei den

Sandsteinen beschriebenen "einfachen Mulden". Vermutlich liegen den oben mehrfach erwähnten kalkig verkitteten, linsenförmigen Anschwellungen von biotritischen Mergeln, wie sie im westlichen Randbereich von Aufarbeitungshorizonten vorkommen, schon primäre Anschwellungen zu Grunde, die durch die Diagenese noch stärker betont wurden.

Pflaster

Auf Sandstein- wie auf Tonsteinflächen können einlagige Schalenpflaster als Lesedecken oder als Basis von Schillen auftreten. Man beobachtet Streu- und Vollpflaster. Streupflaster gehören meist dem Lesedecken-Typ an, Vollpflaster (indenen die Komponenten dicht gedrängt liegen, vgl. Taf. 24: Fig. 5) bilden häufig die Basis einer Schillanhäufung.

Zur Ausbildung von Pflastern neigen vor allem *Modiolus* (fast immer zusammen mit *Pseudolimea*), *Cardinia* und *Gryphaea*. Die Schalen liegen durchweg mit der Wölbung nach oben. Sie sind mehr oder minder gut eingesteuert. Schalen, die mit der Wölbung nach unten abgesetzt worden sind, liegen immer in lockerer Streuung.

Hochkantstellung

Zu Hochkantstellung und Verschachtelung neigen vor allem die sperrigen Schalen von *Plagiostoma*. Beispiele finden sich im Horizont $\alpha 1$ III der Hechinger Gegend (Weilheim 19) und im Gmünder Sandstein der östlichen Frickenhofer Höhe im oberen Teil (ROSENKRANZ 1967: 24) sowie im Horizont $\alpha 2$ VI der Gegend Metzingen - Nürtingen.

In Sandsteinen kann *Cardinia concinna* zuweilen in einer charakteristischen Weise eingebettet sein: die Schalen sind doppelklappig erhalten, leicht geöffnet, und stecken mit der Wirbelregion nach oben im Sediment; z.T. sind mehrere Schalen ineinander geschachtelt (Taf. 24, Fig. 3). In solchen Lagen sind andere Fossilien relativ spärlich vertreten. Die Umlagerung kann in solchen Fällen nur geringfügig gewesen sein.

In Tonsteinen und Mergeln können, wie bemerkt, einzelne Muschelklappen (z.B. *Lio-streen*), aber auch Ammoniten, schräg oder senkrecht im Sediment stecken. Das spricht für rasche Einbettung, wahrscheinlich Absatz aus einer dichten Suspension ohne nennenswerte Strömung am Grund, die die Fossilien hätte einkippen können. Ähnliches gilt auch für die feinkörnigen Kalk- und Kalksandsteinbänke im W des Gebiets.

Schrägschichtung

In mächtigeren Bänken dicht gepackten Bruchschills kann Schrägschichtung ausgebildet sein; es handelt sich dabei i.a. um Strömungsrippeln ($\alpha 1$ V, 3: Steinberg 216; $\alpha 2$ I: Großerlach 223; $\alpha 3$ II: Göggingen 342 und S Hüttlingen 388). In einigen Fällen sind Schilllinsen schräg geschichtet ($\alpha 2$ VI: Asemwald 134, vgl. Taf. 24, Fig. 2); das Schillmaterial ist hier gleichsam in flachen, isolierten Rippeln "zusammengefegt". Bei Hochdorf (43) wurden Linsen von 1 - 2 m Breite und bis 4 cm Höhe im Horizont $\alpha 1$ V, 3 beobachtet. In den Schillen der Sandsteinkörper kann eine ähnlich flache Schrägschichtung auftreten wie in den Sanden selber (Taf. 24, Fig. 1).

5.1.8. Transport- und Ablagerungsmechanismen auf Grund der primären Sedimenttexturen

Das Inventar an primären Sedimenttexturen in den feinkörnigen Sandsteinen ergibt ein Bild bemerkenswerter Geschlossenheit. In allen Teilbereichen und in verschiedenen Größenordnungen treten immer die gleichen Schichtungstypen hervor: ebene und wellige Feinschichtung, flache Kreuzschichtung und Seegangsrippeln mit asymmetrischem Innenbau, während die in anderen Flachseesedimenten verbreiteten Strömungsrippeln weitgehend zurücktreten.

Diese Einheitlichkeit läßt auf prinzipiell ähnliche hydrodynamische Verhältnisse im ganzen Ablagerungsraum schließen. Dessen fazielle Gliederung ist auf unterschiedliches Gewicht der beteiligten Faktoren zurückzuführen.

Daß die textuelle Eigenart der Sandsteine nicht etwa auf der geringen Korngröße

beruht, geht daraus hervor, daß dasselbe Texturinventar auch in Sandsteinen mit größerem Korn auftreten kann (z.B. Dogger β - Sandsteine Württembergs: ROGOWSKI 1971), zum andern daraus, daß in ähnlich feinkörnigen marinen Sanden Strömungsrippeln gegenüber See-gangsrippeln dominieren können (KUIJPERS 1971).

Die hydrodynamische Ausdeutung der Texturen wird durch zwei Faktoren behindert:

- 1.- Bei vielen Texturen sind die Entstehungsbedingungen nicht hinreichend bekannt.
- 2.- Selbst dort, wo genaue Kenntnisse vorliegen, beruhen diese auf Beobachtungen an größerem Material (über 0,15 mm), sie lassen sich deshalb nicht ohne weiteres auf Silte und Sande im unteren Grenzbereich des Feinsand-Korngrößenintervalls übertragen. Mit abnehmender Korngröße nehmen einerseits die Sinkgeschwindigkeiten und damit die für Transport in Suspension erforderlichen Turbulenzgrade rasch ab, dafür aber nehmen die Scherkräfte, die erforderlich sind, das Sediment am Grund in Bewegung zu setzen, stark zu, weil mit abnehmender Korngröße die "Rauhigkeit" der Sedimentoberfläche abnimmt (SIMONS et al. 1965). Da für die Entstehung primärer Sedimenttexturen sowohl Art und Stärke der Sedimentation als auch Grenzflächeneffekte zwischen Sedimentoberfläche und Strömung von Bedeutung sind (SIMONS et al. 1965; McKEE 1965), muß man annehmen, daß dieselben Texturen in feinerem Material unter anderen Bedingungen entstehen als in größerem. Die in Folgendem gebrauchten Ausdrücke "stärkere" und "schwächere" Wasserbewegung beziehen sich daher nicht auf einen absoluten Maßstab, weil über absolute Beträge nichts gesagt werden kann; man kann allenfalls damit rechnen, daß die Beträge im Durchschnitt tiefer liegen als in größeren Sanden.

Entstehung der ebenen Feinschichtung

Unter den primären Sedimenttexturen ist die ebene bis wellige Feinschichtung die häufigste und damit wichtigste, zugleich aber auch hinsichtlich der Hydrodynamik ihrer Entstehung vieldeutigste. Sie soll daher erst jetzt auf Grund ihres Verbands mit anderen Texturen erörtert werden.

Ebene Feinschichtung kann nach dem heutigen Kenntnisstand auf sechs verschiedene Arten entstehen:

1. Durch Absinken aus Suspension in ruhigem Wasser, wobei das Sediment am Grund nicht bewegt wird ("plane bed without sediment movement" SIMONS et al. 1965: 37). Erkennbare Feinschichtung kann dabei nur bei wechselnder Zusammensetzung der angelieferten Suspension entstehen (WUNDERLICH 1969: 123).

Als Merkmale dieses Schichtungstyps kann man erwarten: Feinheit, schlechtere Sortierung, z.T. starke Unterschiede in der Dicke der Einzellagen und deren Zusammensetzung (Tonlamellen). Die Feinschichten werden sich Unebenheiten der Unterlage anschmiegen ("draping" NEWTON 1968). Strömungstreifung und Schwerminerallagen fehlen, Muschelklappen werden bevorzugt mit der Wölbung nach unten abgesetzt. Bei Zunahme der Strömung treten Strömungskleinrippeln auf (SIMONS et al. 1965).

2. Durch Sedimentation aus einer schwachen Strömung. Dabei wird das Sediment am Grund bewegt, ohne daß Rippeln entstehen. Diese Entstehungsweise ist umstritten. Nach SIMONS et al. (1965) und REES (1966) entstehen Rippeln sofort, wenn sich das Sediment am Grund in Bewegung setzt, während nach BOGARDI 1961 (zit. in ALLEN 1968: 140) in feinstkörnigen Sedimenten bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten "plane bed with sediment movement" in einem kleinen Geschwindigkeitsintervall vor Entstehung von Kleinrippeln vorkommen soll. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen auch GUY et al. (zit. in REINECK & SINGH 1972). Zur Lösung der Frage muß unterschieden werden, ob im Experiment Material in Suspension zugegeben wurde oder nicht. Wenn nicht, steht Sediment zur Formierung von Sedimenttexturen erst zur Verfügung, wenn der Scherwiderstand am Grund überwunden ist, also bei wesentlich höheren Geschwindigkeiten als im ersten Fall (REES 1966). Das zeigen auch die Experimente von REINECK & SINGH (1972), bei denen Suspension in langsamer Strömung zu ebener Feinschichtung führte. Möglicherweise spielt die Menge

des zugegebenen Materials eine Rolle; nach den Beobachtungen von LAND & HOYT (1966: 234) bilden sich Rippeln nur, wenn das verfügbare Sediment ausreicht (s.u.).

3. Bei mäßigen Geschwindigkeiten und geringer Sedimentzufuhr. Während im Fall (2) ebene Feinschichtung in einem Geschwindigkeitsintervall unterhalb des Intervalls entsteht, in dem sich Kleinrippeln bilden, entsteht sie nach LAND & HOYT (1966) in diesem Intervall, wenn die Sedimentzufuhr zum Aufbau von Rippeln nicht ausreicht. Diese Bedingung ist nur erfüllt, solange die Scherspannung der Strömung den Scherwiderstand des Bodensediments noch nicht übertroffen hat, also nicht zusätzlich erodiertes Sediment für die Rippelbildung zur Verfügung steht. Nach REINECK (1961) entstehen unter solchen Bedingungen allerdings isolierte Rippeln. Möglicherweise spielen hier zeitliche Variationen der Wasserbewegung eine Rolle; in Experimenten zeigte sich immer wieder, daß sich ein stabiles Rippelfeld erst nach längerer Zeit unter konstanten Bedingungen aufbaut (SIMONS et al. 1965; REES 1966).

Es scheint durchaus möglich, daß bei dieser Entstehungsart von ebener Feinschichtung Strömungstreifung, Schwerminerallagen und Einregelung von Schalen mit der Wölbung nach oben auftreten können.

4. Durch Absatz aus "schießendem" Wasser, also bei Geschwindigkeiten oberhalb des Intervalls, in dem sich Strömungskleinrippeln bilden ("plane bed with sediment movement" SIMONS et al. 1965: 41). Dieses Intervall ist ziemlich schmal, oberhalb davon entstehen Rippeln, die gegen die Strömung wandern ("antidunes" SIMONS et al. 1965; vgl. ALLEN 1968: 144, Fig. 6.9).

Bei diesem Sedimentationsmechanismus besteht ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Strömung und ebener Sedimentoberfläche. Der Verlauf der Feinschichten wird daher von der Unterlage nicht unmittelbar beeinflußt, sondern nur indirekt, soweit die Unebenheiten die Wasserbewegung beeinflussen. Strömungstreifung ist hierbei die Regel (ALLEN 1968: 32-33). Schwerminerallagen sind zu erwarten. Bei abnehmender Geschwindigkeit entstehen Rippeln, deren Größe und Form von der Korngröße und vom Sedimentangebot abhängen (SIMONS et al. 1965; DÖRJES et al. 1969).

Eine Texturabfolge bei zunehmender Wasserbewegung kennt man bisher nur im Fall von Strömungen (SIMONS et al. 1965). Man muß jedoch annehmen, daß es eine solche Abfolge auch bei oszillierender Wasserbewegung (Seegang) zunehmender Stärke gibt, was impliziert, daß auch hierbei eine Obergrenze existiert, oberhalb deren keine Rippeln mehr entstehen. Ein Anhaltspunkt dafür ergibt sich aus der Proportionalität zwischen maximalen Oszillationsgeschwindigkeiten und Rippelabstand (NEWTON 1968: Fig. 7). Danach können Kleinrippeln nicht beliebig große Abstände erreichen; oberhalb der Geschwindigkeit, die dem maximalen Abstand (24 cm) zugeordnet ist, wäre "plane bed with sediment movement" zu erwarten. Da die Oszillationsbewegungen gleich orientiert sind und bei Asymmetrie der Bewegungsmaxima in beiden Richtungen als stoßweise Strömung aufgefaßt werden können (NEWTON 1968), scheint hierbei eine Entstehung von Strömungstreifung und von Schwerminerallagen nicht ausgeschlossen. Näheres darüber ist bis jetzt noch nicht bekannt.

5. Durch Wandern von Kleinrippeln bei mangelhafter Sedimentzufuhr. In diesem Fall wandern die Leewalzen innerhalb eines Feldes von Strömungsrippeln immer im gleichen Niveau (REINECK 1961: 56), so daß allenfalls das Basisblatt einer Rippellage übrig bleibt (JOPLING 1966: 884; NEWTON 1968: 286-287).

Da die Sedimentzufuhr immer gewissen Schwankungen unterworfen ist, müßten in derartig entstandenen laminierten Folgen immer wieder Stümpfe gekappter Rippeln eingeschaltet sein als Ergebnis entsprechend erhöhter Sedimentzufuhr (REINECK 1961: 56). Strömungstreifung kann man hierbei nicht erwarten.

6. Durch Sedimentation bei "disharmonischer" Wasserbewegung. Rippeln können sich nur bei bestimmten Konstellationen aller mitwirkenden Faktoren bilden (HÜLSEMANN 1955: 372; WUNDERLICH 1969: 128). Der wohl wichtigste desintegrierende Faktor ist überlagernde, winderzeugte Turbulenz. Diese wird sich bei umso schwächeren

Graden schon störend bemerkbar machen, je feiner das Sediment, d.h. je geringer seine Sinkgeschwindigkeit ist, außerdem, je flacher das Wasser ist. Unter diesen Verhältnissen kann ebene Feinschichtung in einem breiten Geschwindigkeitsintervall entstehen.

Im folgenden seien die einzelnen Möglichkeiten bei den beschriebenen feinkörnigen Sandsteinen anhand der Eigenschaften der ebenen Feinschichtung selber wie auch anhand der Texturen, mit denen sie im Verband steht, diskutiert.

Der Fall (1) ("Absinken aus Suspension in ruhigem Wasser") läßt sich kaum von Fall (2) ("Sedimentation aus einer schwachen Strömung") abgrenzen. Er dürfte bei den schichtungsarmen Sandsteinen mit bankinternen Sackungen (Kap. 5.3.3) am ehesten gegeben sein (Taf. 19, Fig. 1), z.T. auch bei kontinuierlichem vertikalem Übergang von Sand in Ton ("gradational laminated bedding" Taf. 11, Fig. 2 u. 3), wohl auch bei einem Teil der eben laminierten Siltplättchen in Tonsteinpaketen des westlichen Württembergs (Taf. 3, Fig. 2) und solchen in Wechsellagerungen (Taf. 3, Fig. 4). Außerdem kann die Füllung kleiner Kolkrinnen, die sich dem Boden anschmiegt, so abgelagert worden sein (Taf. 15, Fig. 1 b u. c).

Die Mächtigkeit derartig entstandener Schichten bleibt gering, soweit sie nicht in lokalen Sedimentfallen, wie im Fall der Kolkrinnen, abgesetzt wurden. Das ist ohne weiteres verständlich, fehlt bei geringer Wasserbewegung doch der Sedimentnachschieb (REINECK & WUNDERLICH 1969: 91). Der Anteil am Aufbau der Sandsteine ist im Vergleich zu anderen Schichtungsformen gering.

Der Fall (2) ("Sedimentation aus einer schwachen Strömung") läßt sich vom Fall (1) und Fall (6) nicht scharf trennen. In Taf. 3, Fig. 4 spricht das feine, tonreiche Sediment für nur geringe Wasserbewegung, ebenso auch die Einbettung eines Teils der Schalen mit der Wölbung nach unten. Andererseits schmiegen sich die Feinschichten den eingelagerten Schalen nicht an, was für Wasserbewegung spricht, die zwar zu schwach war, alle Schalen mit der Wölbung nach oben einzukippen, jedoch stark genug, die aus der Sedimentoberfläche herausragenden Hindernisse von Sediment frei zu halten. Auch bei ebener Feinschichtung, die nach oben in gradierte Kleinstflaserung übergeht, muß eine schwache Strömung angenommen werden, die auf Grund des nach oben zunehmenden Tongehalts (Taf. 8, Fig. 2) nach oben abgenommen hat. In einem Fall legte sich derartige ebene Feinschichtung konkordant über "Kinneya-Rippeln" (draping), ein Zeichen für nahezu ruhiges Wasser (Taf. 10, Fig. 2 b). Die ebene Feinschichtung tonreicher Siltplättchen in Tonsteinkomplexen geht stellenweise seitlich in sehr flache, nicht erosive Strömungsrippeln über; das spricht für Wasserbewegung im Grenzbereich zwischen ebener Feinschichtung und Strömungsrippeln und könnte die Auffassung von BOGARDI (s.o.) stützen. Der Bau dieser Strömungsrippeln spricht ebenfalls für sehr schwache Strömung: die Luvblätter gehen aus der ebenen Feinschichtung unter Mächtigkeitsverringern der Blätter im Luv hervor, der Silt ist in ihnen und im Kammbereich konzentriert, während der Ton in den Leeblättern und den Mulden überwiegt (vgl. WALKER 1963: 178-179). Die Tatsache, daß diese Strömungsrippeln aus Silt und Tonblättern aufgebaut sind, spricht für einen Wechsel des angelieferten Materials; ein Wechsel der Strömungsgeschwindigkeiten hätte wohl zu einem Wechsel der Texturen führen müssen. Besonders die inverse Gradierung mancher Blätter in diesen Schichten, in denen der Siltgehalt nach oben zunimmt, spricht für eine Änderung der Zusammensetzung des suspendierten Materials (vgl. REINECK & WUNDERLICH 1969: 95).

Der Fall (3) ("Sedimentation bei mäßigen Geschwindigkeiten und geringer Sedimentzufuhr") läßt sich kaum sicher von anderen unterscheiden, weil über typische Texturmerkmale nichts und über den Suspensionsgehalt des Wassers bei der Ablagerung nicht immer Sicheres bekannt ist. Zwei Argumente sprechen für reichliche Sedimentzufuhr in den meisten Fällen innerhalb der bearbeiteten Schichten: einmal die Anzeichen rascher Schüttung der Bänke (einheitliches Material, Sackungserscheinungen, Wühlgefüge nur von der Bankoberfläche ausgehend), zum andern die kontinuierlichen Übergänge in "climbing ripples" sowohl nach der Seite wie nach oben; die Formung von "climbing ripples" erfordert ein

sehr hohes Sedimentangebot (REINECK 1961; MCKEE 1965). Ebene Feinschichtung kann unter den Bedingungen des Falls (3) zuweilen bei nachlassender Wasserbewegung entstanden sein, wenn der Suspensionsgehalt schon stark verringert war; eine Unterscheidung von Fall (6) scheint jedoch kaum möglich.

Fall (4) ("Absatz aus 'schießendem' Wasser") ist in seiner Bedeutung noch unsicher. Nach SIMONS et al. (1965) ist der Geschwindigkeitsbereich für "plane bed with sediment movement" so schmal, daß er häufig unterschritten worden sein müßte, und demzufolge reichlich Strömungsrippeln zu erwarten wären. Zudem scheint sich der Geschwindigkeitsbereich mit abnehmender Korngröße noch zu verkleinern (1965: 45: "The smaller the median fall velocity, the smaller the range of shear stress or stream power, within which plane bed occurs"). Die Bildung von Strömungsrippeln kann allenfalls durch zu geringe Wassertiefe verhindert werden (MCKEE 1965), wie das im Schwall am Strand der Fall ist. Da im vorliegenden Fall Strandbedingungen ausgeschlossen werden können, muß die ebene Feinschichtung im Gros der hier beschriebenen feinkörnigen Sandsteine anders entstanden sein.

Auffallend in diesem Zusammenhang ist das relativ häufige Vorkommen von Strömungsstreifung (parting lineation), das sicher für "plane bed with sediment movement" spricht; die Tatsache, daß sich die Feinschichten erosiven Unterlagen in Tonstein (z.B. in großen Kolkrinnen) nicht anschmiegen, deutet auf einen dynamischen Gleichgewichtszustand zwischen Strömung und Sedimentoberfläche. (In scheinbarem Widerspruch hierzu steht die konkordante Anlagerung in "erosiven Mulden" der großdimensionalen Schrägschichtung; diese Anlagerungsform der Muldenfüllung kann jedoch, wie S. 140 bereits angedeutet, ebenfalls als Abbild eines Gleichgewichtszustands betrachtet werden.) Auf einseitig gerichtete Strömung bei der Entstehung von Strömungsstreifung weisen einmal mit ihr zusammen auftretende "current crescents" (Taf. 16, Fig. 8), andererseits das einseitige Einfallen der mit Strömungsstreifung bedeckten Schichtflächen in großen Kolkrinnen hin, und nicht zuletzt auch die Orientierung langgestreckter Objekte (Holztücke, Pflanzenhäcksel) auf ebenen Schichtflächen SE-NW, also quer zur Küste und zur häufigsten Orientierung von Rippelkämmen. Warum statt Strömungsrippeln trotzdem fast nur Seegangsrrippeln im Verband mit der ebenen Feinschichtung auftreten, bleibt vorerst unklar. Möglicherweise spielen dabei Disharmonien der Wasserbewegung eine Rolle (s.u.). Oben wurde auf die Möglichkeit asymmetrischer Oszillationsbewegung anstelle einseitig gerichteter Strömungen hingewiesen; hierzu sind jedoch weitere Rezent- oder Experimentalbeobachtungen nötig.

Der Fall (5) ("Wandern von Kleinrippeln bei mangelhafter Sedimentzufuhr") kann ausgeschlossen werden. Niemals sind in die ebene Feinschichtung gekappte Rippelzüge eingeschaltet. Dieser Fall findet sich zwar in rezenten Küstensanden nicht selten (DÖRJES et al. 1970: 39; REINECK 1958 c: Taf. 6, Fig. 16). Ob daraus aber auf Bildung ebener Feinschichtung nach Modell (5) geschlossen werden darf, bleibt doch fraglich. In den hier untersuchten unterliassischen Schichten kann der Fall schon deswegen ausgeschlossen werden, weil Strömungsstreifung und laterale Übergänge in "climbing ripples" dabei unmöglich wären.

Der Fall (6) dürfte den Verhältnissen in den beschriebenen Sandsteinen am ehesten gerecht werden. Für ähnliche Sandsteine nimmt SANDERS (1965: 75-76) Absatz aus turbulenter Suspension an. In der Nordsee entsteht ebene Feinschichtung auf diese Weise bis in 40 m Tiefe (REINECK 1963: 6). Für Turbulenz am Grund spricht vor allem die gute Sortierung. Da im Sedimentationsraum auch reichlich Tone abgesetzt wurden, z.T. zusammen mit Sand (Ton- und Mergelsilte), muß man annehmen, daß Ton auch im Ablagerungsbereich eines Sandsteins suspendiert vorhanden war. Dieser wurde wahrscheinlich wie in heutigen Meeren in Form sandhaltiger Flocken abgesetzt; die Flocken wurden dann von der Turbulenz zerlegt, wobei der Ton wieder in Suspension ging (WUNDERLICH 1969: 121). Eine andere Frage ist freilich, warum es im Schwarzen Jura α zu einer Trennung von Sand und Ton bis in den Siltbereich herab kommen konnte, während in rezenten Meeren Silt und Ton i.d.R.

gemeinsam sedimentiert werden als "Schlick". [Über "fairly cleaned very fine sand and coarse silt" in marinem Milieu berichtet ALLEN (1964: 31), allerdings auf einer Delta-plattform. Sedimentation tonarmer Silte beobachteten auch MCMANUS & SMYTH 1970; in diesem Fall dürften klimatische Gründe - geringe chemische Verwitterung auf dem Land - mit-spielen.]

Für im allgemeinen "disharmonische" Wasserbewegung bei Ablagerung der untersuchten Sandsteine spricht, daß Rippelfelder darin meist nur kleine Ausdehnung haben und nach der Seite in ebene Feinschichtung übergehen (wie auch Strömungsrippeln darin immer nur ganz lokal - im Meterbereich - auftreten). Die Hauptmasse der Schichtflächen ist nicht texturiert; für die Flächen mit Strömungsstreifung mögen besondere Bedingungen (s.o.) anzunehmen sein. Von Bedeutung in diesem Zusammenhang ist auch der vertikale Übergang von ebener Feinschichtung in Seegangsrippeln und deren Sequenzen (s. folgenden Abschnitt).

Entstehung der Kleinrippelsequenzen

Der kontinuierliche Übergang von ebener Feinschichtung in Seegangsrippeln nach oben spricht für ebenso kontinuierliche Änderung der Wasserbewegung. Die Tendenz von niedrigen Rippeln mit symmetrischem Innenbau und runden Kämmen an der Basis der Rippelsequenz zu höheren und zunehmend asymmetrisch gebauten Rippeln mit schärferen Kämmen darüber könnte nach bisheriger Kenntnis über Rippeln für eine Zunahme der Wasserbewegung sprechen (McKEE 1965; DAVIS 1965; NEWTON 1968). Im Abb. 54 (1) abgebildeten Fall deutet das basale "draping" auf Absatz der ebenen Feinschichtung bei geringer Wasserbewegung hin.

Aus rezenten Flachseesedimenten ist indessen bekannt, daß sich die ebene Feinschichtung bei Sturm, die oben abschließende Rippellage aber bei dessen Abflauen bildet (Mc KEE 1965: Fig. 6 d-f; WUNDERLICH 1969: Taf. 4, Fig. 10, Taf. 6, Fig. 18; REINECK & SINGH 1971 u. 1972). Über die Texturen, die während des Übergangs entstehen, ist bisher weder durch Tauchbeobachtungen noch durch Experimente Sicheres bekannt geworden, besonders nicht bei so feinen Sedimenten. Für Abnahme der Energie sprechen einerseits die seltenen Fälle von Strömungsrippeln im Übergangsbereich, andererseits die Tatsache, daß bereits beim Übergang stark asymmetrisch gebaute Rippeln auftreten können (Abb. 54, 5). Auch beim Abklingen starker Strömungen entstehen zunächst sehr flache Strömungsrippeln, später steilere (IMBRIE & BUCHANAN 1965).

Der Aufbau der Rippellagen aus "climbing ripples" weist auf rasche Ablagerung ohne Unterbrechung aus dichter Suspension hin. Das gilt auch für scheinbar unregelmäßiger aufgebaute Lagen (Abb. 54, 5; Taf. 7, Fig. 3). Die Unregelmäßigkeit ist dadurch bedingt, daß sich die Asymmetrie des Innenbaus nach der Seite von Rippel zu Rippel ändert. Diese laterale Änderung deutet nach Experimenten von McKEE (1965) darauf hin, daß die die Rippeln erzeugende Energie nicht über die ganze Fläche gleichmäßig verteilt, sondern auf die Bereiche größter Asymmetrie der Rippeln konzentriert war. Derartige Unregelmäßigkeiten der Energieverteilung können auf Interferenz unterschiedlicher Oszillationsbewegungen zurückgehen, deren Orientierung nicht sehr stark voneinander abweicht und die sich gegenseitig bald verstärken, bald abschwächen. Auch bipolar wechselndes Einfallen der Leeblätter übereinander folgender Rippeln beweist keine Unterbrechung der Sedimentation, sind doch zumeist kontinuierliche Übergänge über Rippeln mit symmetrischem Innenbau ausgebildet. Nicht einmal ein Wechsel der Windrichtung während der Sedimentation geschweige denn der Strömungsrichtung muß daraus gefolgert werden. Denn es kann auch die Einfallrichtung der Leeblätter lateral benachbarter Rippeln wechseln, ebenfalls unter Vermittlung durch eine Rippel mit symmetrischem Innenbau (Abb. 54, 5). Bei diesen Wechseln dürften Interferenzerscheinungen ebenso eine Rolle spielen.

Selbst die diskontinuierlichen Wechsel innerhalb einer Rippelsequenz brauchen nicht auf eine Unterbrechung der Sedimentation hinweisen. Vermutlich gibt es bestimmte Grenzwerte der Stärke und Art der Wasserbewegung und der Menge des aus Suspension ausfallenden Sediments, unterhalb deren ein bestimmtes Rippelrelief nicht mehr aufrecht erhalten

bzw. nicht mehr kontinuierlich umgebaut werden kann. In diesem Fall stellt sich ein neues Gleichgewicht zwischen Wasser und Sediment in Form eines neuen Reliefs ein, wobei Teile des alten Reliefs mit Verwendung finden können (vgl. Abb. 54, 4 u. 6).

Möglicherweise spielt bei der Entstehung der Rippelsequenzen die Abnahme der schon mehrfach erwähnten "Disharmonie" der Wasserbewegung während der Beruhigung des Wassers eine Rolle. In diesem Fall wäre es denkbar, daß die zur Formierung von Seegangsrippeln zur Verfügung stehende Energie zunimmt trotz abnehmenden Gesamtinhalts an Bewegungsenergie, indem desintegrierende Anteile der Bewegung sich dem die Rippeln aufbauenden Bewegungsanteil anschließen. Außerdem dürfte die Abnahme des in der Suspension zur Verfügung stehenden Sediments von Bedeutung sein (Reduktion der Luvblätter). Sicherheit über die Entstehung von Rippelsequenzen der beschriebenen Art können freilich erst Rezentbeobachtungen bringen.

Über die Entstehung der in den feinkörnigen Sandsteinen auftretenden großdimensionalen Sedimenttexturen ist so wenig bekannt, daß hier dem im Kap. 5.1.4. darüber Gesagten nichts hinzugefügt werden soll.

Transportmechanismus

Für das Verständnis des Transportmechanismus im untersuchten Sedimentationsraum ist das Vorherrschen ebener Feinschichtung von besonderer Bedeutung. Während Sandsteinbänke, die aus Strömungsrippeln aufgebaut sind, horizontal durch distale Anlagerung weiterwachsen (Typ Schilfsandstein), müssen die Bänke mit ebener Feinschichtung im Schwarzen Jura α jeweils zur selben Zeit über größere Flächen im wesentlichen durch Auflagerung entstanden sein. Da alle Anzeichen für rasche Sedimentation einer Bank sprechen, muß der Sand von dem sicher nicht nahe gelegenen Liefergebiet in vielen diskontinuierlichen Akten bis zum Ort des endgültigen Absatzes umgelagert worden sein.

Distale Anlagerung als Anzeiger von Strömungsrichtungen ist deutlich nur in manchen Strömungskleinrippeln (s. Kap. 5.1.5.) und in der Füllung großer Kolkrinnen (Kap. 5.2.2.) ausgebildet. In Bänken mit großdimensionaler Schrägschichtung ist sie sehr flach und undeutlich, so daß sich darin die Anlagerungsrichtung nur schwer feststellen läßt (Kap. 5.1.4.). Die Leeblattschichtung von Seegangsrippeln gibt keinen Hinweis auf Transportrichtungen (NEWTON 1968), sie ist im wesentlichen Abbild der Windrichtung.

Die Hauptmasse der in den Sandsteinen beobachteten primären Sedimenttexturen ist zweifellos winderzeugt, teils durch Seegang, teils durch winderzeugte Strömungen, meist wohl durch Interaktion zwischen beiden. Als Strömungsindikatoren wurden distale Anlagerung, Gegenstandsmarken, Einsteuerung von Objekten (quer zum generellen Rippeltrend) und Erosionsformen ("crescent marks") gefunden. Die Orientierung der Strömungsindikatoren ist einheitlich SE-NW, lediglich bei der großdimensionalen Schrägschichtung scheint N-S vorzuliegen. Die jeweilige Richtung hängt von der Art der Anzeiger ab. Bei Einsteuerung läßt sich eine bestimmte Richtung i.d.R. nicht erkennen. Bei Gegenstandsmarken auf Sohlflächen stellt man in fast allen Fällen bipolaren Wechsel fest. Bei distaler Anlagerung hingegen ist i.a. kein bipolarer Wechsel zu beobachten (mit Ausnahme einiger Fälle in Strömungskleinrippeln); es läßt sich vielmehr durchweg Schüttung in südliche Richtungen erkennen: nach SE in Strömungskleinrippeln und Kolkrinnen, nach S innerhalb der großdimensionalen Schrägschichtung.

5.2. Erosionsformen

Die Sedimentation des Schwarzen Jura α vollzog sich ausgesprochen diskontinuierlich. Aufarbeitungsflächen in Form von Schalenlagen, abrupten Sedimentwechseln und Kappung älterer Texturen folgen sich im Abstand von wenigen Zentimetern bis Dezimetern. Die von den Erosionsvorgängen hinterlassenen Formen können je nach Beschaffenheit des Substrats sehr unterschiedlich gestaltet sein.

5.2.1. Erosionsformen in Sandsteinen

Erosionsdiskordanzen innerhalb großdimensionaler Schrägschichtung

Der Vollständigkeit halber sei hier noch einmal auf die verschiedenen Erosionsdiskordanzen innerhalb feingeschichteter Sandsteinbänke hingewiesen, die oben als "erosive Mulden" in Zusammenhang mit der Kreuzschichtung beschrieben worden sind (Kap. 5.1.4.).

"Erosive Pfannen"

An der Oberseite von Sandsteinbänken beobachtet man, im Arbeitsgebiet nach E zunehmend, Erosionsformen, die im Querschnitt wie flache Rinnen mit relativ steilen Wänden aussehen. Die Wände werden nach unten flacher, z.T. unregelmäßig abgestuft, und gehen in einen schichtparallel verlaufenden Boden mit kleineren Unregelmäßigkeiten über. Die Erosionstiefe ist im W der Sandsteinkörper sehr gering (unter 20 cm), sie nimmt nach E zu und kann im östlichen Wechsellagerungsbereich 70 cm erreichen (Abb. 59). Der Querschnitt kann viele Meter breit werden. Der Grundriß ist, soweit bekannt, ganz regellos (Abb. 56); er unterscheidet sich damit sowohl von den rundlichen Grundrissen der "erosiven Mulden" als auch von der gestreckten Form der Kolkrinnen (s.u.). Aus diesem Grund weisen die Wände in Querschnitten innerhalb eines Aufschlusses auch keine einheitliche Orientierung auf. Das ausfüllende Sediment (Feinsand, Silt, Wechsellagerungen, Ton) weicht von dem der übrigen Bank meist ab, ein weiterer Unterschied zu den "erosiven Mulden".

Die Gebilde werden hier den "erosiven Mulden" mit ihrem gleichmäßig gekrümmten Querschnitt als "erosive Pfannen" auf Grund ihrer abweichenden Querschnittsform (steile Wände, flacher Boden) gegenübergestellt.

Der Unterschied zu den "erosiven Mulden" wird noch deutlicher, wenn man die Bankoberfläche betrachtet. Dabei zeigt sich, daß die "erosiven Pfannen" längere Zeit nach Abschluß der Bankbildung entstanden sein müssen. Der Abschluß der Vorgänge, die sich während der Entstehung einer Bank vollzogen haben, wird durch deren einheitliche Ober-

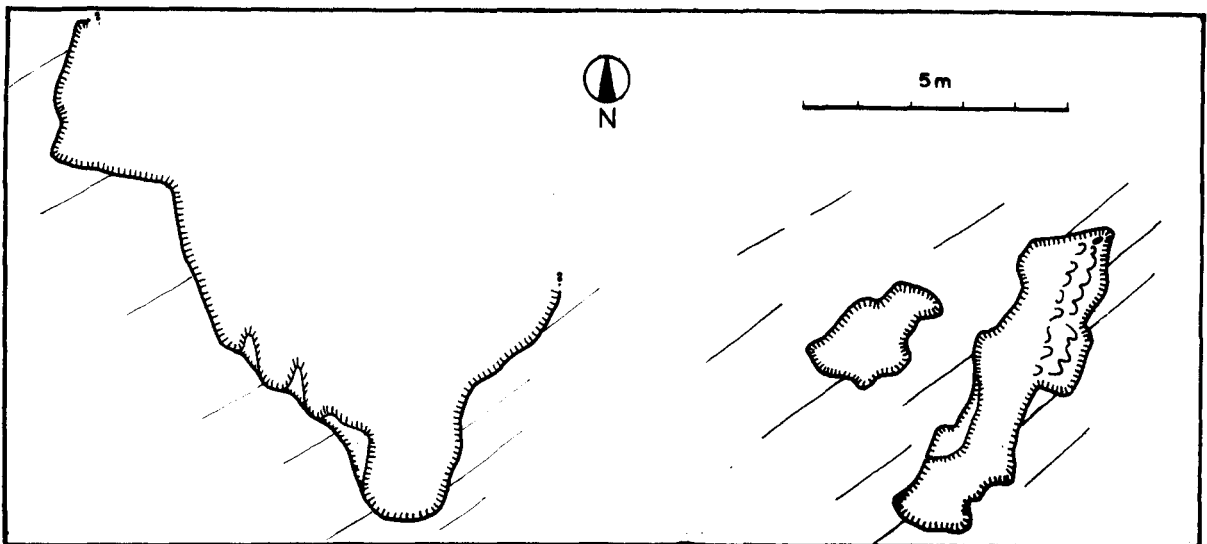


Abb. 56. Flache, unregelmäßig umgrenzte Erosionsformen ("erosive Pfannen") auf einer Schichtfläche. Die große Form links lag etwa 15 m NNW der beiden kleinen rechts. Die durchschnittene Schichtfläche ist von Seegangsrippeln bedeckt, deren Verlauf ist durch die SW-NE orientierten Striche angedeutet. Auf der Oberfläche der Füllung aller Formen waren große, unregelmäßige Interferenzrippeln ausgebildet. Einige davon sind in der langgestreckten Form rechts skizziert; diese Partie ist auf Taf. 12, Fig. 5 abgebildet.

fläche angezeigt; die Einheitlichkeit der Bankoberfläche kann z.B. durch ein großflächiges System von Seegangsrrippeln betont werden. In jedem Fall wird die Fläche von jüngerem Sediment überlagert und dann von Wühlgefügen durchsetzt.

Die hier beschriebenen Erosionsformen durchschneiden nun diese einheitliche Oberfläche. Es sind - im Gegensatz zu den "erosiven Mulden" - ganz regellos, z.T. lappig umgrenzte Flecken sehr unterschiedlicher Größe, die in die Fläche gerissen wurden. Die Oberfläche der Füllung hebt sich scharf von der ursprünglichen Schichtfläche ab. Sie ist meist von großen Seegangsrrippeln, vielfach Interferenzrippeln, bedeckt und kaum durchwühlt (Taf. 12, Fig. 5 u. 6).

Zum Zeitpunkt der Erosion hatte das Substrat offensichtlich bereits eine gewisse Konsolidierung erfahren, so daß die Abtragung von der wechselnden Festigkeit der Feinschichten beeinflußt wurde. In vielen Fällen wurden nur der überlagernde Ton und die bioturbate Schicht abgehoben, so daß die Erosion allein durch den scharfen Gegensatz der Sedimentoberflächen erkennbar wird (Taf. 12, Fig. 6).

Flächenhafte Erosion

Nicht selten werden Sandsteinbänke nach oben durch eine unregelmäßige Fläche abgeschlossen, die die Innentextur zerschneidet. Die Formelemente solcher Flächen können sehr unterschiedlich sein von flachen Wellungen über rinnenartige Vertiefungen und Kolklöcher (Taf. 12, Fig. 2-4) bis zu bizarren Auskolkungen, wie sie GOLDRING aus den devonischen Baggy beds (1971: Taf. 2, Fig. c, u. Taf. 3, Fig. e) abgebildet hat. Sie lassen sich nicht gut systematisieren. Manche erinnern an "current crescents", d.h. hufeisenförmige Kolke um Hindernisse, im vorliegenden Fall um diagenetisch stärker verfestigte Gesteinspartien (Taf. 12, Fig. 3); sie lassen an ihrer Orientierung die Strömungsrichtung erkennen. Andere, als Vertiefungen ausgebildete Formen besitzen ein stromauf gelegenes steileres Ende (Taf. 12, Fig. 4).

Die Erosionsfläche wird entweder von einer dünnen, rippelgeschichteten Sandschicht oder von tonigem Sediment überlagert. Der formende Mechanismus dürfte derselbe sein wie bei den "erosiven Pfannen", nur bleiben bei flächenhafter Erosion von der ursprünglichen Bankoberfläche allenfalls Relikte erhalten. Wo dünne Sandsteinplättchen in Wechsellagerungen von dieser Art der Erosion betroffen werden, greift die Erosion oft bis auf die Unterlage durch und löst so das Bänkchen in einzelne Linsen auf (Taf. 11, Fig. 4).

Einen Spezialfall flächenhafter Erosion in Sandstein bilden die Basisflächen von Aufarbeitungshorizonten auf Sandsteinbänken. Gute Beispiele dafür bieten α 2 VI im Schönbuch und westlichen Fildergebiet sowie α 3 II in Ostwürttemberg. Die Abtragung muß hier tiefere Teile des Sediments erfaßt haben, wie die umgelagerten Konkretionen und die Standfestigkeit des Sandes zeigen. Es kommen vereinzelt Kolkformen mit vertikalen und überhängenden Wänden vor (Grundriß i.d.R. rundlich), die Erosion kann sogar Schichtfugen in den Sandstein hinein folgen (SSW Hüttlingen 388). Vermutlich hatte hier die diagenetische Verfestigung bereits größere Fortschritte gemacht.

5.2.2. Erosionsformen in Tonstein

Flächenhafte Erosion

Die Unterseiten von Sandsteinbänkchen sind oft unregelmäßig wenige Millimeter bis Zentimeter in den liegenden Tonstein eingetieft (Taf. 3, Fig. 2,4; Taf. 11, Fig. 2-5 u. 7). Zumeist haben die Ausräumungsformen keine einheitliche Gestalt und Orientierung, sondern bilden auf der Sandsteinunterseite unregelmäßige Erhabenheiten. Vielfach handelt es sich um Wühlgänge, die von der Wasserbewegung freigespült und z.T. überprägt worden sind (Taf. 11, Fig. 5). Thalassinoides ist nicht selten als Ausgangsform nachweisbar. Im E des Gebiets kommen auch wellige, parallel angeordnete, schwach mäandrierenden Furchen vor (Taf. 11, Fig. 7). Sie verlaufen durchweg SE-NW.

Manche Erosionsflächen in Tonstein sind auch ziemlich eben oder nur flach gewellt; daß Erosion stattgefunden hat wird oft erst an stufenförmigen Absätzen (Taf. 3, Fig. 1 a; Taf. 12, Fig. 2) oder inselartigen Erosionsrelikten (Abb. 59; Taf. 12, Fig. 1; Taf. 18, Fig. 4) erkennbar. Das bedeutet jedoch nicht, daß jeder Sandschüttung eine Erosion vorausgegangen ist (s. Schluß des Kap. 5.2.2.).

Flächenhafte Erosion in Ton liegt auch an der Basis der meisten Aufarbeitungshorizonte in Tonstein vor. Die Flächen sind oft ziemlich unregelmäßig, vor allem durch freigespülte Lebensspuren (Thalassinoides). Im westlichen und mittleren Württemberg kommen einzelne flachere oder steilere konische Formen vor, die sich von der Bankunterseite bis über 10 cm in den liegenden Ton absenken können und mit Material der Bank gefüllt sind (Taf. 22, Fig. 4). Ihre Entstehung ist noch unklar, vermutlich kamen sie durch Umformung vertikaler Schächte zustande.

Nur wo eine Erosionsfläche von Sand oder Schill überdeckt wird, ist sie leicht erkennbar. Innerhalb von Tonstein lassen sich solche Flächen meist nur feststellen, wenn der Tonstein frisch ist und Farbwechsel infolge wechselnder Siltgehalte vorhanden sind. Sonst weisen allenfalls Schalenpflaster auf Aufarbeitung hin.

Bei flächenhafter Erosion lassen sich nur minimale Erosionsbeträge angeben, nämlich die Differenz zwischen dem höchsten und dem tiefsten Punkt des Erosionsreliefs. An der Unterseite von Sandsteinplättchen sind das meist nur wenige Millimeter, bei dickeren Sandsteinbänken Zentimeterbeträge.

Kolkrinnen

Auftreten

In den Tonsteinen und Wechsellagerungen Ostwürttembergs treten von der Göppinger Gegend an (Abb. 57) nach E horizontweise rinnenartige Kolkformen unterschiedlicher Größe auf, wie sie im Muschelkalk schon lange bekannt sind und aus sandigen Schichtfolgen verschiedensten Alters in zunehmender Häufigkeit beschrieben werden (s.u.). Sie sind aus Württemberg bis jetzt nicht beschrieben worden; erwähnt hat sie lediglich PFEFFER (1942).

Kleine Exemplare (Tiefen unter 10 cm, Breiten wenig mehr) sind am häufigsten dicht unter- und oberhalb $\alpha 1 V$ im Gmünder und Aalener Gebiet, seltener im oberen Teil des Hauptsandsteins (östlicher Wechsellagerungsbereich des Hauptsandsteins 3+4). Sonst kommen sie nur sporadisch vor.

Größere Formen (Tiefen über 10 cm, Breite mehrere Dezimeter) treten meist an der Unterseite oder im Niveau bestimmter Bänke von Sandsteinkörpern (i.d.R. der Basalbank) auf, so an der Basis des Gmünder Sandsteins, des Oberberkener Sandsteins, des Hauptsandsteins 1 (unterer und oberer Komplex), des Horizonts $\alpha 2 VIII$ und des Hauptsandsteins 4. Der Horizont großer Rinnen unterhalb $\alpha 3 I$ im Göppinger und Gmünder Gebiet setzt sich nach W nicht in einen Sandsteinhorizont fort; ihm entspricht stratigraphisch möglicherweise die Wechsellagerung unterhalb $\alpha 3 I$ im mittleren Fildergebiet.

Bei Vorkommen von großen Formen im Niveau ausgedehnter Sandsteinbänke beobachtet man eine laterale Entwicklung von flachen, muldenförmigen Erosionsformen an der Basis der Bänke im W zu deutlichen Kolkrinnen weiter östlich. Noch weiter östlich kann die überlagernde Sandsteinbank geringmächtig werden und streckenweise auskeilen, so daß die Rinnen dort isoliert sind (am besten zu beobachten an der Basis des Gmünder Sandsteins Abb. 20). In vielen Fällen geht die überlagernde Sandstein- oder Schillbank kontinuierlich aus der Rinnenfüllung hervor; in anderen sind beide durch eine Erosionsfläche getrennt (vor allem bei Kleinformen in Wechsellagerungen).

Die Abstände zwischen den Kolkrinnen eines Horizonts schwanken stark. Es kommen Einzelexemplare ohne Nachbarn im Aufschluß vor, aber auch Gruppen dicht benachbarter Exemplare. Unter den größeren Formen ist die Dichte im Horizont unter $\alpha 3 I$ sicher am größten (Abstand 10-20 m). Während größere Formen immer nur Einzelhorizonte bilden, können Kleinformen in Gruppen dicht übereinander liegender Horizonte vorkommen.

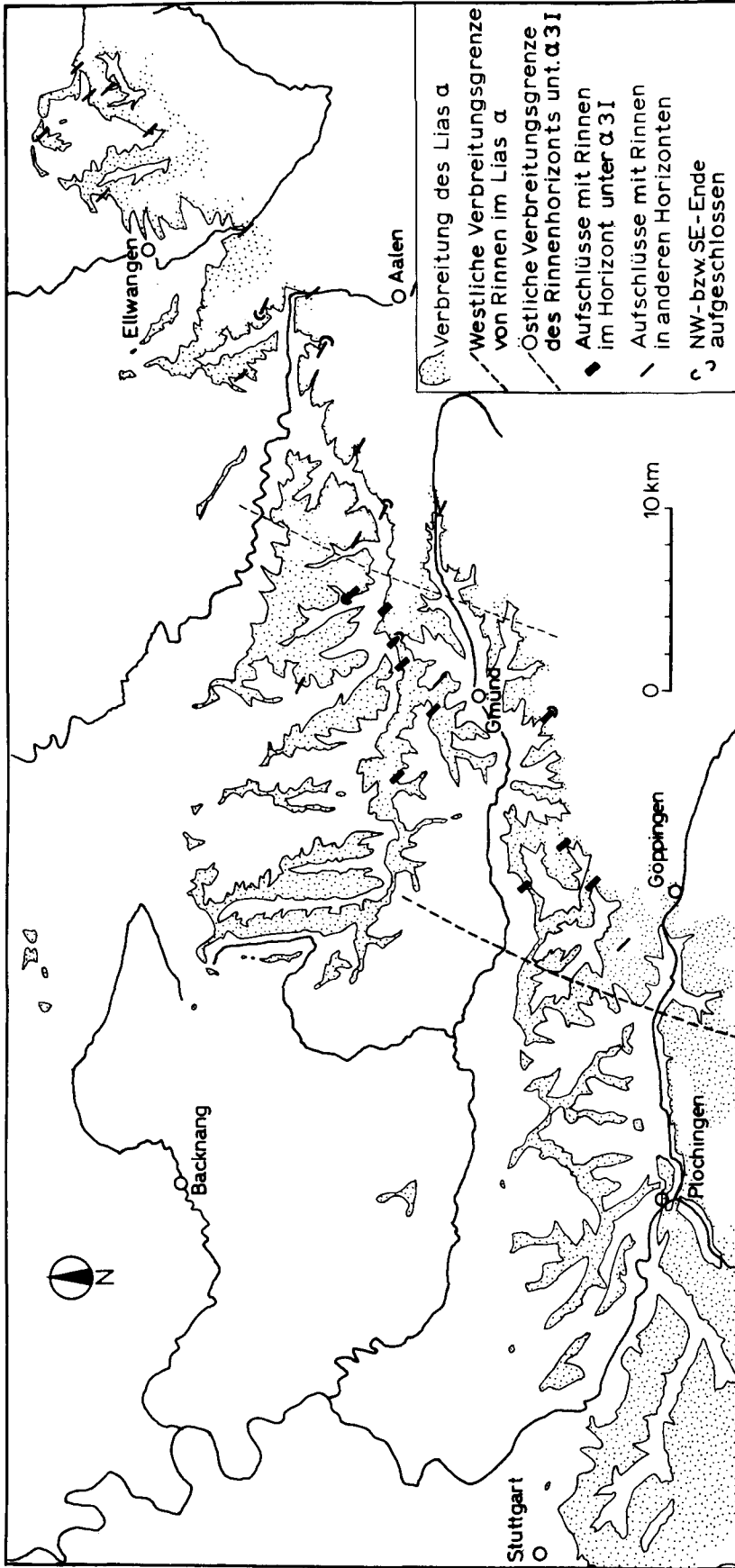


Abb. 57. Verbreitung von Kolkrinnen in Württemberg.

Die Kolkrinnen beginnen und enden auf der Fläche, in die sie eingetieft sind, regellos, verlaufen aber im ganzen Gebiet und in allen Horizonten mit bemerkenswerter Richtungskonstanz. Von 75 vermessenen Rinnen waren 80% $130^{\circ} \pm 15^{\circ}$ orientiert (Extremwerte 110° bzw. 160°). Nur bei drei Einzelexemplaren, die nicht an einen weiter verbreiteten Horizont gebunden waren, wurden stärker abweichende Werte gemessen. Die Rinnen laufen einander also parallel.

Form

Die Kolkrinnen sind gerade oder schwach gewunden und nicht vergabelt. Ihre Größe variiert zwischen den einzelnen Horizonten beträchtlich (Tiefe 3-70 cm, Breite 5 cm bis mehrere Meter), bleibt innerhalb eines Horizonts aber ziemlich konstant. Das gilt insbesondere für die Rinnentiefe. Auf die Veränderung von Tiefe und Form bei Horizonten an der Unterseite von Sandsteinbänken von W nach E wurde bereits oben hingewiesen. Die Länge ist gering, das kürzeste Exemplar maß (bei 4 cm maximaler Tiefe) 20 cm. Im Querschnitt große Exemplare werden sicher viele Meter lang. Gewöhnlich ist im Aufschluß nur ein Ende sichtbar bzw. zu ergraben; entsprechend den verschiedenen Expositionen der Aufschlüsse fanden sich sowohl nordwestliche wie südöstliche Endigungen (Abb. 57).

Die Kolkrinnen sind, nach der Ausgestaltung der Endigungen in nordwestlicher und südöstlicher Richtung zu urteilen, an beiden Enden in das Sediment eingetieft, enden also in beiden Richtungen "blind". Dadurch unterscheiden sie sich prinzipiell von gewöhnlichen Erosionsrinnen, die in einen Vorfluter einmünden. Die Form der Endigungen zeigt keine Unterschiede nach der Himmelsrichtung, so daß daraus nicht auf die Strömungsrichtung geschlossen werden kann. Die Form richtet sich vielmehr nach der Gestalt des Rinnenquerschnitts kurz vor dem Ende; es ist eine Art "umlaufendes Streichen" ausgebildet (Taf. 14, Fig. 3 u. 4; Taf. 15, Fig. 4 u. 5).

Die Querschnittsformen sind sehr variabel. Bei kleinen, schmalen Exemplaren (Breite und Tiefe unter 10 cm) überwiegt gerundeter Querschnitt, daneben kommt V-Form vor (Taf. 15, Fig. 1-5). Bei größeren Exemplaren sind diese Querschnittsformen selten, bei ihnen ist der Boden eben oder auch leicht nach oben gewölbt (Abb. 58; Taf. 13, Fig. 1-4; Taf. 14, Fig. 2 a). Die Wände zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Material. Festere Lagen springen rippenartig vor, weichere sind ausgekolkt; Ton- und Siltsteinlagen lassen dabei keine spezifischen Unterschiede der Erodierbarkeit erkennen. Meist sind die Wände oben flach und versteilen sich nach unten (Abb. 58 d-h; Taf. 13, Fig. 2), häufig mit scharfem Knick; vertikale und überhängende Wände sind keine Seltenheit. I.d.R. ist die eine Wand steiler als die andere, jedoch liegt die steilere nicht bei allen Rinnen auf derselben Seite.

Nicht selten findet man "multiple" Formen (VOSSMERBÄUMER 1970: 174 u. Taf. 2, Fig. 6), die an ein mehrfaches Ausräumen und Auffüllen denken lassen, wobei jeweils die jüngere Rinne in ihrem Verlauf etwas von der älteren abwich (Abb. 58 c-d; Taf. 13, Fig. 3). Es fällt auf, daß Erosionsflächen im Sand der Rinnenfüllung nicht in mutmaßliche Erosionsflächen einer angenommenen späteren Erosion, die die ursprüngliche Rinne nach der Seite in den Tonstein erweitert hätte, übergehen (Abb. 58 c-d; Taf. 13, Fig. 3). So haben die Erosionsformen der fraglichen späteren Erosionsphase im Ton keine Fortsetzung in der Füllung. Es ist daher zweifelhaft, ob Mehrphasigkeit vorliegt. Die Formen können auch durch einen einmalig wirkenden Kolkmechanismus entstanden sein (s.u.).

Die Rinnen zeigen in ihrem Verlauf keine nennenswerte Breitenentwicklung, vor allem keine einseitig gerichtete. Es wurden Rinnenenden von über 1 m Breite beobachtet (Taf. 14, Fig. 3-4). Nie geht aus einer Kleinform eine Großform hervor, weil innerhalb eines Horizonts nur ein ganz bestimmter Größenbereich auftritt.

Wo die Rinnen an der Unterseite einer Bank erscheinen, bzw. dort, wo die Füllung nach den Seiten weiter ausgreift, kann sich auch außerhalb der Rinnen Erosion bemerkbar machen durch welliges oder stufenförmiges Auf- und Absteigen der Sandsteinunterfläche.

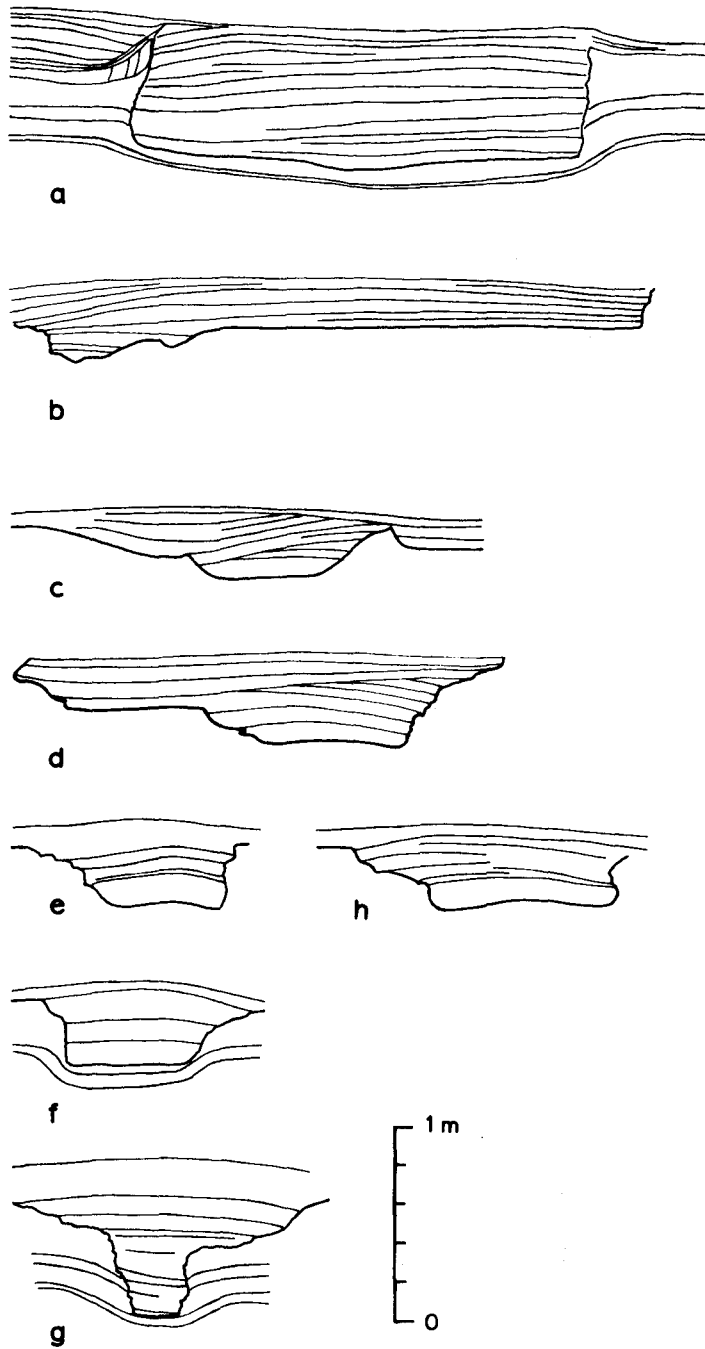


Abb. 58. Querschnitte durch Kolkrinnen (größere Formen).

a, b, e, f, g: Horizont unter α 3 I Täferrot 285).

h: Horizont unter α 3 I (Göggingen 342).

c: Horizont unter α 2 X $\hat{=}$ Hauptsandstein 4 (Metlangen 204).

d: Horizont wenig unter α 2 I (Bronnen 376).

Vgl. Taf. 13, Fig. 1 (a), Fig. 3 (c), Fig. 2 (g).

Derartige flächenhafte Erosion in Tonstein wurde bereits oben beschrieben; die dabei erwähnten erosiven Stufen streichen oft SE-NW wie die Kolkrinnen, jedoch sind starke Abweichungen viel häufiger. Die Kolkrinnen erweisen sich damit als spezielles Formelement, das bei flächenhafter Erosion auftreten kann.

Die Grenze zwischen Kolkrinnen einerseits und flächenhafter Erosion andererseits ist unscharf. Es gibt Rinnen, die bei 5 cm Tiefe viele Meter breit werden und beiderseits von senkrechten Wänden begrenzt sind. Im Aufschluß Illenschwang (414) waren Kolkrinnen von 20 m und mehr Breite zu beobachten (Abb. 59). Wahrscheinlich gibt es ein Stadium der Erosion, bei dem die Kolkrinnen lateral miteinander in Verbindung treten, so daß schließlich kein Muster isolierter Rinnen, sondern umgekehrt ein Muster isolierter Erosionsrelikte in Form von "Tafelbergen" auf einer zusammenhängenden Erosionsfläche besteht (Abb. 59, oberste Sandsteinbank).

Boden und Wände mancher Kolkrinnen sind bedeckt von Schleif- und Stoßmarken (groove casts, bounce casts, impact casts; s. weiter unten). Die Schleifmarken verlaufen entweder horizontal in Rinnenrichtung oder sie bilden (nur bei tiefen Rinnen) einen deutlichen Winkel mit der Horizontalen (Taf. 14, Abb. 1 u. 2); das Einfallen ist dabei stets nach SE gerichtet. Stoßmarken zeigen in jedem Fall einander entgegengesetzte Stoßrichtungen an (Taf. 15, Fig. 3; Taf. 14, Fig. 1 b u. 2 b). In ihrer Ausbildung unterscheiden sie sich in beiden Richtungen nicht. Eine bestimmte Reihenfolge der Stoßrichtungen ließ sich nicht feststellen. Soweit die Schleifmarken nach SE einfallen, verläuft die Stoßrichtung dorthin ebenfalls schräg nach unten; die Stoßmarken in der Gegenrichtung hingegen weisen schräg nach oben. Ein entgegengesetzt (nach NW) einfallendes, kreuzendes System von Marken wurde nicht beobachtet; deshalb müssen auch die Schleifmarken der nach NW gerichteten Wasserbewegung schräg nach oben ansteigen, sodaß sie sich von den andern, bei der Bewegung nach SE entstandenen, nicht unterscheiden lassen. Systeme von Kolkmarken (Korkzieherkolke, flute casts), wie sie KUDRASS (1967) in Kolkrinnen des Muschelkalks beobachtet hat, fehlen. Vereinzelt Wülste kommen vor, jedoch ist bei ihnen nicht sicher, ob es sich nicht um ausgespülte und umgeformte Wühlgefüge handelt.

Rinnenfüllung

Die Kolkrinnen sind durchweg mit Sand im Korngrößenbereich der übrigen Sandsteine gefüllt (Silt bis Feinsand). Schill kommt vereinzelt in Lagen innerhalb des Sandes vor. Reine Schillfüllungen (mit Sandmatrix) finden sich in Ostwürttemberg und weiter östlich in Horizonten vom Typ der chamositischen Kalksandsteine (z.B. $\alpha 2$ VIII).

Die Korngröße bleibt innerhalb eines Horizonts i.a. konstant. Wenn der Horizont im Niveau eines nicht kompakten Sandsteinkörpers liegt, bleibt sie gleichmäßig fein (Silt), wenn er im Niveau eines kompakten Sandsteinkörpers auftritt, erscheinen die ersten Rinnen erst im Bereich maximaler Korngrößen. Lediglich im Rinnenhorizont an der Basis von $\alpha 3$ I nimmt die Korngröße von W (Göppinger Gebiet) nach E (Gmünder Gebiet) signifikant zu. In kleinen Kolkrinnen ist das Korn fast immer sehr fein; einmal wurde in einer solchen Rinne mittelkörniger Sand angetroffen (Unterschneidheim 410 a), ein andermal bräunliche, abgerollte, tonige Partikel (Pellets) unsicherer Herkunft (Wahlenheim 311) (Belegstücke sind hinterlegt).

An der Rinnensohle findet sich oft eine Lesedecke von Schalen (Taf. 15, Fig. 5 b), bei größerer Tiefe (über 50 cm) kommen auch ausgespülte Konkretionen vor. Schlickgerölle wurden dagegen nicht beobachtet. Tonstein und Wechsellagerungen von Tonstein und Sandsteinplättchen, als Füllung der Kolkrinnen, wie sie vor allem in Prielen in Watten häufig sind (REINECK 1958 a u. 1967), fehlen völlig.

Die Schichtungsformen der Rinnenfüllung gleichen weitgehend denen der übrigen feinkörnigen Sandsteine. Strömungsrippeln fehlen. Man beobachtet ebene bis wellige Feinschichtung. In großen Kolkrinnen fallen die Feinschichten flach nach SE ein (Taf. 13, /

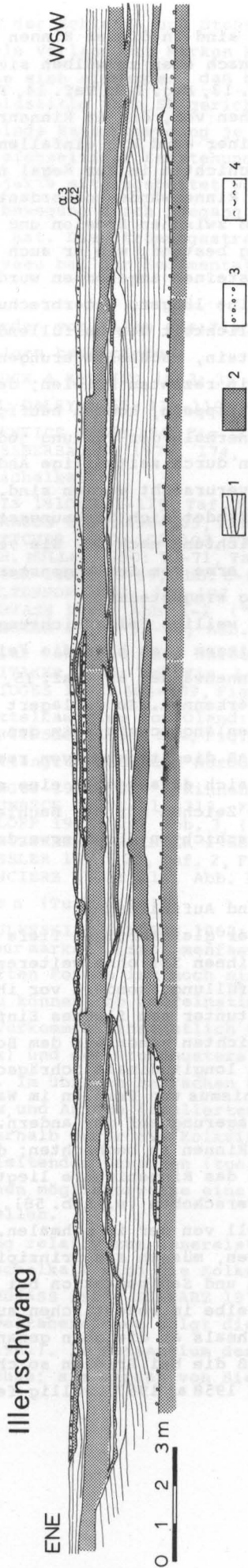


Abb. 59. Ansicht eines Ausschnitts aus der SSE-Wand des Aufschlusses Illenschwang (414).

- 1 Sandstein; dünne Striche: Feinschichtung, soweit sichtbar; dickere Striche: Erosionsflächen.
- 2 Tonstein und Wechsellagerungen von Tonstein und Sandsteinplättchen.
- 3 Ringe: umgelagerte Konkretionen; Punkte: Grobsand.
- 4 Schill.

Starke Mächtigkeitsschwankungen der Sandsteinhorizonte infolge unregelmäßiger Erosion an der Ober- und Untergränze. Die Obergrenzen zeigen vielfach ein sehr unruhiges, durch Auskolkung bedingtes Kleinrelief. Man vergleiche damit den gleichmäßigen Schichtaufbau weiter westlich (Abb. 44). Dargestellt ist die Region des Hauptsandsteins; die tieferen Schichten, die nur an einer Stelle aufgeschlossen waren, und die darüber folgenden Grobsande und Feinkiese der Arietenschichten sind weggelassen.

Fig. 5-6; Taf. 14, Fig. 1 a - 2 a). Im Querschnitt sind in diesen Rinnen die Schichten an der Basis eben oder nach unten durchgebogen, nach oben zu wölben sie sich von den Wänden zur Mitte hin mehr und mehr aufwärts (Taf. 13, Fig. 1-2; Taf. 14, Fig. 2 a). Flache Diskordanzen sind häufig. Es kommen Erosionsflächen vor, die in Rinnenrichtung einfallen (Taf. 13, Fig. 5-6), aber auch solche, die zu einer Wand hin einfallen (Taf. 13, Fig. 3; Abb. 58 c-d). Es fällt auf, daß sich die Feinschichten in der Regel nur Erosionsflächen im Sandstein, nicht aber flacheren Teilen der Rinnenwände konkordant anlagern (Abb. 58 b, d, g, h). Daraus kann man wohl schließen, daß zwischen Erosion und Sedimentation bei der Füllung ein enger dynamischer Zusammenhang bestand, wie er auch bei den Erosionsdiskordanzen in den übrigen feinkörnigen Sandsteinen angenommen wurde (s. S. 140). Aus den Erosionsdiskordanzen kann nicht auf eine längere Unterbrechung der Füllung geschlossen werden. Dagegen spricht die Einheitlichkeit des auffüllenden Materials. Bei Unterbrechungen wären Einschaltungen von Tonstein, Wechsellagerungen, Seegangsrrippeln oder Wühlhorizonten zu erwarten, ähnlich wie in rezenten Prielen; derartiges wurde jedoch nie gefunden. Rippeln, i.d.R. Interferenzrippeln, kommen häufig als oberer Abschluß der Füllung großer, isolierter Rinnen vor, innerhalb der Füllung jedoch nicht. Man kann daraus schließen, daß die Erosionsdiskordanzen durch zeitweilige Änderung der hydrodynamischen Bedingungen während der Auffüllung verursacht worden sind.

Auf den Schichtflächen der Rinnenfüllung findet sich Strömungstreifung (parting lineation) häufig, auch bei flacher Schrägschichtung nach SE. Sie verläuft rinnenparallel. Langgestreckte Objekte (Seeigelstacheln, Arme von Schlangensterne, Stielabschnitte von Crinoiden, Holz) sind in Rinnenrichtung eingesteuert.

In kleinen Kolkrinnen herrscht ebene oder wellige Feinschichtung vor (Taf. 15, Fig. 1 b). Im Gegensatz zu den größeren Formen schmiegen sich hier die Feinschichten vielfach (keineswegs immer) dem Rinnenboden und den Rinnenwänden an (Taf. 15, Fig. 1 b, c). Eine Schüttungsrichtung läßt sich hier nur selten erkennen. So verlagert sich z.B. auf Taf. 15, Fig. 1 b, die Mulde im rechten Teil des Rinnenlängsschnitts in den darüber folgenden Feinschichten kontinuierlich nach links, so daß die Strömung von rechts gekommen sein muß; rechts der kleinen Querrinne entwickelt sich daraus oben eine entsprechende Rippel. Im oberen Teil hört die Verschiebung auf, ein Zeichen für das Nachlassen der Strömung, worauf auch der zunehmende Tongehalt der Feinschichten (Dunklerwerden) nach oben hinweist.

Zeitliche Relationen von Auskolkung, Marken und Auffüllung

Die Rinnen eines Horizonts sind auf Grund ihrer gleichartigen Tiefe und Füllung sicher gemeinsam entstanden. Bei den schmälern von ihnen ist ohne weiteres einsichtig, daß die Auskolkung nicht gleichzeitig mit der Auffüllung, sondern vor ihr erfolgt ist. Auf Querschnitten sehr breiter Exemplare kommt mitunter ein flaches Einfallen der Schichten zu einer Wand hin vor, wobei die tieferen Schichten schon auf dem Boden der Rinne auskeilen (Abb. 59 rechts oben). Dies erinnert an longitudinale Schrägschichtung (REINECK 1958) und damit auch an den Verlagerungsmechanismus von Prielen im Watt: Erosion auf der einen Seite des Priels bei gleichzeitiger Anlagerung auf der andern. Eine gewisse Asymmetrie im Bau der Füllung ist bei fast allen Rinnen zu beobachten; die Kulmination der oben erwähnten Aufwölbung der Schichten gegen das Rinneninnere liegt selten genau in der Mitte, sondern gegen eine der Wände hin verschoben (s. Abb. 58). Die Asymmetrie in sehr breiten Kolkrinnen ist wohl ein Extremfall von der in schmalen. Da jedoch breite und schmale in einem Horizont benachbart liegen, müssen sie prinzipiell auf gleiche Weise entstanden sein, d.h. wenn sich Erosion und Sedimentation bei den schmalen Kolkrinnen nacheinander vollzogen haben, ist dasselbe im wesentlichen auch für die breiten anzunehmen. Es sei in diesem Zusammenhang nochmals an die oben genannten Unterschiede zu Prielen erinnert und ergänzend erwähnt, daß die bei Prielen so charakteristischen Rutschungen im benachbarten Sediment (REINECK 1958 a; 1967) völlig fehlen.

/ Die Entstehung der Schleif- und Stoßmarken fällt zwischen Auskolkung und Auffüllung. Der schichtparallele Verlauf der Marken könnte für Bildung während der Auffüllung sprechen. Dagegen ließe sich einwenden, daß bei Einfallen nach SE die Schrägschichtung der Füllung für eine einseitig nach SE gerichtete Strömung spricht, während die Stoßmarken auf bipolar wechselnde Wasserbewegung je gleicher Stärke hinweisen. Zudem wäre zu erwarten, daß bei gleichzeitiger Entstehung der Schichten und Marken wenigstens ein Teil der erzeugenden Objekte miteingebettet worden ist. Vielleicht muß man mit einer oszillatorischen Wasserbewegung durch Seegang rechnen, die sich der auffüllenden Strömung nach SE überlagert hat. Die Strömungsstreifung auf den Schichtflächen spricht für ein erhöhtes Energieniveau bei der Sedimentation.

Vergleiche

Ähnliche Rinnen wurden vor allem aus Flachseesedimenten, aber auch aus anders interpretierten Sedimentfolgen beschrieben:

Fluvia til: BLUCK & KELLING 1963: 39 ("flute casts")

"Nicht marin": DALEY 1965: 116-119, Fig. 5 ("runnel casts")

Delta: PRENTICE 1961: 174, Fig. 2 ("scour channel")
VOSSMERBÄUMER 1970: 174, Taf. 2, Fig. 6 ("Rinnen")

Flachsee: Muschelkalk:

REIS 1910: 122-129, Taf. VIII, Fig. 1-12 ("Schlangensteine")

STRAUSS 1938: 498-505, Abb. 17-18 ("Rillen")

BÖTCHER 1940: 102-103, Taf. 1 ("Priele")

A.H. MÜLLER 1950: 70-71, Taf. III-IV ("Rillen")

MAYER 1961: 67-69, Abb. 8-9 ("Rinnen")

HALTENHOF 1962: 101-102 ("Rillen")

KUDRASS 1967: Abb. 1-2 ("Rinnen")

SCHWARZ 1970: 52-57, Abb. 11-17 ("Kleintrinnen")

Silur von Oslo bzw. Wales:

WHITAKER 1965: 709, Fig. 1-2 ("grooves")

BRIDGES 1972: 405-409, Fig. 1-3, Taf. 1 ("erosional furrow")

Mittelkambrium von Öland:

MARTINSSON 1965: 194, Fig. 5 u. 9 ("priels")

Hettangium Süd- und Norddeutschlands:

JÜNGST 1928: 35 ("Rinnen")

KRUMBECK 1932: 311-313, Fig. 4-7 ("Wülste")

ROLOFF 1966: 26, Abb. 3 ("Rinnen")

HÄNTZSCHEL & REINECK 1968: 3, 11-13, 18, 34, Taf. 2-4 ("Rinnen")

KESSLER 1973: 22, Taf. 2, Fig. 2 ("Rinnen")

WINCIERZ 1973: 114, Abb. 3 ("Rinnen")

Geosynklinalen (Turbidite):

DZULYNSKI & SANDERS 1962: 65 ("scour channels" und "elongate, irregular scourmarks") [zusammenfassende Übersicht]

Über die zitierten Formen ist noch nicht in allen Fällen genügend bekannt, um mit Sicherheit sagen zu können, ob Übereinstimmung vorliegt. Abweichungen bestehen bei einigen der zitierten Vorkommen hinsichtlich des ausfüllenden Materials (größerer Sand, Schill, Kalkschlick) und des Grundmusters (im Muschelkalk kommen auch vergitterte Netze vor: STRAUSS 1938). Im übrigen herrschen übereinstimmende Züge vor. Sie beschränken sich nicht auf Form und Anlage (isolierter, paralleler Verlauf) sondern betrifft auch die Sedimente, innerhalb derer die Kolkrinnen auftreten (feinklastische Wechsellagerungen) sowie die begleitenden Texturen (tool marks, Kleinrippeln, Kinneya-Rippeln u.ä.), so daß die Kolkrinnen möglicherweise eine "Leitform" für ein bestimmtes hydrodynamisches Milieu darstellen.

Die Orientierung relativ zum Generalstreichen des Beckens bzw. zum Beckenrand ist verschieden. Im Muschelkalk sind die Kolkrinnen etwa parallel zur Beckenachse orientiert (HALTENHOF 1962; KUDRASS 1967; SCHWARZ 1970), ebenso im Mittelkambrium von Öland (MARTINSSON 1965). In Deltabereichen folgt die Ausrichtung erwartungsgemäß dem natürlichen Gefälle (PRENTICE 1961). Im Hettangium des Arbeitsgebiets verlaufen die Kolkrinnen schräg zur Beckenachse; sie werden von Biegungen der Linien gleicher Fazies nicht be-

einflußt. Ebenso ist es in Oberfranken und Niedersachsen. Ähnliches beobachtete BRIDGES (1972) im Silur von Wales. Über die Strömungsrichtungen in den Rinnen ist kaum etwas bekannt. KUDRASS (1967) stellte im unteren Muschelkalk eine auskolkende Strömung in nördlicher Richtung, dagegen ein Einfallen der Schrägschichtung der Füllung in entgegengesetzter Richtung fest. BRIDGES (1972) berichtet über ein Einfallen von Gegenstandsmarken und Schrägschichtung gegen die Küste (ganz wie im vorliegenden Fall!) und schließt daraus auf Strömung gegen die Küste.

Entstehung

Der Auffassung, die Rinnen seien auf trockenengefallenen Flächen entstanden (STRAUSS 1938, MAYER 1961, HÄNTZSCHEL & REINECK 1968) steht die submariner Auskolkung gegenüber (KRUMBECK 1932, MARTINSSON 1965, DALEY 1968, SCHWARZ 1970, BRIDGES 1972). Gegen Erosion durch Rinnsale spricht: die fehlende Verästelung, der gerade Verlauf, die Richtungs- und Größenkonstanz über weite Flächen, das regellose Einsetzen und Enden und vor allem die "blinden" Endigungen nach beiden Seiten (vgl. MAYER 1961: Abb. 9). Der extrem gefällsarme Meeresgrund (gleiche Fazies über weite Flächen! vgl. MARTINSSON 1965: 196) hätte bei Trockenfallen zu starkem Mäandrieren und einem dichten Verzweigungsnetz führen müssen, wenn das mangelnde Gefälle eine Erosion überhaupt zugelassen hätte (vgl. van STRAATEN 1954: 12 über Erosion im Schlickwatt). Ein lokales Kleinrelief, wie es STRAUSS (1938: 505) annimmt, wurde in keinem Fall nachgewiesen; überdies hätte ein solches zu einer starken Streuung der Richtungen führen müssen. Überdies fehlen i.a. unzweifelhafte andere Anzeichen für Trockenfallen.

Rezent sind Kolkformen in dieser Ausbildung und Anordnung nicht bekannt. Entfernt Ähnliches findet sich auf einer Abbildung eines Priels bei G. WAGNER (1960: Taf. 103 oben); hier sind kurze, isolierte, gewundene Furchen zu sehen (bes. oberhalb des großen Schattens, der vom unteren Bildrand ausgeht, sowie am rechten Bildrand, Mitte), die jedoch keine steilen Endigungen aufweisen, nicht richtungskonstant sind und in anderem sedimentologischen Kontext auftreten: mit Rieselmacken, Strömungsrippeln, vergabelten Abflußrinnen. Wichtig scheint, daß sie sicher unter Wasserbedeckung der Prielterrasse, in die sie eingetieft sind, entstanden. Von Interesse könnte in diesem Zusammenhang die Beobachtung von STRAATENs (1954: 15, Fig. 10) sein, daß bei Strömung unter geschlossener Wasserbedeckung infolge der Trägheit der Wassermasse die Tendenz besteht, Windungen von Prielen abzuschneiden. Dies würde, wenn der Prozeß nicht immer wieder durch Trockenfallen und subaerisches Strömen des Wassers im Priel gestört würde, schließlich zu einem System paralleler Rinnen führen. In Bohrkernen aus subrezentem Sedimenten, die aus nie trockenfallenden Bereichen stammen, wurden scharf eingeschnittene Kleinformen gefunden (COLEMAN & GAGLIANO 1965: 139, 144, Fig. 6: "Distal bar" des Mississippi-Deltas, Wassertiefe 7-20 m; S. 145: "distributary channel" desselben Gebiets mit "cut-and-fill"). Ein anderes Beispiel findet sich bei WERNER 1964: Fig. 4 (Ostsee in 20 m Wassertiefe).

Die - wenn auch noch unvollkommenen - Rezentbeobachtungen lassen den Schluß zu, daß die Kolkrinnen durch starke Strömungen unter geschlossener Wasserbedeckung entstanden sind. Dafür spricht auch ihr Übergang in flächenhafte Erosion (s.o.). Damit ist aber noch nicht klar, welcher Mechanismus zu ihrer Bildung geführt hat.

Es kann kaum ein Zweifel bestehen, daß die Erosion an Inhomogenitäten des Grundes ansetzte. Im Hettangium des Arbeitsgebiets waren es flache Depressionen (Taf. 15, Fig. 1 a). Hier konzentrierte sich die Strömung (vgl. RÜCKLIN 1938, DZULYNSKI & SANDERS 1962: 66, DALEY 1968: 118). Die starke Verengung des Querschnitts nach unten hängt wohl eher mit dem Mechanismus der Auskolkung als mit dem Festerwerden des Substrats nach unten zusammen, denn man beobachtet die Erscheinung bei Rinnen jeder Tiefe (vgl. Taf. 13, Fig. 2 mit Taf. 15, Fig. 4).

Welcher Art der Mechanismus der Auskolkung war, ist noch weitgehend unbekannt. Experimentelle Untersuchungen fehlen. Die bisher in bindigen Substraten durchgeführten

Experimente waren auf die Erzeugung von Strömungsmarken (flute marks) abgestellt. TERWINDT et al. (1968) konnten in einem Sediment, das dem im Hettangium des Arbeitsgebiets vergleichbar war, nur ganz unbedeutende Erosion erzeugen (Fließgeschwindigkeit bis 1,08 m/s, Wassertiefe 40 cm, Erosionsbeträge nach mehreren Stunden 0-4 cm, Ergebnis: eine unregelmäßig gewellte Fläche, auf der die Erosion zum Stillstand kam). RÜCKLIN (1938) erzeugte im Experiment kurze, gewundene Rinnen ("Abzugsrinnen", "Hauptwülste"), jedoch im Umweg über Strömungsmarken, die in den hier bearbeiteten Schichten fehlen.

Die Entstehung unter geschlossener Wasserbedeckung bei flächenhafter Erosion rückt die Kolkrinnen genetisch in die Nähe der Strömungsmarken (flute marks), und es fragt sich, warum in bindigem Substrat einmal Strömungsmarken, in anderen Fällen aber Kolkrinnen entstehen. Nun kommen Kolkrinnen häufig zusammen mit Schleif- und Stoßmarken vor, entstehen also offensichtlich im selben Milieu, so daß damit die ältere Frage zusammenhängt, warum Gegenstands- und Strömungsmarken normalerweise nicht zusammen vorkommen (beobachtet vornehmlich in Turbiditen).

Bestimmend dafür könnte einerseits das Substrat, andererseits die Art der Strömung sein. DZULYNSKI & SANDERS (1962: 84-85) denken an Entstehung der Gegenstandsmarken in dichten, laminar fließenden Suspensionen, die der Strömungsmarken in weniger dichten, turbulent fließenden. Nach DZULYNSKI & WALTON (1965) begünstigt größere Erosionsresistenz des Sediments die Ausbildung von "groove casts", geringere dagegen die von "flute casts". Die Schleif- und Stoßmarken im vorliegenden Fall sprechen daher für größere Erosionsresistenz; hierauf weist auch die Seltenheit großdimensionaler Sackungen und von Belastungsmarken (s. Kap. 5.3.1 und 5.3.4.).

Der Mechanismus, der Strömungsmarken (flute marks) ausformt, ist gut bekannt. Er konnte von RÜCKLIN (1938) erstmals im Experiment erzeugt und auf Grund dessen in einem fossilen Beispiel rekonstruiert werden. Die morphologische Eigenart dieser Marken - rasche Verbreiterung und Verflachung der Form stromab - ist bedingt durch die scharfe Konzentration des Kolkmechanismus auf das stromauf gelegene und gegen die Strömung wandernde Ende.

Bei den Kolkrinnen hat der Kolkmechanismus wahrscheinlich von Anfang an über die gesamte Länge gewirkt, denn schon ganz flache Exemplare sind langgestreckt. Auch das Relief aus parallel angeordneten welligen Elementen, das bei flächenhafter Erosion in Tonstein entstehen kann (Taf. 11, Fig. 7), weist auf einen Erosionsmechanismus hin, der von dem, der zu Strömungsmarken führt, abweicht. Ob für die Auskolkung so tiefer, z.T. sehr enger Rinnen laminare Strömung ausreicht, erscheint fraglich. Die rinnenparallele Ausrichtung der Schleifmarken spricht zumindest gegen rotierende Wasserwalzen mit rinnenparallelen Achsen. Dies gilt auch in den Fällen, in denen die Marken gegen SE einfallen; bei rotierenden Wasserwalzen müßten sie an gegenüberliegenden Wänden entgegengesetzt einfallen, sie fallen aber an beiden Wänden gleich ein (vgl. BRIDGES 1972). Man muß freilich damit rechnen, daß die Entstehung der Gegenstandsmarken nicht in unmittelbarem genetischem Zusammenhang mit der Entstehung der Kolkrinnen selber gestanden hat. Vielleicht spielt bipolarer Wechsel der Wasserbewegung eine Rolle bei der Ausformung der Kolkrinnen, im Gegensatz zur unipolaren Strömung bei der Entstehung von Strömungsmarken. BRIDGES (1972) denkt an eine von Seegang überlagerte Strömung (Flut) gegen die Küste.

Gegenstandsmarken

An der Unterseite vieler Sandsteinbänke und auch, wie soeben beschrieben, an Rinnenausfüllungen, finden sich Marken, die von driftenden Objekten in den Tongrund eingegraben und dann von Sand ausgegossen wurden (tool marks). Verschiedene Formen sind auf Taf. 16, Fig. 1-6, dargestellt. Es handelt sich ganz überwiegend um Rillenmarken (rill marks) und Prallmarken (bounce marks). Stoßmarken (impact marks) sind seltener.

Die Objekte, die die Marken erzeugt haben, sind in manchen Fällen noch erhalten. Am

häufigsten findet man Gastropoden und Muscheln; von letzteren könnte ein Teil der breiten, kurzen Stoßmarken stammen. Auch Holzstücke sind gelegentlich auf solchen Schichtflächen abgesetzt worden. Parallele Rillen (Taf. 16, Fig. 4-6) können auf driftende Schlothelmien zurückgehen, wie entsprechende Funde zeigen, aber auch Holz- und Schachtelhalmstücke sind als Verursacher in Betracht zu ziehen. Zusammen mit solchen Rillen kommen auch Marken vor, die sich als Aufsetzmarken von Schlothelmien deuten lassen (Taf. 16, Fig. 4).

Gewöhnlich ist mehr als ein System parallel laufender Schleifmarken ausgebildet. Die Richtungen der Systeme können beträchtlich variieren (Taf. 16, Fig. 3), wobei keine Übergänge bestehen. Im allgemeinen überwiegt SE-NW-Orientierung. In den verschiedenen Systemen können unterschiedlich gestaltete Marken auftreten. So finden sich auf Taf. 16, Fig. 3, breite, kurze Marken nur in einem System. Die Systeme sind demnach durch Strömungen entstanden, die sich nicht nur in ihren Richtungen, sondern auch durch ihre mitgeführte Fracht unterschieden, und wahrscheinlich durch Perioden der Ruhe voneinander getrennt waren. Derartige Schichtflächen repräsentieren somit eine längere Pause zwischen der Ton- und der nachfolgenden Sandsedimentation.

Stoßmarken treten immer zusammen mit den Schleif- und Prallmarken auf. Sie zeigen in der Regel mehr als eine Stoßrichtung an, zumeist einander entgegengesetzte (Taf. 11, Fig. 7), wie bereits bei den Kolkritten beschrieben. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist, wie auch das der übrigen Gegenstandsmarken, der östliche Wechsellagerungsbereich.

Beziehungen zwischen Erosion und Sandsedimentation

Die fast regelmäßigen Anzeichen von Erosion an der Basis selbst dünner und tonreicher Sandlagen legen den Schluß eines genetischen Zusammenhangs nahe, nämlich, daß eine Strömung zunächst erodierte und beim Abklingen ihre suspendierte Fracht absetzte. Zudem erhöht suspendiertes Material die Dichte der Mischung Wasser - Sediment, was die Scherkraft, die auf das Bodensediment wirkt, erhöht. Direkter Beweis eines engen zeitlichen und damit auch genetischen Zusammenhangs zwischen Aufarbeitung und Sedimentation sind basale Schalenlagen, aus denen einzelne überlebende Tiere die Flucht durch den überdeckenden Sand versuchten (Taf. 23, Fig. 4).

Die Beziehung besteht jedoch nicht in jedem Fall. Oberflächentexturen auf Ton, wie Asteriacites oder Laevicyclus, können nur von Sandstein ausgegossen werden, wenn der Sandsedimentation keine Erosion unmittelbar vorausgegangen ist; ähnliches gilt für Flächen mit mehreren Systemen von Gegenstandsmarken (s.o.). In einem Fall konnte gezeigt werden, daß zwischen der Erosion einer kleinen Kolkform und nachfolgender Sandsedimentation zumindest mehrere Wochen oder Monate gelegen haben (BLOOS 1973). In diesem Fall ließ sich auch nachweisen, daß vor der Sandsedimentation noch eine Phase mit Tonsedimentation eingeschaltet war, was daran erinnert, daß nach einer Erosion im Tonstein keineswegs immer Sand abgesetzt werden muß. Nur ist Erosion in gleichförmigem Tonstein im Regelfall kaum nachweisbar. Daß auch bei Erosionsformen in Sandstein (erosiven Pfannen) längere Zeit bis zur Auffüllung vergangen sein kann, wird besonders deutlich am Beispiel der in Kap. 6.5. beschriebenen Algen- und Serpelkruste am Grund einer solchen Form im Hesselberggebiet.

5.2.3. Erosionsformen in Kalksteinbänken

Wie im stratigraphischen Teil beschrieben, ist schichtinterne Wiederaufarbeitung innerhalb von Aufarbeitungshorizonten verbreitet. Erosionsflächen darin, die am Materialwechsel erkennbar sind, zeigen i.a. einen uncharakteristischen, welligen Verlauf.

Einen Spezialfall bilden Erosionsflächen an der Oberseite dichter Kalkbänke, die von spätigem Schillkalk überlagert werden. Besonders auffällige Beispiele liegen in den oberen Arietitenschichten (α 3 VII u. XI). Diese Bänke dichten Kalksteins neigen im Be-

reich ihres Auskeilens zur Auflösung in große Laibsteine; sie sind sehr wahrscheinlich konkretionärer Entstehung und hatten zur Zeit ihrer Entstehung eine gewisse Verfestigung erreicht. Taschenförmige Kolkformen von oben zeigen, daß die Verfestigung noch nicht weit fortgeschritten war.

Eine Erosionsform in der Bohrung Jedesheim 1 (471) sei hier anschließend noch erwähnt. Im Grenzbereich $\alpha 2/3$, der dort durch intensive Umlagerungen ausgezeichnet ist (umgelagerte Konkretionen, die ihrerseits umgelagerte Konkretionen enthalten), wird eine 3 cm dicke Stromatolithkruste (Taf. 25, Fig. 1) über dichtem Kalkpelit erosiv durchschnitten und der Kalkpelit darunter noch 4 cm tief und 2 cm nach der Seite ausgekolkt. Der Kalkpelit muß zu dieser Zeit noch weicher als der Stromatolith gewesen sein. Die Gegenwand der Kolkform war in dem Bohrkern nicht erfaßt. Die Hohlform ist mit Grobsand und Biodetritus ausgefüllt.

5.3. Syn- und postsedimentäre Deformationen

Instabile Lagerung und inhomogene Sedimentverteilung innerhalb eines Horizonts führte nicht selten zu charakteristischen Setzungstexturen, vor allem während und kurz nach der Sedimentation einer Bank, wenn das Sediment noch relativ beweglich war. Diese Verformungen geben einen Einblick in den Sedimentationsablauf und die Beschaffenheit der Sedimente nach dem Absatz. Von Bedeutung sind sie außerdem für die Frage nach der Häufigkeit von Umlagerungen.

5.3.1. Großdimensionale Sackungen

An der Unterseite von Sandsteinbänken oder auch isoliert im Tonstein steckend findet man gelegentlich wulstige Sandsteinmassen mit verknäuelter Innentextur, die in den unterliegenden Ton gesunken sein müssen. Die Beträge des Einsinkens liegen bei einigen Dezimetern (maximal 60 cm; s. Taf. 17, Fig. 1 u. 2).

Es lassen sich prinzipiell zwei Typen unterscheiden:

1. Symmetrische Sackungskörper ("sand balls" PETTIJOHN & POTTER 1964). Sie haben walzen-, spindel- oder tropfenförmige Gestalt (Taf. 20, Fig. 3) und "zwiebelschaligen" Innenbau.

2. Asymmetrische Sackungskörper. Sie sind von ungleichwertigen Flächen begrenzt. Eine der Flächen ist z.T. schwächer geneigt und ohne stärkere Verbiegungen und Deformationen. Die übrigen Flächen sind steil und von nach unten gerichteten Wülsten bedeckt (Taf. 17, Fig. 1 u. 2). Die Flächen bilden einen mehr oder minder prismenförmigen Körper, dessen Längsachse gegen die Schichtebene verkippt sein kann (Taf. 17, Fig. 2). Die Feinschichten laufen etwa parallel zur weniger geneigten und gestörten Grenzfläche.

Sackungskörper wurden nur in sechs Aufschlüssen gefunden, und zwar fünfmal je einer (Hüttlingen 385: Basis des Gmünder Sandsteins; Steinfurt 304: Lesestück; Heuchlingen 295: Basis von $\alpha 1 V$; Göggingen 343: unterhalb $\alpha 2 II$ in einer Tonlinse im Gmünder Sandstein; Pfahlbronn 246 a: Untergrenze des Oberberkener Sandsteins). Nur in Spraitbach (313) war ein ganzer Horizont erschlossen (Taf. 17, Fig. 1), und zwar an der Unterseite des Oberberkener Sandsteins. Es handelt sich offensichtlich um eine nicht besonders häufige, lokale Erscheinung.

Bei der Sackung wurden die umgebenden Schichten abgebogen. Ein schönes Beispiel dafür bot die Bohrung Pleß 2 (472), in der eine Wechsellagerung mit schichtnormal angelegten Wühlgefügen vertikal abgeschleppt ist (Taf. 17, Fig. 4). Der eigentliche Sackungskörper ist in dem Bohrkern nur randlich erfaßt.

Die Sackungen wurden offensichtlich durch lokale Überlastung wenig tragfähigen Sediments ausgelöst, d.h. durch lokal erhöhte Sedimentmächtigkeiten. Diese konnten entweder durch örtliches Anschwellen der Feinschichten oder durch Mulden in der Unterlage

bedingt sein. Letzteres gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß Sackungskörper in denselben Horizonten vorkommen, in denen auch Kolkrinnen ausgebildet sind, so an der Basis von $\alpha 1 V$ und an der des Oberberkener und des Gmünder Sandsteins. Allerdings wurden beide Formen nie direkt benachbart im selben Aufschluß gefunden, sondern räumlich getrennt.

Die Sackung wurde durch fortwährende Sedimentation in Gang gehalten, sie vollzog sich synsedimentär (vgl. SCHWARZ 1970: Abb. 42). Sie kam zum Stillstand, wenn ein Gleichgewicht erreicht war. Sie zog sich wahrscheinlich über längere Zeit hin; darauf deuten Tonfugen im Sand mancher Sackungskörper hin. Mehrere Generationen ineinandergeschachtelter Sackungskörper, wie sie in anderen Schichten vorkommen (SCHWARZ 1970: Abb. 54) wurden nicht beobachtet. Die Sackung vollzog sich entweder durch symmetrisches Einsinken (Fall 1) oder durch Einkippen (Fall 2). Nach SCHWARZ (1970: Abb. 42) kann die asymmetrische Form eine Vorstufe der symmetrischen bilden. Bei isolierten Körpern kommt nachträgliche Abtragung vor (SCHWARZ 1970: Abb. 42).

5.3.2. Sedimentaufbrüche

Manche eben feingeschichteten Bänke setzen auf kurze Strecken abrupt aus und laufen dann unverändert weiter. An der Unterbrechungsstelle sind die Feinschichten vertikal stark aufgeschleppt, im oberen Teil der Bank z.T. auch überkippt (Taf. 18, Fig. 3), ein unübersehbarer Unterschied zu den Kolkrinnen (s. Kap. 5.2.2.). Die Wände der Unterbrechungen sind entweder glatt oder von einer feinen, vertikal verlaufenden Lineation (z.T. Runzeln) bedeckt (Taf. 18, Fig. 2). Der Abstand zwischen den Unterbrechungen kann sehr unterschiedlich sein. Kurze Abstände (wenige Meter) sind selten (z.B. Sandsteinbank zwischen $\alpha 3 II, 1$ und 2 im Steinbruch S Plochingen 40). Meist kommen die Unterbrechungen als Einzelercheinung im Verlauf einer sonst ungestörten Bank vor (Taf. 18, Fig. 4).

Man kann annehmen, daß hier lokal Stellen geringerer Belastung oder Festigkeit bei genereller Überlastung labilen Sediments im Liegenden vorhanden waren. Das Sediment nicht tragfähiger Schichten bewegte sich auf diese Stellen zu und brach nach oben aus. In einigen Fällen reichte das angesammelte Sediment zum Durchbruch nicht aus; es kam lediglich zu einer Aufwölbung der hangenden Schichten, in denen das zusammengeflossene Sediment als plötzliche Anschwellung der labilen Schicht stecken blieb (Taf. 18, Fig. 1). Durch spätere ungleichförmige Setzung von Sand und Ton (differential compaction) kam es dann noch zu einer Aufbiegung auch der darunter liegenden Schichten (Taf. 18, Fig. 1; vgl. HOWARD & LOHRENGEL 1969: Abb. 6).

Sedimentaufbrüche sind die häufigste Form synsedimentärer Sackungen in den beschriebenen Schichten. Sie kommen in erster Linie in dickeren Sandsteinbänken vor, die von Ton- und Siltstein-Wechselagerungen unterlagert sind (in nicht kompakten Sandsteinkörpern), in kompakten Sandsteinkörpern dagegen findet man sie sehr selten.

5.3.3. Bankinterne Sackungen

Bankinterne Sackungen (Taf. 19, Fig. 1-3) wurden in glimmerreichen Siltsteinen, seltener in Sandsteinen beobachtet. Der unterlagernde Teil der Bank ist dabei ungestört; er ist in manchen Fällen nicht oder nur undeutlich feingeschichtet und dann ton- und glimmerreich (Taf. 19, Fig. 1). Die Liegendfläche der Bank ist eben. Die gesackten Silthorizonte sind in Form zwiebelschalig struierter sack-, spindel- oder walzenförmiger Fließkörper in die liegenden Teile der Bank eingesunken. Bei größeren Körpern können die "Zwiebelschalen" (= verbogenen Feinschichten) eine Skulptur tragen, bei der es sich möglicherweise um kleine Sackungstexturen einer älteren Generation handelt (Taf. 19, Fig. 2; vgl. dazu Fig. 3). Dieselbe Erscheinung bildet VOSSMERBÄUMER aus unterliassischen Deltaablagerungen Südschwedens ab (1970: Taf. 1, Fig. 5).

Die Längsachsen der Körper verlaufen ungefähr parallel, die Achsenebenen zeigen z.T.

eine ausgeprägte, einheitliche Vergenz (Taf. 19, Fig. 1). Die Bank wird nach oben meist durch eine ebene Erosionsfläche abgeschlossen, auf der die Spuren der "Zwiebelschalen" als konzentrische Linienmuster erscheinen (vgl. POTTER & PETTIJOHN 1963: Taf. 30). Die Textur entspricht teils der "ball- and pillow structure" ("Ballentextur") nach der Definition von POTTER & PETTIJOHN (1963: 148-152), teils, sofern schmale "Antiklinalen" vorhanden sind (Taf. 19, Fig. 3), der "convolute lamination" (POTTER & PETTIJOHN 1963: 152-155; vgl. EINSELE 1963: Taf. 9).

Labile Schichtung ist Voraussetzung für die Entstehung auch dieser Sackungstexturen. Der glimmerreiche, z.T. ungeschichtete Silt im Liegenden (Taf. 18, Fig. 5; Taf. 19, Fig. 1) spricht für Absatz aus wenig bewegtem Wasser. Der Reichtum an plattigen Partikeln (Glimmer, Pflanzenhäcksel) begünstigte eine sehr lockere, labile Lagerung des Sediments. Zunehmende Wasserbewegung führte zu Feinschichtung und primär dichter Packung des hangenden Sediments (Taf. 19, Fig. 1) bis die Belastungsfähigkeit des lockeren Korngerüsts überschritten war. Der Zusammenbruch führte zum Verlust der Scherfestigkeit und zu Einsinken des dichter gepackten Materials in die bewegliche Unterlage. Die einheitliche Vergenz der Ballen könnte auf Strömung als auslösendes Agens der Sackung hinweisen.

Es besteht ein bemerkenswerter Unterschied zu Schichten mit "convolute lamination" in Turbiditen. In diesen wird das Sediment nach oben immer tonreicher, die Strömung nahm also ab (EINSELE 1963: 174). "Convolute bedding" bei zunehmender Strömung beobachteten COLEMAN & GAGLIANO (1965: 5) in subrezentem Schichten des Mississippi-Deltas.

Die Dimension der Textur hängt von der Dicke der Schicht ab, die sich i.a. zwischen 6 und 15 cm bewegt. Man findet sie vor allem in Wechsellagerungen und nicht kompakten Sandsteinkörpern. In kompakten Sandsteinkörpern kommt sie nur vereinzelt vor; bei ihnen dürfte das etwas gröbere Korn und der geringere Glimmergehalt eine Rolle spielen. Im Gelände läßt sich die Textur oft nur schwer erkennen, sie scheint jedoch nicht häufig zu sein.

Eine Kleinsttextur, die am ehesten hierher zu stellen ist, tritt in feingeschichteten Sandsteinplättchen mit sehr tonreichen Lagen an der Unterseite von Siltblättern auf (Taf. 3, Fig. 2; Taf. 7, Fig. 4). Mit einer gewissen Berechtigung könnte man diese Gebilde auch als Belastungsmarken ansprechen.

5.3.4. Belastungsmarken

An der Unterseite von Sandsteinbänken in Wechsellagerungen beobachtet man gelegentlich kleine, unregelmäßig kissenförmige Ausstülpungen (Taf. 19, Fig. 2). Die Formen sind oft unklar, z.T. mag es sich um überprägte, ausgegossene Lebensspuren handeln (vgl. POTTER & PETTIJOHN 1963: Taf. 25). Eine Innentextur (deformierte Feinschichtung) wurde nie festgestellt, ebensowenig eine bestimmte Vergenz. Ähnlich vieldeutige Gebilde beobachteten auch VOSSMERBÄUMER (1966: 45, Taf. 4, Fig. 2) und ALLEN (1960: Fig. 8).

Die Belastungsmarken sind wie andere Sackungstexturen Zeichen rascher Überdeckung wenig tragfähigen Grundes.

5.3.5. Gleittreppen

Wenn Sande im Laufe der Setzung durch Scherkräfte beansprucht werden, kann es zur Ausbildung antithetischer Bruchsysteme kommen. Eingehend hat sich SCHWARZ (1970: 69-75, Bild 61-80) mit der Morphologie und Genese dieser Texturen im Unteren Muschelkalk befaßt; von ihm wurde die Bezeichnung geprägt, hier findet sich auch eine Übersicht über Vorkommen in anderen Formationen, teils in Karbonatgesteinen, teils in Silten.

Im Schwarzen Jura α sind Gleittreppen auf glimmerreiche Silte in Wechsellagerungen beschränkt; regelmäßig findet man sie an Sackungskörpern. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden, regelmäßige und unregelmäßige Systeme. Zwischen beiden gibt es Übergänge.

Regelmäßige Systeme

Es handelt sich um Systeme paralleler Brüche im Abstand von 1-2 mm mit Sprunghöhen von 0,5-2 mm. Die Bruchlinien verlaufen meist nicht gerade, sondern in kleinen Windungen, wobei sie sich kreuzen und die Bruchtreppen in spindelförmige Schollen aufgelöst werden (Taf. 20, Fig. 1 u. 6 a). Der Einfallswinkel der Bruchflächen ist steil.

Die Bruchlinien folgen in auffallender Weise Unebenheiten der Unterlage. SCHWARZ (1970) führt das auf Fließbewegungen des Untergrunds zurück. Es scheint jedoch nicht ausgeschlossen, daß der Verlauf der Bruchlinien schon primär vom Relief beeinflußt worden ist (s.u.).

Die zerscherten Siltlagen werden höchstens 1 cm dick. In allen Fällen waren sie von glimmerreichem Silt in Kleinstrippelschichtung überlagert. Die Orientierung von Scherflächen und Rippeln ist annähernd gleich. Die Scherflächen dringen z.T. in die Kleinstrippelschichten hinauf, wobei die Sprungeträge abnehmen. Die Bruchtreppen spalten in y-Sprünge auf und verlieren sich schließlich nach oben (Taf. 20, Fig. 6 b). Die Kleinstrippeln folgen nicht den reliefbedingten Krümmungen der Scherflächen, ein Hinweis, daß das von SCHWARZ (1970) angenommene Fließen hier nicht stattgefunden hat. Dieses hätte die Rippeln mit verformt. Die Beobachtung von Gleittreppen an Sackungskörpern (s.u.) legen eine sehr frühe Entstehung auf noch plastischer Unterlage nahe.

Neben den feinen Schersystemen kommen auch wesentlich gröbere und unregelmäßigere vor, die zum nächsten Typ überleiten (Taf. 6, Fig. 5 a). Im abgebildeten Beispiel entspricht den scharfen Stufen der Ober- und Unterfläche keine Zerschörung im Innern der Sandlage; der Querschnitt zeigt vielmehr lediglich flexurartige Verbiegungen der Feinschichtung (Taf. 6, Fig. 5 b).

Morphologisch völlig gleichartige Systeme treten an Sackungskörpern auf, und zwar quer zu deren Längserstreckung (Taf. 20, Fig. 2 u. 3). Die Scherflächen zerschneiden nicht den ganzen Körper, sondern nur ~~ein-dünner~~ Oberflächenbereich. Verschiebungen entlang der Scherflächen haben sich nur auf der Sohle und im oberen Teil der Flanken vollzogen, nicht jedoch in deren unteren Teil, so daß die Flächen dort nur als Spuren erkennbar sind (Taf. 20, Fig. 2 u. 3). Vereinzelt fehlen Verstärkungen auch an der Unterfläche (Taf. 20, Fig. 3).

Die Verschiebung ist auf der ganzen Scherfläche etwa radial zur Oberfläche des Sackungskörpers gerichtet, d.h. auf der Unterseite nach unten, auf den Flanken nach außen; die Verschiebungsrichtung ändert sich also von Ort zu Ort (Taf. 20, Fig. 2). Die Abschiebung vollzieht sich immer in der Richtung, in der ein Körper schmaler wird. Bei Körpern mit rundlichem Grundriß sind die Abschiebungen vom größten Durchmesser quer zur Längsachse (entsprechend der kleineren Achse einer Ellipse) als Scheitel an gegen die jeweiligen Enden hin gerichtet (Taf. 20, Fig. 3). In diesen Fällen müssen die Scherkräfte von der Scheitellinie aus entgegengesetzt gewirkt haben.

Die Gleittreppen sind jünger als die unten besprochenen unregelmäßigen Systeme. Da sich diese während der Sackung gebildet haben, müssen die regelmäßigen Gleittreppen am fertigen Sackungskörper entstanden sein. Die nur oberflächliche Zerschörung steht dazu nicht im Widerspruch; die Scherkräfte waren offenbar zu schwach und der Sand im Innern möglicherweise auch noch zu mobil, um eine Zerschörung des gesamten Körpers zu ermöglichen. Es erscheint denkbar, daß bei der Setzung und der damit verbundenen Verdichtung des Sediments an so unregelmäßigen Körpern auch horizontale Ausgleichsbewegungen auftreten können, wie sie die Gleittreppen an den Flanken bezeugen.

Unregelmäßige Systeme

Die Flanken von Sackungskörpern sind bedeckt von meist horizontal verlaufenden "Runzeln" (Taf. 20, Fig. 2 u. 3). Diese "Runzeln" sind genetisch nicht einheitlich. Ein Teil geht auf Stauchung, ein anderer Teil auf Zerrung zurück. Die vielfach scharfen Knicklinien entlang dieser "Runzeln" beruhen auf Zerschörung: in ihnen schneiden sich Streifen der

zersicherten Oberfläche des Körpers mit den Scherflächen.

Die Scherflächen halten lateral wenig weit aus, die Versetzungsbeträge schwanken stark. Ihr Verlauf hängt von der Morphologie des Körpers an der betreffenden Stelle ab. Zusätzlich werden sie vom Verlauf der Feinschichtung im Körper beeinflusst, die spitzwinklig auf die Außenfläche des Körpers trifft. Zu Differentialbewegungen geben naturgemäß vor allem dünne Tonlagen im Sandstein Anlaß.

Die Orientierung der "Runzeln" weist auf Entstehung während der Sackung hin. Die Deformationen entstanden wohl einerseits dadurch, daß das Material sich im Innern eines Sackungskörpers rascher nach unten bewegt als außen, zum andern durch Ungleichmäßigkeiten der Sackungsgeschwindigkeit in der Außenzone, wenn z.B. Verzögerungen im unteren Teil zu Stauchungen führten.

5.3.6. Rieselmarkenähnliche Deformationen

Die wohl häufigste Textur auf schichtparallelen Spaltflächen feinkörniger Sandsteine sind Stufen, die subparallel gerade oder bogenförmig verlaufen und sich häufig spitzwinklig schneiden (z.B. SEILACHER 1953 b: Taf. 9). Sie erinnern zunächst an gewisse Rieselmarken (z.B. HÄNTZSCHEL 1935: Abb. 5, rechte obere und untere Bildecke; PETTIJOHN & POTTER 1964: Taf. 92 A, unterer Bildrand) oder auch an die feinen Linien, die den äußersten Rand des Schwalls am Strand markieren (z.B. SEILACHER 1953 c: Bild 1). Die Dichte der Linien auf einer Fläche kann sehr verschieden sein, ebenso das Relief.

Auf dicht übereinander folgenden Flächen stimmen Verlauf und Relief der Textur völlig überein (Taf. 19, Fig. 5; Taf. 20, Fig. 4 a). Außerdem tritt die Textur auch auf Flächen mit Strömungstreifung (Taf. 16, Fig. 7) und sogar mit Seegangsrrippeln (Taf. 10, Fig. 3) auf. Das weist alles darauf hin, daß es sich nicht um eine Erosionsform (Rieselmarken) handeln kann. Querschnitte zeigen denn auch flexurartige Knicke und Brüche der Feinschichten an den Stufen (Taf. 20, Abb. 4 b), wobei im Gegensatz zu den Gleittreppen keine einheitliche Bewegungsrichtung vorliegt. Ein besonders stark ausgeprägtes Bruchschollensystem zeigt Taf. 20, Abb. 5 a u. b.

Da es kaum eine Spaltfläche gibt, auf der die Textur nicht wenigstens andeutungsweise ausgebildet ist, scheint sie eine allgemeine Begleiterscheinung der Kompaktion sehr feinkörniger Sande zu sein. Wodurch ihr Verlauf bedingt ist, ließ sich nicht mit Sicherheit abklären; wahrscheinlich entsteht sie später als die Gleittreppen.

5.3.7. (?) Entgasungsmarken

Die Oberfläche einer dünnen Sandsteinplatte in Kleinrippelschichtung aus einer Wechselagerung Tonstein mit Sandsteinplättchen im westlichen Riesvorland (Taf. 21, Fig. 1 u. 2) ist bedeckt von trichterförmigen Ausmündungen von Gängen, die ganz dünn an der Basis des Bänkchens beginnen und unter Verbreiterung vertikal oder schräg zur Bankoberfläche verlaufen. Viele der Ausmündungen sind von einem kleinen Sandwall umgeben, wie er entsteht, wenn Gasblasen in einem zähen Brei aufsteigen und an dessen Oberfläche aufplatzen. Daß der Silt eine etwas plastische Konsistenz gehabt hat, zeigt die seitliche Verdrückung der Ausmündungen auf der Leeseite der Rippel, vermutlich durch Strömungsdruck. Die Einwirkung einer Strömung wird durch die "Sedimentfahnen" im Strömungsschatten der Wälle erkennbar. Die Gänge sind mit einem tonig-sandigen Sediment, vermutlich des Hangenden, erfüllt.

Gegen organische Entstehung spricht die Ausbildung der Gänge, deren Breite im Verlauf wechseln kann, und die z.T. unmotiviert Knicke aufweisen. Dies sind Erscheinungen, die sich durch wechselnde Festigkeit der durchschlagenen Feinschichten erklären lassen. Die Wälle sind zudem so klein, daß sie nicht durch ständiges Ausräumen der Röhre durch einen Organismus entstanden sein können. Außerdem wären die Wälle dann anders gestaltet. Schließlich hätten die Organismen die deformierten Gänge umgehend wieder aus-

geformt. Da das Bänkchen nur in Lesesteinen gefunden wurde, die liegende Schicht daher nicht bekannt ist, läßt sich über die Ursache der Gasbildung nichts Sicheres aussagen.

5.3.8. "Quastenmarken"

Diese von HÄNTZSCHEL & REINECK (1968: 19, Taf. 7-8) im Hettangium bei Helmstedt (Niedersachsen) beobachteten Gebilde kommen selten auch im schwäbischen Hettangium vor. (Die Benennung durch die beiden Autoren ist etwas unglücklich gewählt wegen der Verwechslungsmöglichkeit mit "brush marks", die nach POTTER & PETTIJOHN 1964 im Deutschen ebenfalls mit "Quastenmarken" wiedergegeben werden.)

Die an Flechten- oder Moosbüschel erinnernden Gebilde (Taf. 21, Fig. 8) finden sich auf Sandsteinoberflächen in Wechsellagerungen. Sie stehen offensichtlich in Zusammenhang mit zylindrischen Tunnelbauten, aus deren Randbereich sie hervorquellen. Dieser Zusammenhang läßt sich auch auf den Abbildungen von HÄNTZSCHEL & REINECK (1968: Taf. 7, Fig. 1 u. 2) erkennen. Da die Gänge meist unterhalb der Oberfläche des Sandsteins verlaufen, muß dieser Zusammenhang nicht immer direkt sichtbar sein.

Da die Gänge erst angelegt wurden, als die Sandoberfläche mit weiterem Sediment überdeckt war, müssen die Marken im Sediment entstanden sein. Man kann sich die Entstehung kaum anders vorstellen, als daß eine Flüssigkeit oder Sediment in die Schichtfläche gepreßt worden ist, wobei freilich die Details unklar bleiben. In diesem Zusammenhang seien längsgeriefte, zapfenförmige Gebilde erwähnt, die offensichtlich aus Bauten ausgepreßt worden sind (Taf. 21, Fig. 6).

5.3.9. Kompaktionsbedingte Deformationen

Nach einer ersten Entwässerung unter geringer Sedimentbedeckung folgte eine längere Periode sehr langsamer Setzung; erst bei beträchtlich erhöhter Auflast verstärkt sich die Kompaktion wieder (SCHWARZ 1970: 117). Inhomogenitäten führen in dieser zweiten Phase zu verschiedenen Deformationen.

Bruchlose Deformationen

Durch die unterschiedlichen Setzungsbeträge von Sand und Ton setzt sich der Ton seitlich von Störkörpern aus Sand (Rinnenfüllungen, Sackungskörper) stärker als die Störkörper selber. Dadurch werden die Sandstein- und Kalkbänke, die den Tonen eingelagert sind, seitlich der Störkörper aufgebogen (Taf. 13, Fig. 1-4; Taf. 17, Fig. 2; Taf. 18, Fig. 1; vgl. BALDWIN 1971).

Die Setzung führt auch zu einer gewissen Abflachung aller schräg zur generellen Schichtung angelegten Texturen, insbesondere der Schrägschichtung. Vertikale sandgefüllte Wühlgänge in Ton können zu Knäueln gestaucht ("ptygmatisiert") werden; dies wurde in den beschriebenen Schichten nur selten beobachtet. Ein Ausnahmefall ist die Stauchfältelung in den vertikal stehenden Schichten der Taf. 17, Fig. 4. Horizontal verlaufende Wühlgefüge mit rundem Querschnitt werden abgeflacht.

Bruchdeformationen

Überall, wo ein ausreichendes Widerlager vorhanden war und noch keine Zementation eingesetzt hatte, konnte es zu Zerbrechungen kommen. Das gilt insbesondere für Schalen von Mollusken. Selbst Sandkörner zeigen nicht selten Bruchrisse, die später kalzitisch verheilt sind.

6. SEDIMENT UND FAUNA

Der paläontologische Inhalt der verschiedenen Gesteine - Körperfossilien wie Lebensspuren - hat in mehrfacher Hinsicht Bedeutung für das Verständnis der Vorgänge und Verhältnisse im Sedimentationsraum. Die Lebensweise der in den einzelnen Lithotopen überlieferten Faunen läßt Unterschiede der Sedimentationsverhältnisse anhand unterschiedlicher Ökotypen erkennen. Zwar kommen in jedem Biotop die verschiedensten Ökotypen vor, doch zeigen fossile Beispiele (SEILACHER 1964), daß in bestimmten Lebensräumen manche Ökotypen besonders in den Vordergrund treten. Dichte und Anordnung von Siedlungen können u.a. Hinweise auf relative Sedimentations- und Umlagerungsgeschwindigkeiten geben. Aus der Fossilhaltung lassen sich Rückschlüsse über Art und Intensität von Umlagerungen ziehen.

Da die Fauna der Schichten wesentlich besser bekannt ist als die Sedimentologie (s. Kap. 2.2.), soll hier nicht detailliert auf sie eingegangen werden, sondern lediglich eine Übersicht über die ökologischen Verhältnisse in den einzelnen Faziesbereichen gegeben werden.

6.1. Tonstein

Endobenthos

In Tonen sind Lebensspuren nur schlecht erhaltungsfähig. Wie schon oben (S. 75) bemerkt, sind darin eingelagerte dünne Silt- und Schalenlagen i.d.R. nur wenig gestört, so daß der Durchwühlungsgrad auch der Tone gering sein muß (Taf. 11, Fig. 5). SCHLOZ (1968 und 1972: 181-183, 194) beschreibt als häufigste Form dünne gerade oder leicht gekrümmt verlaufende, pyritisierte Einzeltunnel unterschiedlicher Form. Diese "Pyritstengel" können größere Lebensspuren, besonders Rhizocorallium, dicht durchsetzen und diese dadurch sichtbar machen. Auch dickere Einzeltunnel können pyritisiert erhalten sein; sie verlaufen teils horizontal, teils vertikal. Manche Schichtabschnitte sind dicht durchsetzt von kleinen "Fukoiden" (Chondrites), die auf matt glänzenden Spaltflächen des Tonsteins bei bestimmtem Beleuchtungswinkel als stumpfe Flecken in Erscheinung treten; in Konkretionen sind sie an abweichender Färbung, unter Siltlagen auch an einer Füllung mit Silt erkennbar. Gangstücke von Thalassinoides sind gelegentlich als Kalkkonkretionen erhalten. Rhizocorallium läßt sich erkennen, soweit die Spur "Pyritstengel" enthält oder einer Silt- oder Schilloberfläche folgt und diese aufgepflügt hat (häufigste Erhaltungsweise von Rhizocorallium). Beobachtet wurden auch vertikale U-Bauten mit Spreite, die auf glänzenden Spaltflächen des Tons als matte Flecken in Erscheinung treten (Abstand der Schenkel 3-4 cm, Durchmesser der Schenkel 5 mm). Schließlich kommen auch Doppelrinnen in Vertikalrepetition vor; sie gleichen darin völlig der Zopfspur Gyrochorte. Jedoch zeigen die Rinnen nicht die bezeichnende Zopfskulptur, sondern sie sind glatt. Vielleicht handelt es sich trotzdem um denselben Erzeuger, das Fehlen der Skulptur könnte durch andere Erhaltungsbedingungen im Ton bedingt sein. Neben den genannten Gestaltungs- wühlgefügen (SCHÄFER 1962) kommen auch Verformungswühlgefüge vor. Sie sind definitions- gemäß nicht näher bestimmbar.

Endobenthos wurde auch in körperlicher Erhaltung gefunden, jedoch seltener als Epibionten. Zu nennen sind *Lucina*, *Nuculana*, *Pleuromya*, *Goniomya*, *Pholadomya* und *Cercomya* als Vertreter der Muscheln; hierher gehören wahrscheinlich auch *Cardinia*, *Astarte* und *Unicardium* (vgl. SCHLOZ 1972: 149). Kleine Gastropoden vom Typ der "Turritellen", die nur in Konkretionen erhalten sind ("Vaihinger Nest" als bekanntestes Beispiel), könnten, wie ähnliche Formen heute (SCHÄFER 1962), ebenfalls endobiontisch gelebt haben. Aus Konkretionen ist auch *Lingula* bekannt (ANDLER 1858; O. KUHN 1935).

Epibenthos

An Epibionten sind Muscheln weitaus am häufigsten überliefert. SCHLOZ (1972: 149) nennt an sessilen Formen: *Modiolus*, *Mytilus* und *Parallelodon* (fakultativ sessil; *Modiolus* tritt massenhaft auf), *Pinna* (sessil), *Liostrea* und *Terquemia* (fixosessil auf Schalen; *Liostrea* ist häufig). In Tonstein kommen Gryphäen und Brachiopoden ("Rhynchonellen") nur in der Region des "Vaihinger Nests" vor. Als Seltenheit beobachtete SCHLOZ (1972: 140) "Rhynchonellen" noch in den Tonen unter- und oberhalb der Oolithenbank. Auf Ammonitenschalen aufgewachsen findet man vereinzelt *Atrreta*. Ziemlich häufig ist Muschelbrut. Crioidenreste sind selten und möglicherweise verschwemmt. Bohrorganismen wurden nicht gefunden. An Korallen sind lediglich wenige Einzelkelche aus den Konkretionen des "Vaihinger Nests" bekannt. Aus dieser Region stammt wahrscheinlich auch ein ellipsoidischer Korallenstock (*Isastrea*) von maximal 25 cm Durchmesser, der in Vaihingen (Steinbruch Brenner) vor Jahrzehnten von einem Sammler gefunden wurde und im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart aufbewahrt wird (Nr. 14 335). Der Stock begann sein Wachstum auf einigen *Liostreenschalen* und war, dem anhaftenden Gestein nach zu urteilen, völlig in Tonstein eingebettet. Es fällt der stark asymmetrische Wuchs des Stocks auf, der auf eine Strömung hinweist. Leider ist das Stück nicht orientiert entnommen.

An vagilen Formen wurden gefunden: Ophiuren und Echiniden, z.T. überaus häufig, aber nur vereinzelt in vollständigen Skeletten erhalten. Sicher gehört auch ein Teil der Gastropoden hierher.

Nekton und Plankton

Pectiniden (fakultativ nektontisch oder epibiontisch) und Ammoniten sind die häufigsten Vertreter des Nektons. *Pteria* ist als pseudoplanktonische Form zu nennen.

Allgemeine Züge

Die benthonische Fauna in den Tonen ist gegenüber den Festbänken klein und dünnchalig. Teils handelt es sich um kleine, aber normalwüchsige Arten, teils um Jugendstadien, meist aber um kleinwüchsige adulte Exemplare (SCHLOZ 1972: Abb. 15).

Innerhalb der Tonsteinhorizonte nimmt der Fossilgehalt nach E ab. Am fossilreichsten sind die Tone im Schönbuch und Fildergebiet. Das Seltenerwerden der Fauna nach E mag mit der Abnahme des Kalkgehalts zusammenhängen, also sekundär sein. Denn in Konkretionen finden sich auch dort Muscheln, ebenso an der Basis mancher Sandsteinbänke und Rinnenfüllungen als Lesedecke, wobei vereinzelt die Tonfüllung erhalten ist. Daß Ammoniten primär auch dort vorhanden gewesen sein müssen, zeigen die Funde in Konkretionen, die JAHNEL (1970) beschreibt.

Auf die Mikrofauna soll hier nicht eingegangen werden. Es kommen kalk- und sandchalige Formen vor (USBECK 1952). Angemerkt sei, daß *Involutina liassica* (JONES) in den Tonen fehlt; die Exemplare von USBECK (1952) stammen wahrscheinlich aus der biodetritischen Mergellage (= α 3-I) dicht unterhalb der "Kupferfelsbank" von Vaihingen (= α 3-II).

Erhaltung

Die Schalen der Muscheln sind meist unzerbrochen. Oft liegen sie einklappig in dünnen Horizonten pflasterartig angereichert. Manche, vermutlich tiefer eingegraben lebende Arten (*Unicardium*, *Pholadomya* und Verwandte) stecken horizontweise in Einzelexemplaren zweiklappig erhalten im Sediment. Aragonitschaler sind mit Schale (kalzitisiert) nur in Konkretionen erhalten (Gastropoden, Ammoniten). Die Ammoniten sind meist nicht zerbrochen; es finden sich Bruchstücke lediglich von großen Exemplaren. Bei unzerbrochenen Stücken sind nicht selten die Innenwindungen flach gedrückt oder ganz aufgelöst. Die Wohnkammer ist dann partiell konkretionär (pyritisch oder kalkig) erhalten, jedoch normalerweise trotzdem mehr oder minder verdrückt. Es können aber auch umgekehrt gerade die Innenwindungen pyritisch erhalten sein und die Außenwindungen sind flachgedrückt.

Echinodermen sind gewöhnlich in ihre Skelettelemente zerfallen. Ophiuren wurden in

mehreren Exemplaren vollständig erhalten gefunden. Fast vollständig waren einzelne Seeigel (über einen Teil davon s. BLOOS 1973).

Fauna der Siltplättchen

Die Siltplättchen innerhalb der Tonsteinkomplexe (z.B. die "Pappendeckel" QUENSTEDTS) sind nur von einzelnen Lebensspuren durchsetzt. Es finden sich sehr dünne, verzweigte Bauten (Chondrites, s. Taf. 3, Fig. 2), außerdem kleine, horizontal oder schräg verlaufende Verformungswühlgefüge (Taf. 3, Fig. 2; Taf. 11, Fig. 2, 3, 5). An Körperfossilien kommen einzelne kleine Muscheln, Ostrakoden und Foraminiferen vor, z.T. basisnah als Lesecke (Taf. 11, Fig. 6).

Andere Spuren müssen zur Fauna der Tone gerechnet werden. So sind die mit Sand ausgegossenen Thalassinoides-Bauten an der Basis mancher Plättchen primär sicher im Ton angelegt gewesen. Rhizocorallien auf der Oberseite konnten erst angelegt werden, als das jeweilige Plättchen von Ton bedeckt war.

6.2. Mergel, Ton- und Mergelsilte

Ton- und Mergelsilte, wie sie Sandsteinkörpern im W vorgelagert sein können, ebenso biodetritische Mergel und Mergelsilte innerhalb und auf Aufarbeitungshorizonten sind intensiv durchwühlt. Die Einregelung plattiger Komponenten (Glimmer, Schalengrus, Pflanzenhäcksel) und die schichtparallele Spaltbarkeit sind setzungsbedingt. Größere Fossilien wie Muschelklappen oder Ammoniten können schräg oder senkrecht im Sediment stecken. Am häufigsten sind kleine "Fukoiden" (Chondrites), die infolge der Setzung dicht gepackt liegen. Ihr Durchmesser liegt, wie in den Tonen, bei 0,5 mm. Andere Lebensspuren sind viel seltener; es finden sich Rhizocorallium, vertikale U-Bauten und nicht näher definierbare Verformungswühlgefüge. Viele in Sandsteinen verbreitete Spuren wurden hier (wie auch in den Tonsteinpaketen) nicht gefunden. Dies mag damit zusammenhängen, daß sie in diesem Sediment nicht erhaltungsfähig sind. Das Spurenspektrum gleicht weitgehend dem bioturbater Aufarbeitungshorizonte, mit denen sie räumlich und genetisch z.T. auch eng verbunden sind. Die Wühlgefüge sind oft nur im Anschliff erkennbar.

Die Körperfossilien lassen eine biofazielle Zwischenstellung zwischen den Tonen und den Aufarbeitungshorizonten erkennen. Neben der Fauna der Tone finden sich zusätzlich Plagiostoma und Pseudolimea, in den höheren Schlothheimischen Schichten und den Arietenschichten auch viele Gryphäen sowie Bohrorganismen. Diese Bereicherung des Epibenthos wie auch die intensive Durchwühlung zeigen, gleiche Sedimentationsgeschwindigkeit wie bei den Tonen vorausgesetzt, günstigere Lebensbedingungen für das Benthos im Vergleich zu den Tonen an.

Erhaltung

Es fällt die durchweg starke Zerstörung der Fossilien auf; z.T. liegt nur noch feiner Schalengrus vor. Die Schalen sind frisch dunkel gefärbt und werden bei der Verwitterung weißlich, so daß der Detritus sich im angewittertem Zustand am besten erkennen läßt. Gryphäen sind oft mehr oder minder stark abgeschliffen. In der Grundmasse eingebettet kommen unzerbrochene Fossilien (Muscheln, Ammoniten) vor.

Siltplättchen

Die feingeschichteten Siltplättchen in Ton- und Mergelsilten gleichen hinsichtlich ihres paläontologischen Inhalts denen in den Tonen. Sie sind zumeist nicht stärker durchwühlt.

6.3. Wechsellagerungen

Endobenthos

Die reiche Spurenfauna, die aus dem Hettangium Württembergs bekannt geworden ist (SEILACHER 1955: Abb. 5), stammt überwiegend aus dem Faziesbereich der Wechsellagerungen von Tonstein mit Sandsteinplättchen. Der Durchwühlungsgrad in dieser Fazies schwankt sehr stark und reicht von Einzelgefügen in wenig gestörten Schichten (Taf. 11, Fig. 4; Taf. 17, Fig. 4) über intensive Bioturbation (Taf. 19, Fig. 6) bis zu völliger Entschichtung einzelner Horizonte (Taf. 23, Fig. 6). Das gilt sowohl für die Wechsellagerungen, die sich den Sandsteinkörpern im W und E anschließen, als auch für die, welche in nicht kompakte Sandsteinkörper eingeschaltet sind. Innerhalb der Wechsellagerungen bestehen bezeichnende Unterschiede zwischen den einzelnen Sedimenttypen.

Tonige Lagen

In tonigen Lagen (Tone, Tonsilte, tonflaserige Sandsteine und andere tonreiche Silte) wurden bevorzugt Bauten von Sedimentfressern angelegt. Dabei weisen die siltigen Sedimente gegenüber reinen Tonen im ganzen intensivere Durchwühlung auf, die bis zu vollständiger Entschichtung gehen kann. (Eine ähnliche Bevorzugung von Sand-Ton-Mischgesteinen durch die Endofauna ist auch rezent bekannt: REINECK 1963.) Es finden sich "Fukoiden" (Chondrites) wie in den weiter oben besprochenen Mergelsilten (Taf. 8, Fig. 3; Taf. 21, Fig. 4). Außerdem treten Bauten mit Versatzgefüge (Teichichnus, Phycodes, Rhizocorallium, vertikale U-Bauten, Asterophycus) stark hervor (Taf. 3, Fig. 4; Taf. 16, Fig. 1; Taf. 19, Fig. 6; Taf. 21, Fig. 4 u. 5; Taf. 23, Fig. 1 u. 6). Zu nennen sind außerdem Tunnel von Crustaceen (Thalassinoides in kleinen Exemplaren als sanderfüllte Vollform im Ton und, erosiv freigelegt, an der Unterseite von Sandsteinlagen) sowie von Gastropoden (Curvolithus, vereinzelt fragliche Scolicia). Sanderfüllte Gänge, die unvergabelt, schwach oder stark gewunden verlaufen, kommen in verschiedenen Größen und Dichten vor; die dünnsten haben nur 0,5 mm Durchmesser. Ganze Geflechte bilden dicht über- und untereinanderliegende, unregelmäßig und unvergabelt verlaufende, glattwandige Gänge mit wechselndem Durchmesser (1,5-4 mm). In weiteren Abständen treten die überaus verbreiteten Gänge mit Tontapete vom Typ Planolites auf.

An der Unterseite von Sandsteinbänkchen findet man die Ausgüsse einiger seltener Spuren von Bewohnern der tonigen Lagen, so Neonerites, Laevicyclus und anderer, noch nicht beschriebener Formen (Taf. 21, Fig. 9). Zu erwähnen in den tonigen Lagen sind außerdem noch Verformungswühlgefüge.

Reine Siltlagen

In den Siltplättchen und -linsen sind Artenzahl und Dichte der Freßbauten sehr viel geringer. Freßbauten, die von oben auf tonarme Siltlagen stoßen, dringen nicht in diese ein, sondern bewegen sich an der Grenzfläche entlang, wobei sie die Oberfläche der Lage aufpflügen (Rhizocorallium); in anderen Fällen durchschlagen sie die Bank auch, um in das unterlagernde tonige Sediment zu gelangen. Den unterschiedlichen Verwühlungsgrad von tonreichem und tonarmem Sediment zeigt z.B. Taf. 19, Fig. 6.

In den Siltlagen sind kleine "Fukoiden" die häufigsten Bauten. Es sind dieselben wie in den tonigen Lagen. Sie haben um 0,5 mm Durchmesser und einen oft etwas gewundenen Verlauf. Ein weiterer Typ ist wesentlich dünner; die für Chondrites bezeichnende baumähnliche Verzweigung von einem Zentrum aus ist auf Spaltflächen nicht selten gut zu erkennen. Die einzelnen Gangstücke zwischen den Verzweigungspunkten sind bei diesem Typ gerade. Beide Typen können zusammen vorkommen (vgl. Taf. 15, Fig. 1 b unten bzw. oben). Relativ selten ist Phycosiphon (Taf. 23, Fig. 2 u. 3). In dickeren Sandsteinlagen findet man fast regelmäßig rundliche Gänge von 5-10 mm Durchmesser, die unverzweigt und schwach gewunden durch den Sandstein laufen. Die skulpturlosen Gänge, die häufig schräg aus Sandsteinoberflächen treten (Taf. 16, Fig. 8), sind wohl unter Planolites zu subsumieren;

daneben kommen Formen mit Längsrünzelung vor. Ziemlich selten tragen solche Gänge feine Segmentierungen oder rhythmische Einschnürungen (Münsteria); manchmal wird ein segmentierter Gang in seinem Verlauf glattwandig, indem die Segmentierung immer undeutlicher wird und sich schließlich verliert. Sehr verbreitet ist die Zopfspur Gyrochorte. Vertikale Wühlgefüge auf Querschnitten von Sandsteinplatten, die man zunächst als Fluchtspur ansehen könnte, enden gewöhnlich auf der Hangend- und Liegendfläche der Platte in einem "Zopf" (Näheres s. WEISS 1941 u. SEILACHER 1955). Horizontal fortschreitende Verformungswühlgefüge finden sich ebenfalls (Taf. 3, Fig. 4, oben). Spuren endobiontisch lebender Muscheln (Wühlhöfe, Pelecypodichnus) sind ausgesprochen selten, ebenso endobiontische Muscheln in körperlicher Erhaltung.

Die Sandfüllung kleiner Kolkrinnen wurde häufig von oben, unten und von der Seite aus dem umgebenden Ton von kleinen "Fukoiden" durchsetzt (Taf. 15, Fig. 1b); die Besiedlungsdichte nimmt dabei nach innen rasch ab. Entweder sagte selbst diesen anspruchslosen Sedimentfressern das Substrat nicht zu, oder die Tiere wurden durch fortschreitende Sedimentation von weiterem Vordringen abgehalten.

Epibenthos

An sessilen Epibionten sind in den Siltlagen Liostreen, Modiolus und Pseudolimea verbreitet. Plagiostoma, Gryphaea, Brachiopoden, Serpeln und Korallen fehlen, ebenso Bohrorganismen. Kleine Gastropoden vom Typ der "Turritellen" kommen als umgelagerte Steinkerne an Sandsteinunterflächen vor ("Turritellenplatte" QUENSTEDT 1858); als Aragonit-schaler waren sie in dem zumeist karbonatarmen Sediment anders nicht erhaltungsfähig. Crinoiden sind nicht häufig.

Von vagilen Epibionten sind meist nur Ruhe- und Lokomotionsspuren überliefert, so Asteriacites und Ichnocumulus (SEILACHER 1956) sowie Limulidenfährten (Kouphichnium). Körperlich erhalten finden sich selten Ophiuren. Nicht selten sind Seeigelreste.

Viele Spuren an Sandsteinoberflächen sind erst nach deren Überdeckung mit Ton als Innen-spuren angelegt (s. Endobenthos). Manche rundlichen oder langgestreckten Einsenkungen gehen auf das Zusammensinken von Ganglumina im Sandstein zurück, wie miteingesunkene Oberflächentexturen zeigen (Taf. 9, Fig. 2).

Nekton

Pectiniden kommen nur ganz untergeordnet vor. Ammoniten sind sehr selten; bestimmte Sohlmarken können durch treibende Gehäuse verursacht sein (Taf. 16, Fig. 4-6). Fischreste finden sich verstreut, einzelne Schuppen und - seltener - Zähne.

Erhaltung

Der Faziesbereich ist insgesamt nicht reich an Körperfossilien. Die Fossilien kommen meist in dünnen Lesedecken und Streupflastern vor. Der Grad der Zerkleinerung ist dabei sehr unterschiedlich. Verbreitet sind Ostrakodenschälchen.

Regionale Unterschiede

Das Artenspektrum sowohl der Ichno- wie der Körperfossilien in den Wechsellagerungen zeigt kaum regionale Unterschiede. Man findet die meisten Formen ganz im W (Schönbuch) ebenso wie ganz im E (Hesselberggebiet). Diplocraterion scheint auf den Osten beschränkt zu sein; manche Exemplare weisen pro- und retrusive Abschnitte auf (Diplocraterion yoyo GOLDRING 1962, zit. in GOLDRING 1971: 8; vgl. Taf. 19, Fig. 6b). In der Häufigkeit bestehen deutliche Unterschiede. So sind die Versatzbauten, vor allem Rhizocorallium, Teichichnus und Phycodes, im E häufiger als in den westlichen Wechsellagerungen; sie können einzelne Horizonte völlig entschichten (Taf. 19, Fig. 6; Taf. 23, Fig. 6). Andere Spuren sind zu selten, um Sicheres über ihre Häufigkeitsverteilung aussagen zu können, der Rest zeigt keine Unterschiede.

6.4. Sandsteinkörper

Wie im stratigraphischen Teil bereits bemerkt, bestehen deutliche faunistische Unterschiede zwischen den Sandsteinkörpern mit kompaktem Zentralbereich gegenüber denen mit nicht kompaktem.

Nicht kompakte Sandsteinkörper

Die nicht kompakten Sandsteinkörper bestehen aus Wechsellagerungen, deren Fauna im Abschnitt 6.3. dargestellt wurde, und dickeren Sandsteinbänken (über 15-20 cm mächtig). Diese Bänke sind ziemlich fossilarm. Es kommen einzelne Schälchen, wohl von *Modiolus*, eingestreut vor (Taf. 27, Fig. 1 u. 3). An Spuren finden sich die wenig gekrümmten Gänge mit rundem Querschnitt und Tontapete (*Planolites*), die auch in den Wechsellagerungen verbreitet sind. Außerdem kommen dünne Röhren von 2-3 mm Durchmesser vor, die Bänke von maximal 30 cm Mächtigkeit vertikal oder etwas schräg in geradem Verlauf von der Hangend- zur Liegendfläche durchsetzen, in die sie dann einbiegen; ob es sich um U-Bauten handelt, ist unsicher. Andere Wohnbauten fehlen. Als seltener Freßbau kommt die "Kreuzstichspur" (*feather stich trail*) vor (Taf. 21, Fig. 8).

Nur wenige Bänke führen eine etwas reichere Fauna, die dann derjenigen der Wechsellagerungen entspricht (*Liostrea*, *Modiolus*, *Pseudolimea*, *Cardinia*, Echinodermen).

Kompakte Sandsteinkörper

In den nicht kompakten Randbereichen gleichen diese Sandsteinkörper den soeben beschriebenen. Im kompakten Zentralbereich fehlen Wühlgefüge im Sandstein weitgehend. An endobiontischen Muscheln treten *Pholadomya*, *Pleuromya*, *Unicardium*, *Astarte*, *Tancredia* u.a. auf. Ihre Bedeutung ist jedoch gering gegenüber den *Cardinien*, die hier massenhaft vorkommen (*concinna*-Gruppe + *hybrida*-Untergruppe: SCHLOZ 1972: 146). Nach SCHLOZ (1972: 155) dürften die *Cardinien* (wie auch *Astarte*) flach eingegraben gelebt haben. Erwähnt sei außerdem *Dentalium*.

An Epibionten finden sich u.a. *Liostrea*, *Modiolus*, *Pseudolimea*, *Pinna*, *Plagiostoma*, *Isognomon*, außerdem Echinodermen (Ophiuren, Echiniden, Asteroiden und Crinoiden) sowie eine relativ reiche Gastropodenfauna, hier im Gegensatz zu den bisher besprochenen Faziesbereichen auch mit großwüchsigen Arten (z.B. *Pleurotomaria anglica*; vgl. BRÖSAMLEN 1909). Brachiopoden und Gryphäen fehlen, Einzelkorallen und Serpelkolonien sind sehr selten. Bohrspuren in Schalen finden sich nicht besonders häufig, Löcher von Bohrmuscheln und Thallophytenbohrgänge wurden nicht beobachtet. (Über chamositische Kalksandsteine s.u.).

Unter den nektonischen Formen sind Pectiniden am häufigsten, auch Ammoniten können reichlich vertreten sein. Wirbeltierreste (Schuppen, Zähne, Knochen) kommen vereinzelt vor.

Erhaltung

Die Erhaltung des Fossilinhalts wechselt stark. Teils liegen Bruchschille vor, teils sind die Schalen auch gut erhalten. *Cardinien* finden sich nicht selten zweiklappig eingebettet (Taf. 24, Fig. 3). Echinodermen sind gewöhnlich in ihre Skelettelemente zerfallen, es gibt jedoch auch vorzüglich erhaltene Funde von Ophiuren, Asteroiden und Crinoiden (O. FRAAS 1858); Echinidenpanzer sind selten und schlecht erhalten.

Regionale Unterschiede

Die nicht kompakten Sandsteinkörper weisen keine nennenswerten regionalen Unterschiede auf. Über die nicht kompakten Randbereiche der kompakten Sandsteinkörper s.o. Aus den kompakten Sandsteinkörpern setzen sich manche Bänke weit nach E fort, wobei sie meist deutlich chamositisch werden. Deren Fauna entspricht im wesentlichen der des kompakten Zentralbereichs, E der Jagst machen sich jedoch zunehmend gewisse Unterschiede bemerkbar. Großwüchsige *Cardinien* werden seltener, *Plagiostoma* fehlt fast. Dagegen werden Formen wie *Pleuromya* und *Tancredia* sehr häufig, Gastropoden treten massenhaft auf.

6.5. Aufarbeitungshorizonte

Mit den biofaziellen Verhältnissen einiger Aufarbeitungshorizonte, insbesondere der Oolithenbank ($\alpha 2 I$), hat sich SCHLOZ (1967; 1968; 1971; 1972) eingehend beschäftigt. Wie im stratigraphischen Teil bereits dargestellt, kommen starke lithofazielle Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten wie auch in deren lateraler Entwicklung vor. Diese machen sich z.T. auch biofaziell bemerkbar. Wenig Einfluß hat dabei der Sandgehalt.

Endobenthos

In SW- und Mittelwürttemberg ist Wühlenschichtung ein Charakteristikum der meisten Aufarbeitungshorizonte. Die primäre Schichtung ist nur noch selten erhalten (Taf. 22, Fig. 1-3 u. 5). Das häufigste Wühlgefüge sind dort kleine, oft gewundene Gänge, "Fukoiden", die die Bänke dicht durchsetzen (Taf. 22, Fig. 2). Durch sie liegt der feine Biodetritus ganz unregelmäßig. Wo keine größeren Wühlgefüge hinzukommen, wurde die Lage größerer Fossilien nicht wesentlich verändert, so daß z.B. Cardinien und andere Muscheln noch die strömungsbedingte Einkippung zeigen.

Neben Verformungswühlgefügen unterschiedlicher Größe (Taf. 22, Fig. 1; vgl. auch SCHLOZ 1972: 130-131) beobachtet man vertikale Gänge, die von Erosions- oder Bankoberflächen in die Tiefe führen und mit Material des Hangenden erfüllt sind (Taf. 22, Fig. 1); einzelne große Formen werden von SCHLOZ (1972: 188-189) dem Erzeuger der Thalassinoides-Bauten zugeschrieben. Ein Teil läßt sich auf vertikale U-Bauten (Diplocraterion) zurückführen. Manche stark mergeligen Bänke in den oberen Arietitenschichten des Fildergebiets sind von Diplocraterion dicht durchsetzt ($\alpha 3 IV$), sonst sind die Abstände größer. Die vertikalen U-Bauten in den Aufarbeitungshorizonten sind, soweit sich feststellen ließ, immer protrusiv; nicht selten divergieren die Schenkel nach unten. Dies läßt auf längere, ungestörte Besiedlung durch den allmählich wachsenden Organismus schließen. Eng mit der Entstehung der Aufarbeitungshorizonte dürften auch die Spreitenbauten stehen, die von deren Unterseite in den liegenden Ton gehen können, wobei Bankmaterial in die Spreite eingebaut ist, ebenso die Thalassinoides-Bauten an ihrer Unterseite, die meist deutlich größer sind als die inmitten von Tonstein oder Wechsellagerungen. Thalassinoides wurde als Vollform auch innerhalb mancher Bänke gefunden, z.B. in $\alpha 3 II$, 1 von Plochingen (1167). In dieser Bank fanden sich zudem viele Reste von Krebsen (Glyphea), allerdings nie innerhalb der Bauten (vgl. SCHLOZ 1972: 154). Ob sie die Erzeuger der Tunnel sind, ist deshalb nicht sicher; ein Fund von SELLWOOD (1971) könnte es nahelegen.

Endobiontische Muscheln sind sehr häufig. Vertreten sind u.a. Pholadomya (nicht selten in Lebendstellung), Pleuromya, Unicardium, Astarte und Cardinia (hybrida-Untergruppe, z.T. mit concinna- und crassissima-Gruppe; SCHLOZ 1972: 146). Die Cardinien der Aufarbeitungshorizonte sind meist größer und dickschaliger als die in den Tonen und Mergelsiltsteinen. Von den Formen in den Sandsteinkörpern unterscheiden sie sich durch ihre unregelmäßige Anwachsstreifung (SCHLOZ 1972: 147). Vereinzelt findet sich Lingula (z.B. in $\alpha 2 X$ von Pfersbach 262, $\alpha 3 II$ von Alfdorf 24).

In dicht gepackten Bruchschillen fehlen Wühlgefüge in der Regel. Endobiontische Muscheln kommen in ihnen jedoch vor.

Im Faziesbereich feingeschichteter, häufig chamositischer Kalksandsteine im E des Arbeitsgebiets sind Wühlgefüge selten. Cardinien der concinna-Gruppe treten gegenüber solchen der hybrida-Gruppe zurück. Auf das häufige Vorkommen von Pleuromya und Tancredia wurde oben schon hingewiesen.

Epibenthos

In den Aufarbeitungshorizonten erreicht das Epibenthos seine reichste Entfaltung. Neben Formen auch anderer Gesteine (Liostrea, Plagiostoma, Pinna, Pseudolimea, Gryphaea, Gastropoden unterschiedlicher Größe, Echinodermen) treten Elemente auf, die in anderen Horizonten nur untergeordnet gefunden wurden oder ganz fehlen. Es sind fast durchweg fixo-

sessile Formen. Am reichsten ist das Spektrum an Bohrorganismen (SCHLOZ 1972). Epöken sind sehr viel seltener; es handelt sich im wesentlichen um inkrustierende Formen (SCHLOZ 1972: 155). Als Aufsiedler kommt *Liostrea* weitaus am häufigsten vor. *Terquemia* ist ebenfalls häufig. Seltener findet man *Atreta* und *Dorsoserpula*. Bryozoen kommen erst höher im Schwarzen Jura α , in den Arietitenschichten, häufiger vor (SCHLOZ 1972: 139). In vielen Horizonten sind, wenn meist auch nur in geringer Zahl und auf bestimmte Gebiete beschränkt, Brachiopoden (Rhynchonelliden und Terebratuliden), Einzelkorallen (*Caryophyllia*, *Cyclolithus*), Serpelkolonien (*Cycloserpula*) und Kieselschwämme (SCHLOZ 1972: 139). Stockbildende Korallen fehlen fast ganz. Im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart werden einige kleine Kolonien (als *Isastrea* bestimmt) aufbewahrt. Eine Kolonie (Lokalitätsbezeichnung "Weinsteige") mit anhaftendem Nagelkalk stammt wahrscheinlich aus $\alpha 1 III$, dem im letzten Jahrhundert viel zitierten Nagelkalkvorkommen von Degerloch. Die übrigen stammen aus den Arietitenschichten, teils der Baar (Frittlingen), teils aus der Gegend zwischen Göppingen und Schwäbisch Gmünd (nach umgelagerten Kalksandstein-konkretionen $\alpha 3 II$).

Bestimmte Muscheln erreichen in Aufarbeitungshorizonten ihre üppigste Entfaltung, so *Terquemia*, *Plagiostoma*, *Pinna*, *Gryphaea* und *Isognomon*. Auch andere Muscheln werden hier bedeutend größer als in Ton- oder Sandstein (vgl. SCHLOZ 1972: 156-157, Abb. 15).

In den Horizonten mit limonitisch imprägniertem Biodetritus treten als weitere charakteristische Formen Thallophytenbohrgänge sowie die Foraminiferen *Involutina liassica* und *Trocholina* sp. auf (vgl. SCHLOZ 1972). Die genannten Foraminiferen kommen vereinzelt auch in Aufarbeitungshorizonten ohne diesen Detritus vor.

Es fällt auf, daß primäre Hartgründe in und auf Aufarbeitungshorizonten wie auch sonst im tieferen Schwarzen Jura α vollkommen fehlen. Bei dem von BECHTER (1937: 37) erwähnten Fall einer von Bohrmuscheln angebohrten Kalksandsteinbank handelt es sich wahrscheinlich um eine ausgedehnte Konkretion, wie sie gerade in Ostwürttemberg im Grenzbereich $\alpha 2/3$ häufig sind (Kap. 5.2.1., Abschnitt "Flächenhafte Erosion"). Von Erosionsflächen gehen zwar Grabgänge in die Tiefe und zeigen Sedimentationsunterbrechung an, Anbohrung wurde dagegen nie und Bewuchs von Schichtflächen nur in wenigen Fällen (s. folgender Abschnitt) beobachtet. Angebohrt und bewachsen wurden - von diesen Einzelfällen abgesehen - immer nur Schalen und Konkretionen.

In wenigen Fällen wurden Kalkkrusten auf Schichtflächen angetroffen, die wahrscheinlich auf Algenbewuchs zurückgehen. Im Profil Schlierberg (440) wird die Sohlfläche einer mit mittelsandigem, grobspätigem Cardinienschill gefüllten Erosionsform ca. 4,5 m über der Lias-Basis von einem dünnen Algenrasen mit agglutinierenden (?) Foraminiferen überzogen (Taf. 25, Fig. 5). Dicht darüber - und, wo der Überzug auskeilt, daneben - liegt eine Kruste aus miteinander verwachsenen Serpeln und *Liostreen*, die von Bohrmuscheln angebohrt sind (Taf. 25, Fig. 4).

In der Bohrung Jedesheim 1 fand sich im Grenzbereich $\alpha 2/3$, der sich durch intensive Umlagerungsvorgänge auszeichnet, über einer mikritischen Kalksteinschicht ein - im Gegensatz zu Schlierberg - feingeschichteter Stromatolith, der immer wieder von Serpeln besiedelt wurde (Taf. 25, Fig. 1). *Liostreen* sind am Aufbau nicht beteiligt, Anbohrung fehlt. Wie eine in Kap. 5.2.3. beschriebene Kolkform in dem Bohrkern zeigt, war der dichte Kalk zur Zeit der Besiedlung durch die Algen noch nicht verhärtet, allenfalls steif. In denselben Schichten wurde ein weiterer, etwas anders struierter Stromatolith mit *Liostreen* gefunden (Taf. 25, Fig. 2); er stammt aus der Bohrung Pleß 2. In der Lias-Basisbank der Bohrung Jedesheim 1 sei noch eine Kruste rötlich-braunen, dichten Kalks ~~wähnt~~, deren Entstehung auf Grund ihrer Texturarmut unsicher ist (Taf. 25, Fig. 3).

In der eben genannten Basisbank kommen noch andere mutmaßliche Algenbildungen vor. Es handelt sich um bräunliche, konzentrischschalig struierte Knöllchen von mehreren Millimetern Durchmesser ("Onkoide" FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970: 300), die teils einzeln, teils in Klumpen und Lagen verbacken auftreten (Taf. 25, Fig. 3 u. 7). Sie sind aus radialfase-

rigem Kalzit aufgebaut und zeigen bei gekreuzten Nicols z.T. ein Interferenzkreuz. Derartige Onkoide fehlen nördlich des Alpenvorlandes.

Vertikale Unterschiede

Auch ohne daß bis jetzt spezielle Untersuchungen vorliegen läßt sich doch feststellen, daß es zwischen den einzelnen Aufarbeitungshorizonten Unterschiede in der Artenzusammensetzung (Artenspektrum) wie in der Häufigkeit der Arten gibt. So wurden Brachiopoden und Korallen im Hettangium nur in bestimmten Horizonten gefunden ($\alpha 1$ I u. III, $\alpha 2$ I u. X); Brachiopoden werden erst in den Arietitenschichten häufig. Auch große Gastropoden, Serpelkolonien und manche Bohrorganismen sind nicht immer vorhanden, ebenso Ammoniten.

Auffälliger noch sind die Unterschiede in der Häufigkeit der Arten. So übertreffen in $\alpha 1$ III Plagiostomen an Zahl alle übrigen größeren Muscheln, in $\alpha 2$ I sind es Cardinien, $\alpha 2$ III ist über große Flächen ganz erfüllt von Kleingastropoden, desgleichen $\alpha 2$ VIII von Liostreen und $\alpha 2$ X von Gryphäen. Solche Unterschiede sind jedoch auf bestimmte Gebiete beschränkt, weil sich die Fauna in den Horizonten gewöhnlich nach der Seite ändert.

Regionale Unterschiede

Generell läßt sich eine Abnahme der Artenzahl von W nach E feststellen, z.T. auch eine Abnahme der Wuchsgröße adulter Individuen. In der Oolithenbank ($\alpha 1$ I) wurde diese Beziehung von SCHLOZ (1972) genauer untersucht. Der concinna-Typ von Cardinia fehlt im W-Teil vieler Horizonte, in denen er weiter östlich auftritt; nach einem Maximum an Individuenzahl und Wuchsgröße in Mittel- und Ostwürttemberg werden diese Cardinien E der Jagst wieder seltener und kleiner. Nach SCHLOZ (1972) handelt es sich bei den kleinen Cardinien in $\alpha 2$ I der Aalener Gegend um Jugendexemplare.

Ganz ähnlich wie diese Cardinien verhalten sich die Gryphäen sowohl im obersten Hettangium wie in den Arietitenschichten. Auch sie erreichen zwischen dem östlichen Fildergebiet und dem östlichen Gmünder Gebiet ein Maximum an Individuenzahl und Größe. Vermutlich liegt der Grund für die Begrenzung nach W in verringerter Wasserbewegung, wie sie in stärkerer Durchwühlung und dem feineren Korn vieler Horizonte zum Ausdruck kommt. Das Abnehmen nach E ist auch bei anderen Faunenelementen zu beobachten, so den Brachiopoden, Korallen, Serpelkolonien, Terquemien, Plagiostomen und Ammoniten (vgl. SCHLOZ 1972, Abb. 15). Eine Zunahme nach E läßt sich bei den Gastropoden feststellen, wenn auch nicht in allen Horizonten. Auf die Abnahme der Wühlenschichtung nach E wurde weiter oben (S. 77-78) bereits hingewiesen.

Ein Teil der oben erwähnten vertikalen Unterschiede in bestimmten Gebieten hängt damit zusammen, daß nicht alle Faunenelemente in jedem Aufarbeitungshorizont gleich weit nach E reichen. So führen z.B. im W des Arbeitsgebiets nahezu alle diese Horizonte Ammoniten. Nach E setzt in immer mehr Horizonten die Ammonitenführung aus.

Die möglichen Ursachen der lateralen Faunenänderungen werden in 6.8. erörtert.

6.6. Mittelkörnige Sande des Hesselberggebiets

Die mittelkörnigen Sande des Hesselberggebiets sind fast durchweg fossilarm. Die Fauna besteht hauptsächlich aus Liostreen. JAHNEL (1970: 24) erwähnt noch Lima sp. und Gervilleia sp.. Eine Platte dieses Sandsteins aus Frankenhofen (in Besitz eines Privatsammlers) ist bedeckt von der Zopfspur Gyrochorte.

6.7. Grobkörnige Sande der Arietitenschichten

Auf die Fauna dieser Sandsteine soll hier nicht näher eingegangen werden; es sei auf JAHNEL (1970: 37-38) verwiesen. Biofaziell stehen sie den Aufarbeitungshorizonten nahe, aus

denen sie im W ja auch hervorgehen. Die Fossilführung ist gegenüber der in den Gryphäen-kalken Ostwürttembergs jedoch wesentlich geringer. Es kommen noch Ammoniten darin vor; das zeigt, daß Grobsandführung nicht der wesentliche Grund dafür sein kann, daß in der Ppsilonotenbank (α I) im E keine Ammoniten mehr gefunden werden (FRANK 1930: 74; SCHIEBER 1936: 32).

In den Grobsanden wurden an Wühlgefügen nur einfache, nicht näher bestimmbare Gänge von ca. 1 cm Durchmesser gefunden, die mit Biodetritus erfüllt waren. Bemerkenswert sei außerdem das Vorkommen sessiler, planospiraler Foraminiferen auf Grobsandkörnern.

6.8. Rückschlüsse

Die Fauna im hier untersuchten Sedimentationsraum weist auf ein flaches Schelfmeer hin. Die Ichnofauna gehört der den Flachmeerbereich kennzeichnenden Cruziana-Fazies (SEILACHER 1964) an, deren charakteristische Elemente Ruhespuren, Wohnbauten, relativ einfache Freißbauten und das weitgehende Fehlen von Weidespuren sind.

Ökofaktoren

Substrat

Das Substrat ist für die Benthonten vor allem als Siedlungsgrund, für manche von ihnen auch als Nahrungsquelle von Bedeutung. Seine Eigenschaften beeinflussen die Zusammensetzung des Benthos nachhaltig. Dies zeigt sich etwa in heutigen Meeren, wo unterschiedliche Substrate von verschiedenartigen Faunengemeinschaften besiedelt sind, selbst wenn die Substrate nahe beieinanderliegen.

Im beschriebenen Sedimentationsraum waren im wesentlichen zwei Gruppen von Substraten vorhanden, die sich in ihren Artenspektren stark unterscheiden: erstens feinkörnige, mehr oder minder weiche Lockersedimente, die nach der Terminologie für rezente Meeresedimente überwiegend in die Kategorie "Schlick" (REINECK 1963) fallen würden, und zweitens sekundäre Hartgründe wie z.B. Schalen und ausgespülte Konkretionen, die Bohrorganismen und Aufsiedlern als Substrat dienten. Die Faunenspektren der verschiedenen Lockergründe (Ton, Silt und ihre Mischungen sowie Feinsand) unterscheiden sich nur wenig voneinander; Unterschiede machen sich eher in der Besiedlungsdichte bemerkbar. Reine Tone und reine Sande weisen generell eine geringere Besiedlungsdichte auf als Sand-Ton-Mischgesteine, wie oben (S. 197) bereits erwähnt. Ein dritter Typ von Substraten, grobkörnige Bruchschille ohne feinkörnige Matrix, besteht aus Komponenten der genannten zwei Faunengruppen; auf solche Bruchschille und ähnlich grobe Sedimente (Oolithe) spezialisierte Formen ließen sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Da also die Unterschiede zwischen den Substraten nicht sehr groß waren, beeinflussten andere Ökofaktoren die jeweilige Faunenzusammensetzung viel stärker als das Substrat selber. Das zeigt sich darin, daß ein und dasselbe Substrat in verschiedenen Faziesbereichen unterschiedlich besiedelt sein kann. So unterscheidet sich die Fauna des Substrats "Grobsilt" in Aufarbeitungshorizonten West- und Mittelwürttembergs von der im Zentralbereich massiver Sandsteinkörper und diese wieder von der in nicht kompakten Sandsteinkörpern (vgl. 6.4. und 6.5.), obwohl das Substrat in allen Fällen gleich ist. Umgekehrt ändert sich die Fauna innerhalb eines Faziesbereichs nicht, auch wenn sich die Zusammensetzung des Substrats verändert. So läßt sich kein Zusammenhang erkennen zwischen dem Sandgehalt der Aufarbeitungshorizonte im westlichen Württemberg und ihrer Fauna. Auch dann, wenn scheinbar ein Substrat von bestimmten Benthonten normalerweise gemieden wird, wie Ton von Korallen, Brachiopoden, Plagiostomen und Gryphäen, kommen doch immer wieder Ausnahmen vor, so daß sich die Frage stellt, ob diese Beschränkung nicht noch durch andere Faktoren als das Substrat mitbedingt war.

Sedimentbewegung

Umlagerung und Überschüttung gehören zu den stärksten Bedrohungen für die Benthonten in der Flachsee. Ihre Stärke und Häufigkeit können die Faunenzusammensetzung stark beeinflussen. Im Extremfall (z.B. wandernde Schillmassen) herrschen abiotische Verhältnisse.

In der Anpassung der Benthonten an Sedimentbewegungen gibt es große Unterschiede je nach der Fähigkeit zur Lokomotion. Am geringsten ist sie naturgemäß bei fixosessilen Formen. In Bereichen starker Sedimentbewegungen herrschen tief eingegrabene Muscheln vor (SEILACHER 1967), differenzierte Freßbauten treten hinter einfachen Wohnbauten (häufig ohne Spreite) zurück (SEILACHER 1967; heutige Nordsee: SCHÄFER 1962). Relativ ruhigeres Sedimentationsmilieu wird durch ein Überwiegen der Freßbauten gegenüber Wohnbauten und durch flach eingegrabene Muscheln angezeigt (SEILACHER 1967); diesem Milieu gehört der größte Teil des hier beschriebenen Sedimentationsraums an. Die Eigenart der hier beschriebenen Sedimente wird z.B. durch einen Vergleich mit dem schwäbischen Rät-sandstein deutlich (s. SEILACHER 1955: Abb. 5; AEPLER 1974). Ein weiterer Hinweis auf im ganzen mäßig starke Sedimentbewegungen sind die Echinodermen. Schlangensterne und Seesterne sterben, soweit sie nur Bewegungen in der Schichtebene ausführen können, schon bei Überdeckung durch wenige Zentimeter Sand ab (SCHÄFER 1962: 107 u. 112), weswegen Ophiuren in der heutigen Nordsee erst in Tiefen unter 10 m vorkommen (SCHÄFER 1962: 112). Auch die Seeigel des Schwarzen Jura α mit ihren dünnen, langen Stacheln konnten sich wohl kaum aus Überschüttungen befreien. Spuren von Ophiuren sind bis ins Hesselberggebiet verbreitet.

Episodisch starke Sedimentation wird durch ausgezeichnet erhaltene Echinodermen in den Sandsteinen und Tonen bis in das Beckeninnere belegt (z.B. ENGEL 1892 u. 1908); die Erhaltung der leicht zerfallenden Skelette setzt Überschüttung vor oder kurz nach dem Tod voraus. An Seeigeln im Schönbuch konnte gezeigt werden, daß selbst im Beckeninnern Sedimentbewegungen im Abstand von wenigen Wochen vorkamen (BLOOS 1973).

Ein Maß für die Stärke und Häufigkeit von Umlagerungen bildet die Fossilhaltung. Es fällt auf, daß Muscheln außerordentlich selten in Lebendstellung erhalten sind (relativ am häufigsten in den Aufarbeitungshorizonten). Durch Umlagerung nach Einbettung in Lebendstellung läßt sich das nicht erklären. Denn Muscheln (und andere Benthonten mit Hartteilen), die von der letzten - fossil gewordenen - Überschüttung überrascht worden sind, müßten dann nämlich fossil überliefert sein, haben sich doch auch im Sediment, ja an der Sedimentoberfläche entstandene Lebensspuren erhalten. Zudem sind Muscheln in Lebendstellung sowohl subrezent (Nordsee) wie auch fossil in manchen Schichten keine Seltenheit. Es gibt dafür zwei Erklärungsmöglichkeiten:

1. Viele Endobionten kommen kurz vor ihrem Tod an die Sedimentoberfläche (SCHÄFER 1962). Bei fehlender oder langsamer Sedimentation, bei der Kadaver nicht durch Überschüttung festgelegt werden, können daher nur die an der Sedimentoberfläche zerfallenen und meist zu Schillen konzentrierten Skelettreste überliefert werden. Diese Erklärung trifft in vorliegender Schichtfolge, besonders im Beckeninnern, sicher vielfach zu, reicht aber nicht aus, da in Sandsteinen rasche Schüttung von mehreren Dezimetern nachgewiesen sind (s. 5.1.8.).

2. Starker Sedimentation geht in der Flachsee häufig Aufarbeitung voraus, durch die Benthonten, die auf oder nahe der Sedimentoberfläche leben, von der Wasserbewegung erfaßt und zu flächenhaften oder linsigen Schillanhäufungen zusammengetragen werden. Einen Hinweis auf diesen Vorgang bilden die unregelmäßig erosiven Unterflächen und die Sohlpflaster vieler Sandsteinlagen, aber auch die Sohlmarken (tool marks) auf Sandsteinunterflächen (s. S. 187), deren Urheber, u.a. Muschelklappen, oft anderswo abgesetzt worden sind. Wenn nun Wühlbauten unterhalb dieser Erosionsflächen erhalten geblieben sind, Muscheln in Lebendstellung aber nur selten (und dann immer nur bestimmte Formen, z.B. Pholadomya und Verwandte), dann läßt sich daraus schließen, daß die meisten endobiontischen Muscheln relativ flach eingegraben gelebt haben, und daß tatsächlich i.d.R.

jeder Übersättigung, die letal hätte wirken müssen, starke Wasserbewegung bis zum Grund mit Aufarbeitung vorausgegangen ist, starke Übersättigung bei ruhigem Wasser also zumindest nicht häufig vorkam (vgl. hierzu BLOOS 1973).

Nicht wenige Schille, sowohl in Sandsteinkörpern als auch in Aufarbeitungshorizonten, enthalten sehr gut erhaltene Fossilien, so zweiklappige Cardinien oder Unicardien, Liostréen, die noch auf ihrer Unterlage aufgewachsen sind, oder halbzerfallene Echinodermen (Ophiuren und Crinoiden). Das weist auf baldige Wiedereinbettung nach kurzem Transport hin. Bei dem oben skizzierten Ablauf von Erosion und nachfolgender Sedimentation ist diese Erhaltung zu erwarten.

Selbstverständlich finden sich in allen Faziesbereichen auch Bruchschille, die auf mehrmalige Umlagerung oder weiteren Transport hinweisen. Besonders die Aufarbeitungshorizonte enthalten einen hohen Anteil abgerollter Schillkörner; die oben (S. 132-133) beschriebene limonitische Imprägnierung von Schalenresten in solchen Horizonten ist ein gutes Indiz für Umlagerung. Sehr feiner Schalengrüs ist im W in den Aufarbeitungshorizonten und den biodetritischen Mergeln angereichert. In beiden beobachtet man nicht selten einen Korngrößenprung zwischen diesem Grüs und groben Schillkomponenten (vgl. SCHLOZ 1972: 120). Das spricht für Allochthonie des Grüses. Der Grüs ist wahrscheinlich zusammen mit dem nicht selten begleitenden Silt (der nicht aus den unterlagernden Tonen stammen kann) aus unruhigeren Meeresteilen im E hierher transportiert und abgesetzt worden. Den gleichen Schluß zog schon BRANDES (1912: 463-464) bei ganz ähnlichen Bänken des untersten Lias im Egge-Gebirge.

Die Anlage oberflächenbezogener Wühlgefüge gibt Hinweise auf die Art von Sedimentbewegungen. In feingeschichteten Sandsteinbänken gehen die Wühlgefüge i.d.R. von der Bankoberfläche aus, nicht von Schichtflächen innerhalb der Bank. Das weist auf Entstehung nach Abschluß der Bankbildung hin. Es ist ein weiteres Indiz für rasche Schüttung solcher Bänke, wie sie bereits aus der vertikalen Abfolge von Sedimenttexturen in ihnen gefolgert wurde (s. 5.1.8.). In Aufarbeitungshorizonten sind die Wühlgefüge dagegen nicht nur auf die Bankoberfläche, sondern auch auf Diskordanzen innerhalb der Bank bezogen, Zeichen für eine mehrphasige Entstehung über einen längeren Zeitraum; hierauf weisen auch umgelagerte Lebensspuren in diesen Horizonten hin (SCHLOZ 1968 u. 1972).

Man kann wohl davon ausgehen, daß Umlagerungen im E des Gebiets, also im flacheren Wasser, generell häufiger waren als im W. Direkter Hinweis darauf dürfte das Vorkommen von *Diplocraterion yoyo* in den östlichen Wechsellagerungsbereichen sein (s. S. 199), das Verlagerungen der Sedimentoberfläche nach oben und unten widerspiegelt. Im Gegensatz dazu sind die vertikalen U-Bauten im westlichen Gebietsteil, wo sie in erster Linie in den Aufarbeitungshorizonten auftreten, rein protrusiv; daß ihre Schenkel nach unten oft divergieren, unterstreicht, daß hier längere Zeiten ohne Umlagerung vorkamen, während der sich die Erzeuger der Spur ungestört entwickeln konnten. Trotz wahrscheinlich häufigerer Umlagerungen im E sind die Wechsellagerungen dort z.T. viel intensiver durchwühlt als im W, ein Zeichen, daß Sedimentbewegung im Sedimentationsraum kein entscheidender negativer Ökofaktor gewesen sein kann.

Allenfalls hat sich Sedimentbewegung indirekt negativ ausgewirkt, wenn durch Umlagerung grobkörnige Schille entstanden, die Endobionten als Substrat wenig zusagten. Das war besonders in den Aufarbeitungshorizonten der Fall, die nach E grobkörniger werden und zunehmend primäre Gefüge aufweisen.

Wasserbewegung

Wasserbewegung spielt, neben seiner Bedeutung für die Sedimentbewegung und -zusammensetzung, eine wichtige Rolle für die Zufuhr von Nahrung und Sauerstoff sowie den Abtransport von Ausscheidungsprodukten für die grundbewohnenden Organismen. Wie soeben erwähnt, ist der östliche Wechsellagerungsbereich oft stärker durchwühlt als gleichartige Sedimente weiter westlich trotz häufigerer Umlagerungen, d.h. kürzerer Besied-

lungszeiten. In den Sandsteinkörpern wird die Fauna mit zunehmender Korngröße reicher. In Aufarbeitungshorizonten erreichen manche Gruppen (Gryphäen, Cardinien) im mittleren Teil Württembergs ein Maximum an Individuenzahl und Wuchsgröße. Die Fossilführung insgesamt nimmt in ihnen von hier nach W mehr oder minder deutlich ab. Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, daß Wasserbewegung der wohl wichtigste Ökofaktor war, der die unterschiedliche Besiedlung gleichartiger Substrate bewirkte. Auf andere Faktoren wird weiter unten eingegangen.

In diesem Zusammenhang ist eine Betrachtung der Aufarbeitungshorizonte im westlichen Gebietsteil von Interesse. Aus verschiedenen Anzeichen wurde im vorigen Abschnitt (Sedimentbewegung) geschlossen, daß hier Sedimentbewegungen seltener vorkamen als weiter östlich, daß also zumindest episodisch starke Wasserbewegung, die zu Umlagerungen fähig war, nicht so häufig aufgetreten ist. Die intensive Wühlentschichtung dieser Horizonte weist also nicht ohne weiteres auf besonders günstige Lebensbedingungen, sie könnte auch durch lange Zeiten ohne Umlagerung bei nur schwacher Besiedelung erklärt werden. Ein rezentes Beispiel hierfür bieten Teile der heutigen Nordsee (HERTWECK et al. 1969: 156). Bestimmte Epöken (z.B. Bryozoen, Serpeln) sind ziemlich selten, ebenso sind Konkretionen nur vereinzelt und wenig dicht durch Bohrmuscheln angebohrt trotz sicher langer Exposition an der Sedimentoberfläche. Häufige Umlagerungen können nicht der Grund dafür sein, sind doch gerade im bewegten Strandbereich Gerölle oft dichtest von Bohrmuscheln oder Serpeln besiedelt. Überdies hätten sich dann auch andere sessile Organismen (Brachiopoden, Korallen, Pinna u.a.) nicht halten können. Man muß deshalb annehmen, daß für eine optimale Entfaltung dieser Organismen bestimmte Voraussetzungen nicht hinreichend gegeben waren; vermutlich war die durchschnittliche Wasserbewegung nicht stark genug. Wahrscheinlich konnte sich nur gelegentlich einmal ein Larvenschwarm halten, ohne daß es zu einer dauernden Ansiedlung über viele Generationen hinweg gekommen ist.

Zwar war somit die Wasserbewegung in den Aufarbeitungshorizonten im W i. a. nicht so stark wie weiter östlich, die oben genannten Faunenelemente wie die Tendenz zu größeren und dickeren Schalen bei der übrigen Fauna sprechen indes dafür, daß sie trotzdem noch höher lag als bei der Entstehungen der Sedimente im Liegenden und Hangenden desselben Beckenbereichs. Nun zeigen aber die Erosionsdiskordanzen in eben diesen anderen Sedimenten (z.B. Taf. 11, Fig. 5), daß auch auf sie nicht selten für Umlagerung ausreichende Wasserbewegung eingewirkt hat. Der Unterschied dürfte darin bestehen, daß zur Zeit von Ton-sedimentation die Wasserbewegung nur episodisch verstärkt, im Durchschnitt aber geringer war. Da eine bedeutende Tiefendifferenz bei der Entstehung der verschiedenen Typen von Sedimenteinheiten im selben Beckenbereich nicht wahrscheinlich ist (s. S. 85-86), dürfte die Häufigkeit grundberührenden Seegangs für alle sogar etwa gleich gewesen sein. Die durchschnittlich stärkere Wasserbewegung zur Zeit der Aufarbeitungshorizonte ließe sich wohl am ehesten mit einer verstärkten Strömung erklären, die zur Verbesserung der Lebensbedingungen ausreichte, jedoch für häufige Umlagerungen zu schwach war.

Die kompakten Sandsteinkörper haben mit den Aufarbeitungshorizonten viele Körperfossilien gemeinsam, es fehlt jedoch ein großer Teil der fixosessilen Organismen (s.S. 200). Vor allem steht die Armut an Wühlgefügen in markantem Gegensatz zur Wühlentschichtung in den Aufarbeitungshorizonten. Dabei bestehen diese Horizonte z.T. ebenfalls aus feinstem Sand. Vermutlich war auch bei der Entstehung der kompakten Sandsteinkörper erhöhte durchschnittliche Wasserbewegung der Grund für die reichere Fauna; diese Wasserbewegung verhinderte auch den Absatz von Ton. Dünne Wechsellagerungen zwischen den Sandsteinbänken können mitunter stark bioturbat sein, die Wühlgefüge dringen jedoch kaum in den darunterliegenden Sandstein ein. Vielleicht war der Sand infolge rascher Sedimentation ärmer an Nahrungsstoffen als der der Aufarbeitungshorizonte (vgl. S. 198).

Die relative Armut der Fauna in den westlichen Wechsellagerungsbereichen wie auch innerhalb der nicht kompakten Sandsteinkörper insgesamt dürfte u.a. mit niedrigerer

durchschnittlicher Wasserbewegung zu begründen sein. Darauf weist das feinere Korn ebenso hin wie die Tonzwischenlagen.

Eine parallele Ausrichtung von Lebensspuren ließ sich in den untersuchten Schichten nur selten feststellen. Rheotaktisch bedingt paralleler Verlauf von *Thalassinoides* und *Rhizocorallium*, wie er von FARROW (1966) beschrieben wird, wurde nie beobachtet. Ob die wenigen sicheren Fälle von Ausrichtung rheotaktisch oder anders bedingt sind, ließ sich nicht sicher ausmachen.

Die Oberfläche einer in losen Bruchstücken gefundenen Sandsteinbank aus dem Eßlinger Sandstein von Hochdorf (43) war dicht bedeckt von *Limulus*-Fährten, die alle in die gleiche Richtung zogen; die Ausrichtung kann sicher verschiedene Gründe haben. Zwei ebenfalls lose gefundene Platten sind auf der Unterseite bedeckt von gleich ausgerichteten *Phycodes palmatum* (Taf. 23, Fig. 1); die eine stammt aus dem Hauptsandstein des Fildergebiets, die zweite aus dem Hauptsandstein 4 des östlichen Schurwalds (Diegelsberg 1169 a). Es sei in diesem Zusammenhang an den strömungsorientierten Korallenstock erinnert, der oben (S. 196) erwähnt wurde.

Nach AGER & WALLACE (1970) soll die Lage von *Rhizocorallium* im Sediment vom Energieniveau abhängen; schräg im Sediment verlaufende sollen hohes, horizontale niedriges Niveau anzeigen. Ein solcher Zusammenhang ließ sich in den hier untersuchten Schichten nicht feststellen. Man findet beide Typen vom Beckeninneren im W bis gegen den Beckenrand im E. Die Anlage der *Rhizocorallien* scheint vielmehr substratabhängig zu sein. In homogenen Gesteinen verlaufen die Bauten schräg, wenn sie jedoch auf eine reine Sandlage treffen, bewegen sie sich an deren Oberfläche entlang. Dieser Zusammenhang ist auch bei AGER & WALLACE deutlich (1970: Abb. 2-6); die horizontalen *Rhizocorallien* sind, soweit auf den Abbildungen zu erkennen, auch dort vornehmlich auf Oberflächen von Sandsteinbänken angelegt.

Als weiterer Anzeiger hohen Energieniveaus gilt *Diplocraterion*. Dies kann allerdings nur relativ gelten. Vertikale U-Bauten können selbst mergelige Bänkechen im Beckeninneren dicht durchsetzen. Sie zeigen sicher ein gegenüber den Tönen durchschnittlich erhöhtes Niveau an; ein solches Bänkechen kann nach E jedoch in einen dicht gepackten Bruchschill übergehen, der auf einen Bereich mit noch höherem Energieniveau hinweist. Die weite Verbreitung von *Diplocraterion* im untersuchten Sedimentationsraum zeigt, daß es kein verlässlicher Indikator für litorale Verhältnisse ist. Die verschiedenen Lithotope, in denen man die Spur antrifft, läßt auf eine beträchtliche Toleranz hinsichtlich des Energieniveaus schließen. Sicher wurden die Bauten von ganz verschiedenen Organismen angelegt, die ziemlich unterschiedliche Ansprüche an das Energieniveau stellten. Zumindest im Beckeninneren, wo solche Bauten vor allem in Aufarbeitungshorizonten zu finden sind, hat Sedimentationsunterbrechung ihre Entstehung begünstigt.

Ähnliches wie für *Diplocraterion* gilt auch für *Thalassinoides*. Auch diese Spur ist im ganzen Arbeitsgebiet verbreitet. Dabei fällt auf, daß die Systeme unter Aufarbeitungshorizonten im westlichen und mittleren Bereich einen bedeutend größeren Durchmesser der Gänge aufweisen als solche in Tönen und Wechsellagerungen (vgl. SCHLOZ 1972). Auch diese großlumigen Systeme dürften unter Bedingungen erhöhten durchschnittlichen Energieniveaus in Verbindung mit Sedimentationsunterbrechung entstanden sein (SCHLOZ 1972: 192). (Vgl. hierzu auch folgenden Abschnitt.)

Wassertiefe

In der Flachsee ist die Wassertiefe selber kein Ökofaktor; sie beeinflußt aber andere Ökofaktoren. Von der Wassertiefe hängen die Wasserbewegung, die Lichtstärke und die Wassertemperatur am Grund mit ab. Da hierfür auch andere Faktoren wie Strömungen, Windverhältnisse und sonstige klimatische Einflüsse eine Rolle spielen, lassen sich aus den Sedimenten, insbesondere den Sedimenttexturen, allenfalls relative Tiefenangaben erschließen. In Gebieten und Zeiten schwacher meteorologischer Gegensätze können in geringen Tiefen Sedimente entstehen, die in stürmischen Gegenden erst in viel größerer Tiefe abgesetzt werden (HÄNTZSCHEL & REINECK 1968).

Ruhe Spuren flach im Sediment eingegrabener vagiler Epibionten, die dort vor räuberischen Feinden Sichtschutz suchten (SEILACHER 1953 b), ebenso auch assimilierende Pflanzen (Bohralgen, SCHLOZ 1972: 158-162; Stromatolithen, LOGAN et al. 1964) zeigen gute Lichtverhältnisse am Grund an. Die großen Mengen von Gastropoden, besonders im E des Arbeitsgebiets, könnten auf Algenüberzüge der Sedimentoberfläche hinweisen, die von den Tieren abgeweidet wurden. Auf gute Lichtverhältnisse am Grund kann auch aus dem allgemeinen Vorherrschen von Flachwasseranzeigern geschlossen werden.

In allen Meeren treten Schwankungen der Wassertiefe auf, teils durch Gezeiten, teils durch Winde, deren Wirkungen naturgemäß im Bereich der geringsten Tiefen am größten ist. Gelegentliches Trockenfallen bleibt dabei, wie andere episodisch auftretende extreme

Zustände auch, ohne nachhaltigen Einfluß auf die Ökologie. Periodisches Trockenfallen in kurzen Zeitabständen wie im Gezeitenbereich heutiger Meere prägt die Tierwelt dagegen in stärkster Weise, so daß die Niedrigwasserlinie eine ausgeprägte ökologische Grenze bildet (REINECK et al. 1968; DÖRJE et al. 1969). Die meisten Bewohner dieses Lebensraumes leben - zum Schutz gegen Austrocknung - im Sediment (HERTWECK in: REINECK 1970: 124). Sessile Epibionten treten dagegen völlig zurück. Die Wechsellagerungen des tieferen Schwarzen Jura α , die auf den ersten Blick an Wattensedimente erinnern (s.u.), unterscheiden sich von Watten u.a. durch ihre Faunenzusammensetzung. In ihren Schillen herrschen epibiontische und flach eingegrabene Muscheln vor; unter den Lebensspuren überwiegt ein breites Spektrum an Freßbauten. Ruhespuren von Ophiuren, die in heutigen Watten meist fehlen, sind bis ins Hesselberggebiet verbreitet (VIOHL 1970: 24). Auf die Unterschiede der Sedimente wird in Kap. 7. eingegangen.

Die Fauna ist auch für die Frage von Bedeutung, ob die vertikalen Fazieswechsel in der Schichtfolge von Sedimenteinheit zu Sedimenteinheit auf langfristige Tiefenänderungen (Trans- und Regressionen) hinweisen. Die Tonsteinhorizonte und die Horizonte mit nicht kompakten Sandsteinkörpern führen nirgends, selbst im äußersten E des Gebiets, eine so reiche Fauna, wie man sie in Aufarbeitungshorizonten viel weiter westlich findet. In den Aufarbeitungshorizonten rückt also nicht etwa eine normalerweise in Küstennähe beheimatete Fauna zeitweise in das Beckeninnere, wie es bei einer Regression zu erwarten wäre, ihre gegenüber dem Liegenden und Hangenden neuen Elemente müssen vielmehr zugewandert sein. Die lateralen Änderungen innerhalb der Sedimenteinheiten sind i.d.R. bedeutend geringer als die von Horizont zu Horizont. Die geringen lateralen Änderungen sind sicher mit Ausdruck der sehr langsamen Tiefenzunahme nach W, die vertikalen aber Hinweis auf die Änderung eines überregional wirkenden Faktors, wobei am ehesten eine Änderung der Strömungsverhältnisse vorstellbar ist. Was weiter oben (3.6.1.) über die Sedimente gesagt wurde, trifft also auch auf die Faunen zu. Ob Wasserstandsänderungen die vertikalen Fazieswechsel begleitet haben, läßt sich, wie auch SCHLOZ (1972: 195) festgestellt hat, weder sicher beweisen noch widerlegen; Wasserstandsänderungen können jedoch nicht die wesentliche Ursache dieser Wechsel sein.

Salinität

Viele marine Organismen reagieren auf eine Verminderung des Salzgehalts sehr empfindlich, zuerst mit Größenabnahme, bis sie bei weiterer Verbrackung fehlen. In vielen Horizonten des tieferen Schwarzen Jura α zeigt sich eine Abnahme der Wuchsgrößen und der Artenzahl nach E (s.o.; vgl. SCHLOZ 1966 u. 1972: 195-196), obwohl, wie oben bemerkt, nach E der positiv wirkende Faktor Wasserbewegung zunimmt. Es fehlen im E des Arbeitsgebiets Korallen und Brachiopoden, ab der Aalener Gegend auch Gryphäen und Kolonien von Cycloserpula sowie in einem Teil der Horizonte Ammoniten. Die Wuchsgröße von Cardinien und Plagiostomen nimmt ab, Pinna scheint im Hesselberggebiet zu fehlen.

Insgesamt reichen diese Änderungen der Fauna sicher nicht aus, um eine ausgesprochene Verbrackung zu begründen. Es finden sich noch alle Gruppen der Echinodermen (die Ruhespur Asteriacites belegt Autochthonie) sowie Bohrmuscheln, die nach REMANE (1962) für vollmarine Verhältnisse sprechen. Wie ein Brackwassersediment derselben Zeit aussieht, hat VOSSMERBÄUMER (1970) anschaulich dargestellt. Viel eher als mit ständiger Salinitätserniedrigung kann man wohl mit häufigeren Schwankungen des Salzgehalts rechnen, wie das auch vor heutigen Küsten der Fall sein kann. Solche Schwankungen könnten sich bei der Flachheit des Beckens zeitweise weit nach W ausgewirkt haben (s. BLOOS 1973).

Im W des Arbeitsgebiets kommen, wie oben bemerkt, ebenfalls Faunen mit verringerter Wuchsgröße vor, und zwar in den Tonsteinen; zudem beobachtet man dort einen auffallend hohen Anteil abgestorbener Muschelbrut (vgl. SCHLOZ 1972: 156 bzw. 150). USBECK (1952) nennt aus den Tonen eine Anzahl von Foraminiferen (Sandschaler wie Ammobaculites u.a.

sowie Trochamina), deren rezente Verwandte nach POKORNY (1958) und HILTERMANN (1963, zit. nach SCHLOZ 1972: 136) ausgesprochene Brackwasser- bzw. euryhaline Formen sind. Die Ammonitenfauna der Tone erscheint gegenüber der der Aufarbeitungshorizonte insgesamt sehr eintönig. Es kommen jedoch alle Gruppen von Echinodermen vor, so daß keine Brackwasserverhältnisse angenommen werden müssen. In diesem Zusammenhang könnte die z.T. bituminöse Ausbildung der Schichtfolge weiter westlich, im Oberrheingebiet, von Bedeutung sein. Sie spricht für die zeitweise Existenz einer Sprungschicht im Becken, wobei das schwerere Tiefenwasser auf den innersten Beckenteil beschränkt blieb, während das Arbeitsgebiet im Bereich des leichteren, salzärmeren Oberflächenwassers lag. Man kann also eine gewisse Reduktion der Salinität zu gewissen Zeiten nicht ganz ausschließen. Sicher spielt durchschnittlich geringe Wasserbewegung ebenfalls eine Rolle, worauf der Kontrast zu den reicheren Faunen im E zur Zeit der Entstehung der kompakten Sandsteinkörper hinweist.

Klima

Das Klima bestimmt durch die herrschenden Winde die Wasserbewegung, außerdem die Wassertemperaturen und damit indirekt auch den Chemismus des Wassers. Aufschlüsse über das Klima ergeben sich aus der Faunenzusammensetzung nicht. Andere Indikatoren (SCHLOZ 1972: 195) sprechen für ein warm-feuchtes Klima. Verglichen mit rezenten Sedimenten in heutigen Flachmeeren in ähnlichen Klimaten (NOTA 1958, CURRAY 1960 u.a.) weisen die Sedimente des tieferen Schwarzen Jura α zum großen Teil eine bemerkenswert geringe Durchwühlung auf. Entweder waren hier die Besiedlungsdichten geringer, weil die Lebensbedingungen nicht optimal waren, oder die Sedimentation vollzog sich rasch mit großen Unterbrechungen, die vor allem im Bereich der Aufarbeitungshorizonte zu suchen sind.

Zur bathymetrischen Gliederung der Cruziana-Fazies

Während sich die Gesamtheit der Ichnocoenosen klar in bathymetrische Großgruppen gliedern lassen (SEILACHER 1967), scheint eine allgemein gültige feinere Untergliederung der Großgruppe der Flachsee, der Cruziana-Fazies SEILACHERs, noch nicht möglich. Soweit laterale Abfolgen im Jura bis jetzt beobachtet (FARROW 1966; SCHLOZ 1966 u. 1972; vorl. Arbeit) oder aus isolierten Vertikalprofilen ohne Kenntnis der wirklichen lateralen Entwicklung rekonstruiert wurde (AGER & WALLACE 1970; SELLWOOD 1970 u. 1972; WINCIERZ 1973), weichen sie alle voneinander ab, z.T. sehr erheblich.

Abgesehen von Irrtümern, die bei der bathymetrischen Interpretation von Einzelprofilen nicht ausgeschlossen werden können, spielen bei diesen Unterschieden sicher die vielfältigen Kombinationsmöglichkeiten der einwirkenden Faktoren in der Flachsee, je nach Wellenexposition, Strömungen, Tidenhub u.s.w., eine Rolle. Besonderes Merkmal des hier untersuchten Sedimentationsraums ist der geringe Tiefengradient, aus dem eine sehr unscharfe Tiefenzonierung der Ichnofauna resultiert. Unterschiede der lateralen Faunenabfolge zwischen den drei Typen von Sedimenteinheiten lassen sich trotzdem erkennen. Sie zeigen, daß selbst in ein und demselben Sedimentationsraum bei gleichbleibendem Tiefengradient sich die tiefenabhängige Faunenzonierung bei Änderung der hydrographischen Verhältnisse qualitativ und quantitativ ändern kann. Neben solchen horizontspezifischen Sonderentwicklungen der lateralen Faunenabfolge gibt es auch horizontunabhängige Änderungen, die in allen Typen von Sedimenteinheiten gleich sind, z.B. das Überwiegen von Chondrites gegenüber Spreitenbauten im tieferen Teil des Beckens und die Umkehrung dieses Verhältnisses im flacheren. Man kann erwarten, daß es auch in anderen Gebieten mit vergleichbaren Flachseesedimenten sowohl horizontabhängige als auch generelle Züge der bathymetrischen Faunenverteilung gibt.

7. SEDIMENTATIONSRAUM

Auf Grund der geologischen Bestandsaufnahme soll in diesem Teil versucht werden, ein Bild von den hydrographischen Verhältnissen zu gewinnen, soweit es die Lückenhaftigkeit und Vieldeutigkeit geologischer Überlieferung und der Kenntnisstand über die Prozesse in der Flachsee zulassen.

Das Arbeitsgebiet ist, wie zu Anfang der Arbeit bemerkt, nur der südlichste Teil eines ausgedehnten Flachseegürtels mit Sandsedimentation, der sich von der Ostsee nach S erstreckt hat. Zwar sind die Gebiete N des schwäbischen Sedimentationsraums nicht so gut bekannt, es zeichnet sich jedoch auf Grund der Literatur und eigener Beobachtungen eine ähnliche laterale Abfolge von Faziesbereichen mit je eigenem Gesteins- und Formeninventar ab.

Die tonige Beckenfazies mit Kalkbänken (z.T. auch mit bituminösen Schiefertönen) läßt sich durch die Hessische Straße (Angersbach: JÜNGST 1928; Göttingen: BRANDES 1912) und das norddeutsche Flachland (JÜNGST 1928; BRAND & HOFFMANN 1963) verfolgen. Die für diesen Faziesbereich charakteristischen dünnen Sandsteinplättchen ("Pappendeckel" QUENSTEDTs) sind von dort ebenfalls bekannt geworden (z.B. FAHRION 1953: "Zebra-Schichten").

Der westliche Randbereich des nächsten Faziesstreifens, dessen mit Sandsteinkörpern, der in Württemberg durch den Schönbuch über das Fildergebiet und den westlichen Schurwald gegen die westlichen Löwensteiner Berge verläuft, dürfte sich über den NW-Ausläufer der Haßberge (Profile bei Sulzfeld i. Gr.) und Jena (PUTZER 1938) fortsetzen. Der Faziesbereich mit Sandsteinkörpern selbst ist in diesen nördlichen Gebieten bis jetzt nicht gut belegt. In Franken ist er im Gebiet der aufschlußarmen zentralen Haßberge zu suchen. Im fraglichen Gebiet von Niedersachsen werden vereinzelt mächtigere marine Sandsteine erwähnt (JÜNGST 1928: Langelsheim; PHILIPP 1953: "Unteres Lager"; BRAND & HOFFMANN 1963: NW Hannover); z.T. scheinen sie auch zu fehlen (JÜNGST 1928: Salzgitter).

Der Bereich der östlichen Wechsellagerungen mit Kolkrinnen ist wesentlich besser belegt (Oberfranken: u.a. KRUMBECK 1932, ROLOFF 1966, eig. Beob.; Niedersachsen: u.a. HÄNTZSCHEL & REINECK 1968, WINCIERZ 1973 und eig. Beob.; in Thüringen möglicherweise Gotha: PUTZER 1938). Die Kolkrinnen gleichen in Bau und Orientierung denen im Arbeitsgebiet (HÄNTZSCHEL & REINECK 1968, WINCIERZ 1973 und eig. Beob.). Wie im Hesselberggebiet sind auch in Oberfranken (KRUMBECK 1932, HAHN 1964, ROLOFF 1966, D. HOFFMANN 1967) und in Niedersachsen (PHILIPP 1953) lokal gröbere Sandmassen in die feinkörnige Fazies eingetieft.

Östlich dieses Wechsellagerungsbereichs mit Kolkrinnen folgt der Litoralbereich, der sich von Skandinavien (VOSSMERBÄUMER 1970, SELLWOOD 1972) über Niedersachsen (WINCIERZ 1973 und eig. Beob.) bis Oberfranken (SCHREIBER 1956, KESSLER 1973 und eig. Beob.) verfolgen läßt. Weiter südlich ist er z.T. abgetragen, z.T. dürfte er unter jüngeren Schichten verborgen sein.

7.1. Sandsedimentation in heutigen Schelfmeeren

Die Eigenarten der hier untersuchten Sedimente treten wesentlich deutlicher hervor im Vergleich und Kontrast zu heutigen Flachseegebieten mit Sandsedimentation; deren Verhältnisse sollen daher, kurz zusammengefaßt, vorangestellt werden.

Sand wird heute teils im marinen Bereich von Deltakomplexen (Delta platform und Prodelta), teils in küstenparallelen Arealen und teils auch auf dem küstenferneren Schelf sedimentiert. In letzterem Fall handelt es sich in erster Linie um umgelagerte pleistozäne Sande des Schelfs selber; der heute von den Flüssen angelieferte Sand ver-

bleibt größtenteils im unmittelbaren Küstenbereich. Nur geringe Mengen gelangen als "Sturmflutschichten" auf den offenen Schelf. Die heute in der Flachsee bewegten Sande sind wesentlich gröber als im vorliegenden Fall, zudem bilden sie oft großdimensionale, zu den Gezeitenströmungen parallele Rücken, die schräg oder quer zur Küste orientiert sind (OFF 1963, SWIFT et al. 1971). Dabei ändert sich die Korngröße quer zum Streichen der Rücken mit der Morphologie rhythmisch (SWIFT et al. 1971). Andere Sande bilden großdimensionale "sand waves", deren Innentextur mit der hier beschriebenen Sande nichts gemein hat. Die Unterschiede dieser rezenten Formen des offenen Schelfs zu den vorliegenden Sandsteinen sind so groß, daß entsprechend verschiedene Entstehungsweise angenommen werden muß.

Ein Deltabereich liegt im süddeutschen marinen Hettangium mit Sicherheit nicht vor, wie schon die Anordnung der Faziesbereiche zeigt. Größere Ähnlichkeit scheint bei einer ersten Betrachtung mit der rezenten Abfolge Schelfschlick - Küstensand - Watt (bzw. Haff oder Lagune) zu bestehen (vgl. van STRAATEN 1954, SHEPARD 1960, REINECK 1963). Diese rezente Sedimentabfolge vom Schelf zur Küste spiegelt die Energieverteilung am Grund wider: der Schelfschlickbereich wird durch seine größere Wassertiefe vor der Einwirkung der Wellen geschützt, der Wattenbereich - paradoxerweise - durch seine geringe Tiefe: die Energie der von See her anlaufenden Wellen bricht in einem bestimmten Tiefenbereich ("Brecherzone") entweder zusammen oder läuft sich, bei sehr geringem Relief, "tot" (SHEPARD 1960: 220). Starke Turbulenz tritt in beiden Bereichen nur zeitweilig auf, entweder im Gezeitenrhythmus oder bei extremen Wetterlagen. Anders im Bereich der Küstensande.

7.1.1. Küstensandbereich

Die rezenten Küstensande werden als größtes Sediment zwischen Schelfschlick und (sofern vorhanden) Watt im Bereich höchster Turbulenz transportiert, sortiert und abgelagert. Dieser Bereich wird begrenzt seawärts von der Linie der ersten Grundberührung der Wellen und landwärts von der Brecherzone. Ob Sandanhäufung stattfindet und in welcher Form, hängt von vielen Faktoren ab; wesentlich sind: die Verfügbarkeit geeigneter Korngrößen in ausreichender Menge, landwärtiger Seegang und ein geeignetes Relief des Meeresbodens. Für die Form der Ablagerung wesentlich sind außerdem Richtung und Stärke der auftretenden Strömungen und die Wasserstandsschwankungen (SHEPARD 1960).

Küstensande können auftreten in Form ständig untergetauchter Barren ("bars" i. S. von SHEPARD 1960: 197) oder mit Teilen, die nur selten überflutet werden ("barriers" i. S. von SHEPARD 1960: 197); im letzteren Fall wird der Bau komplex. Die "barriers" können über längere Strecken ununterbrochen hinziehen (Nehrungen, barrier spits und bay barriers) oder, je nach den hydrographischen Verhältnissen, mehr oder minder dicht von Durchbrüchen (gats, inlets) durchbrochen sein, die sich ständig verlagern (Nehrunginseln, barrier islands) Da sie einem bestimmten Turbulenzbereich folgen, der nicht jede Unregelmäßigkeit der Küste nachzeichnet, führen sie zu einer Begradigung der Küste. Bei sehr häufigen und starken Strömungen quer zur Küste können sich keine zusammenhängende "bars" entwickeln; die untergetauchten Küstensande bilden dann langgestreckte, quer zur Küste orientierte Sandkörper ("Sandzungen": DÖRJES et al. 1970: Abb. 2 u. 3).

Die rezenten Küstensande werden überwiegend von sehr gut sortierten Feinsanden im Korngrößenbereich 0,06 - 0,25 mm aufgebaut (SHEPARD 1960: 209); der Korngrößenbereich wird allenfalls über- jedoch nicht unterschritten. Der Siltgehalt beträgt unter 1%.

Das Material hat verschiedenen Ursprung. Teils wird es vom Schelf gegen die Küste transportiert, teils durch küstenparallele Strömungen longitudinal versetzt (SHEPARD 1960: 214).

Den Aufbau eines Küstensandkörpers aus dem herangeführten Material besorgt in erster Linie der Seegang. Modellvorstellungen über die dabei wirkenden Mechanismen finden sich

bei verschiedenen Autoren (VOLLBRECHT 1957, MILLER & ZEIGLER 1958, EAGLESON & DEAN 1961).

Drei wesentliche Eigenschaften zeichnen den seewärtigen Teil eines Küstensandkörpers aus:

1. Relief. - Es bildet sich ein Gleichgewichtsprofil aus in dem Streifen, in dem der Seegang Sand bewegt ("wave profile of equilibrium": THOMPSON 1937, VOLLBRECHT 1958, MILLER & ZEIGLER 1958, SHEPARD 1960: 205, REINECK 1963: 29). Auf dieser Fläche, die von See her gegen den Strand zunehmend steiler wird, stellt sich das Gleichgewicht zwischen der Sedimentation des Schwallls und der Erosion der von der Schwerkraft und damit von der Boden­neigung abhängigen Rückströmung ein. Dieses Profil bedingt eine Mindestmächtigkeit des aufgehäuften Sandes.

2. Schichtung. - Durch die starke Turbulenz in diesem Bereich überwiegt unter den Texturen ebene Feinschichtung. Die Feinschichtung schmiegt sich dem Gleichgewichtsprofil an. Jede Änderung dieses Gleichgewichts führt zu einer Änderung des Profils durch ausgleichende Erosion und Akkumulation. Das Ergebnis ist die flachwinklige Kreuzschichtung dieser Sande (THOMPSON 1937, REINECK 1963, WERNER 1963). Kennzeichen ist streng paralleles Streichen und weites seitliches Aushalten der Schrägschichtungspakete (THOMPSON 1937, WALGER 1966). In manchen Körpern sind trogförmige Strömungsrippeln häufig.

3. Korngrößenverteilung. - Die Korngröße nimmt vom Strand mit zunehmender Wassertiefe ab. Der grundberührende Seegang bewirkt durch die Asymmetrie zwischen seiner land- und seiner seewärtigen Komponente eine Sortierung, durch die das gröbere Material land-, das feinere seewärts transportiert wird (VOLLBRECHT 1958, MILLER & ZEIGLER 1958, SHEPARD 1960, REINECK 1963). Die Korngrößenverteilung strebt dabei ebenso einen Gleichgewichtszustand an wie das Relief der Sedimentoberfläche (MILLER & ZEIGLER 1958).

Aus dem Mechanismus von Sortierung und Akkumulation durch den Seegang ergibt sich eine Konsequenz für die Breite eines solchen Körpers. Der Streifen, in dem diese Vorgänge ablaufen, kann nicht beliebig breit werden. Der Bereich grundberührenden Seegangs nimmt zwar mit abnehmender Neigung des Meeresbodens an Breite zu, zugleich aber geben die Wellen ihre Energie langsamer an den Grund ab und verringern dadurch ihre Wirkung (VOLLBRECHT 1958; SHEPARD 1960: 220; REINECK 1963: 6); im Grenzfall reicht sie nicht mehr aus, Sand zu bewegen: die Wellen laufen sich "tot". Ein Beispiel hierfür dürfte der Golf von Guayana sein (NOTA 1958). Die Breite des genannten Streifens ist in rezenten Beispielen einige hundert Meter bis einige Kilometer breit (SHEPARD 1960: Fig. 9).

Durch den Mechanismus ist auch der Tiefenbereich begrenzt, bis zu dem Küstensande hinabreichen können. Der Bereich hängt von der Stärke des Seegangs ab, er schwankt zwischen 3 und 18 m (SHEPARD 1960: 204).

Mit der Begrenzung der Breite des Akkumulationsbereichs sowie des Tiefenbereichs ist auch die Breite der Körper selber begrenzt. Eine Verbreiterung ist nur durch seewärtige Anlagerung möglich. In diesem Fall werden die älteren Teile der Barriere der unmittelbaren Umlagerung entzogen, Dünen können hinter dem Strand entstehen, der Bau der Barriere wird komplex. Der Verbreiterung auf diese Weise sind jedoch Grenzen gesetzt. Einmal erfordert die zunehmende Tiefe größere Sedimentmengen, zum andern sind Barrieren dort, wo küstenparallele Strömungen herrschen, meist nur im Strömungsschatten von Landvorsprüngen und dergleichen ("Haken") stabil. Eine stärkere Verbreiterung ist bei Regressionen möglich, sofern sich diese kontinuierlich vollziehen. Bei diskontinuierlichen Regressionen entstehen entsprechend den Stillstandsphasen gestaffelte Barrieren (fossile Beispiele: WEIMER 1961, HOLLENSHEAD & PRITCHARD 1961, DUNBAR & RODGERS 1955: Fig. 78). Als Beispiel einer sich kontinuierlich verlagernden Brandungszone sei der Sylvania-Sandstein genannt (HATFIELD et al. 1968). (S. auch FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970: 96-97.)

7.1.2. Bereich zwischen Küstenand und Land

Die Ausbildung der Sedimente zwischen dem Küstensand und dem Land ("back bar"-Bereich)

ist von vielen Faktoren abhängig und kann daher sehr unterschiedlich sein. Von wesentlicher Bedeutung sind: Häufigkeit und Art des Austauschs mit der offenen See, der Zufluß von Süßwasser sowie die klimatischen Verhältnisse (SHEPARD & MOORE 1960). Watten, Haffe und Lagunen sind die häufigsten Ausbildungen. Kennzeichen sind: Tonige Sedimente mit arenitischen Einschaltungen (Wechselagerungen), Bioturbation, eine vom offenen Meer abweichende Fauna und - besonders bei Abgeschlossenheit vom Meer und geeignetem Klima - terrestrische Einflüsse, vor allem Anreicherung von Pflanzenresten bis hin zu Torf- und Kohlebildung. Gewöhnlich nimmt die Sandkorngröße vom Küstensand in diesen Bereich hin ab; bei Watten ergibt sich die Abfolge Sandwatt - Mischwatt - Schlickwatt.

Wo das Relief nicht flach genug ist oder sonstige Bedingungen nicht gegeben sind, fehlt dieser Bereich, der Küstensand schließt sich direkt an die Küste an.

7.1.3. Bereich zwischen Küstensand und offener See

Der Übergang vom Küstensand zur offenen See ("fore bar"-Bereich) vollzieht sich relativ rasch. Ein Korngrößenprung zwischen den Ausläufern des Küstensandes und den Wechsellaagerungen des Übergangsbereichs besteht nicht. Wo die Turbulenz am Grund schwächer wird, werden die Flocken und andere Aggregate nicht mehr zerlegt und setzen sich als schlecht sortierter "Schlick" ab. Die Flocken können auf Grund ihrer leichten Flottierbarkeit von Strömungen über weite Distanzen transportiert werden, so im Golf von Mexiko von der Mississippi-Mündung bis 600 km nach W (CURRAY 1960).

7.1.4. Bereich der offenen See

Auf Grund der wechselvollen Geschichte der rezenten Schelfe im Pleistozän ist deren Relief unausgeglichen und die Sedimentverteilung z.T. überaus vielgestaltig, so daß auch die rezenten Sedimente oft ganz unregelmäßig verbreitet sind und polymodale Korngrößenverteilungen aufweisen (CURRAY 1960, REINECK 1963). Pleistozäne Reliktsedimente nehmen oft große Flächen ein. An rezenten Sedimenten finden sich: umgelagerte pleistozäne Sande des Schelfs, Schelfschlick und Schill sowie die sogenannten "Sturmflutlagen" (s.u.).

7.2. Vergleich mit den Sanden des Schwarzen Jura α

Der süddeutsche Binnenschelf zur Zeit des tieferen Schwarzen Jura α zeigt gegenüber den heutigen Schelfen einfache und übersichtliche Verhältnisse. Ein ganz wesentlicher Unterschied zu den meisten heutigen Schelfen ist seine relativ geschützte Lage; auf rezenten Schelfen wird ein Großteil des feinsten Materials über den Kontinentalrand hinaus in abyssale Bereiche transportiert.

Unter den verschiedenen in vorliegender Schichtfolge ausgeschiedenen Faziesbereichen läßt sich der Bereich überwiegend toniger Sedimentation am Westrand des Arbeitsgebiets am ehesten mit einem rezenten Sedimentationsbereich identifizieren, nämlich dem Schelfschlickbereich. Die ebenen Siltlagen darin dürften analog zu den Sturmflutlagen im heutigen Schelfschlick entstanden sein. Diese Lagen können in allen Meeren entstehen unabhängig von der Stärke der Gezeiten (so z.B. im gezeitenarmen Tyrrenischen Meer, vgl. REINECK & SINGH 1971).

7.2.1. Sandsteinkörper

Die Sandsteinkörper haben mit Küstensanden eine Anzahl von Merkmalen gemeinsam: ihren küstenparallelen Verlauf, ihre Lage zwischen Tonsedimenten im Beckeninnern und Wechselagerungen zum Land hin und ihre mehr oder minder deutliche Korngrößenabnahme gegen das Becken. Ebene Feinschichtung und flache Schrägschichtung sind auch in Küstensanden weit verbreitet, ebenso Schillagen und -linsen. Die Strömungsanzeiger (Strömungsstrei-

fung, Gegenstandsmarken, Rippeln, eingesteuerte Objekte) zeigen wie in Küstensanden bipolar wechselnde Strömungen quer oder schräg zur Längserstreckung der Körper an.

Es bestehen aber einige wesentliche Unterschiede:

1. Die Sande liegen nicht dicht vor der Küste, sondern weit in das Becken vorgeschoben. Dies könnte mit der Flachheit des Schelfs erklärt werden.

2. Die Breite übertrifft die der meisten rezenten und fossilen Barrensande. SHEPARD (1960) führt nur ein Beispiel vergleichbarer Breite an (nahezu 40 km, vor der brasilianischen Küste). (Vgl. hierzu Punkt 5.)

3. Die Korngrößen liegen durchweg unter denen heutiger Küstensande, vielfach im Siltbereich. Sie umfassen also großteils gerade das Intervall, das in Küstensanden weitgehend fehlt. Die Summenkurven besitzen im Unterschied zu den Küstensanden einen ausgeprägten "feinen Schweif". Daraus folgt unterschiedlicher Transport, mehr schwebend als rollend.

4. Die Schrägschichtung zeigt kein einheitliches Streichen, auch kein gleichsinniges oder bipolares Einfallen quer zur Längserstreckung. Strand- oder gar Dünen-schichtung fehlt. Die großdimensionale Schrägschichtung zeigt eher ein undeutliches Maximum in Längsrichtung (s. 5.1.4.). Die in Küstensanden verbreiteten Strömungsrippeln fehlen ebenfalls.

5. Zu komplex gebauten, durch seewärtige Anlagerung verbreiterten Barrieresanden bestehen folgende Unterschiede: Die Schichten verlaufen nicht diskordant zur Unter- und Oberfläche des Körpers, sondern konkordant. Es gibt keine Kornvergrößerung von unten nach oben, die Korngrößen nehmen vielmehr im ganzen Körper gleichmäßig zur See hin ab.

6. Die Schichtfolge der Körper besteht oft nicht aus massivem Sand, sondern aus geringmächtigen Sandsteinbänken mit tonigen Zwischenlagen. Da die Schichten nicht schräg von der Unter- zur Oberfläche des Körpers verlaufen (s. Punkt 5.), ist es unwahrscheinlich, daß jede dieser Bänke ein Gleichgewichtsprofil repräsentiert; ihre Mächtigkeit ist dafür zu gering, ihre laterale Ausdehnung zu groß.

7. Aus Punkt 5 und 6 folgt, daß die Sandsteinkörper keine Transportkörper waren, die in ihrer gesamten Mächtigkeit zur gleichen Zeit im Gleichgewicht mit den exogenen Kräften standen. Im Gleichgewicht standen vielmehr nur die jeweils obersten Dezimeter, während die tieferen Teile bereits subfossil waren. Es sind geologische Körper, entstanden durch Absenkung während eines längeren Zeitraums stabiler Sedimentationsbedingungen.

8. Der Aufbau durch landwärtigen Seegang ist fraglich, da die Wellenrippeln vornehmlich seewärtigen Seegang anzeigen. Auch die in der großdimensionalen Schrägschichtung erkennbare Schüttung in Längsrichtung spricht dagegen.

9. Nie haben sich irgendwelche Anhaltspunkte für die Existenz von Quergliederungen, z.B. in Form von "inlets", ergeben.

Ergänzend sei bemerkt, daß alle Zeichen für Auftauchen fehlen, der Ablagerungsbereich der Sandsteinkörper daher ständig untergetaucht war. Das ergibt sich auch aus den Indizien für weitere Verflachung im östlichen Wechsellagerungsbereich (zunehmende Erosionstiefen z.B.). Die Asymmetrie im Bau der Sandsteinkörper, die vor allem in der regionalen Korngrößenverteilung zum Ausdruck kommt, sowie die Tatsache, daß immer nur die obersten Dezimeter im Gleichgewicht mit den exogenen Kräften standen, schließt eine barrenartig herausragende Morphologie gegenüber dem östlichen Wechsellagerungsbereich ziemlich sicher aus. Damit scheiden alle barrenartigen Sandkörper für einen näheren Vergleich aus.

Insgesamt sind die Unterschiede so bedeutend, daß andere Entstehungsmechanismen für die Sandsteinkörper des tieferen Schwarzen Jura α angenommen werden müssen. Auch der auffälligste gemeinsame Zug, die seewärtige Korngrößenabnahme, muß auf Grund des anderen Transportverhaltens der sehr feinen Sande hier anders entstanden sein. Andere Sortiermechanismen sind auch rezent bekannt. So nehmen die Korngrößen heute von der Küste in das tiefere Wasser auch dort ab, wo küstenparallele Strömungen nicht von starker Wasserbewegung quer zur Küste überlagert werden wie bei den Küstensandkörpern (CURRAY

1960: 230, NIINO & EMERY 1966, PASSEGA et al. 1967, WOLF 1970). POTTER & SIEVER (1956) führen das auf eine Abnahme der Transportkraft der Strömungen mit der Tiefe zurück. Zumindest in einem Teil der Fälle dürfte auch diese Korngrößenabnahme die abnehmende Turbulenz am Grund mit zunehmender Tiefe reflektieren, nämlich wenn die Strömungen selber zu schwach sind, nennenswerte Sedimentmengen selbständig in Suspension oder am Grund in Bewegung zu halten, sondern vielmehr das weiterführen, was durch überlagerte winderzeugte Turbulenz suspendiert wird, also in größer werdender Tiefe feineres Material.

7.2.2. Bereich östlich der Sandsteinkörper

Mit Watten hat dieser Bereich gemein: seine Lage zwischen Sandkörper und Küste, den dünn-schichtigen Wechsel von Ton- und Sandlagen, die z.T. starken Erosionserscheinungen und die nicht selten beträchtliche Bioturbation. Außerdem stammt das Sediment zum größten Teil nicht aus dem Hinterland, denn die Sande haben dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie die Sandsteinkörper im W.

Gegenüber Watten bestehen jedoch erhebliche Unterschiede.

1. Es gibt keine Prielsysteme und auch keine Pakete schräg- oder kreuzgeschichteter Wechsellagerungen (vgl. HÄNTZSCHEL 1936: Abb. 12-15) als Zeichen sich verlagernder Rinnensysteme ("lateral sedimentation" van STRAATEN 1954, "Longitudinale Schrägschichtung" REINECK 1963).

2. Auch andere Texturen flachsten, abfließenden Wassers, die in Watten verbreitet sind, fehlen, wie z.B. Lingoid- und Rhomboederrippeln oder Rieselmarken. Die immer wieder in diesem Zusammenhang genannten "Kinneya-Rippeln" und ähnliche Kleintexturen sind rezent entweder nicht bekannt oder sie haben sich auch in größerer Tiefe gefunden (s. 5.1.6.). Ihre weite Verbreitung im Schwarzen Jura α des Arbeitsgebiets spricht gegen Entstehung in einem eng begrenzten Tiefenbereich.

3. Es gibt keine Beweise für Trockenfallen. Anzeichen dafür wären z.B. Trockenrisse, gekrümmte oder eingerollte Tongallen in Sandsteinen oder Rutschungen von Wandpartien größerer Kolkrinnen, wie sie etwa SCHWARZ (1970) aus dem Unteren Muschelkalk beschreibt. Über die Bedeutung der "Kinneya-Rippeln" für Trockenfallen s. Punkt 2. Auch die Fauna spricht gegen regelmäßiges Trockenfallen (s. 6.8.).

4. Bei Watten nehmen Sandgehalt und Korngröße gegen die Küste ab. Die Gründe dafür werden von POSTMA (1967) ausführlich dargelegt. Im Arbeitsgebiet nimmt zwar der Sandanteil gegenüber dem vorgelagerten Sandsteinkörper zunächst ab, im Hesselberggebiet aber wieder zu, sodaß sich dort, wo das Schlickwatt zu erwarten wäre, schließlich massiver Sandstein findet.

5. In Watten nimmt der Durchwühlungsgrad gegen das Land zu; im Schlickwatt herrscht weitgehende Entschichtung (van STRAATEN 1954). Im östlichen Wechsellagerungsbereich sind Wühlgefüge lateral etwa gleich häufig, je nach Horizont mehr oder weniger. Eine so ausgeprägte Zunahme gegen die Küste wie in Watten wurde nicht beobachtet.

6. Gezeitenströme, die das Agens der Wattenbildung sind, lassen sich nicht sicher nachweisen. Es fehlen, wie erwähnt, nicht nur Priele, sondern auch die typischen Schichtungsformen (Linsen- und Flaserschichtung, feinblättrige Wechselschichtung: REINECK 1970). Strömungsrippeln wären unbedingt zu erwarten. Wechsellagerung an sich ist noch kein Gezeitenmerkmal. Sie tritt überall auf, wo die Stärke von Strömung und Turbulenz stark wechselt und geeignete Sedimente zur Verfügung stehen, in Deltagebieten ebenso wie in Haffen und auf dem offenen Schelf. Überall sind wechselnde Wetterlagen ein überragender Faktor, selbst in Gebieten mit Gezeitenströmen (REINECK & WUNDERLICH 1969).

Die bipolar quer oder schräg zur Küste verlaufenden, schon mehrfach erwähnten Strömungen könnten als Gezeitenströmungen gedeutet werden. Es fragt sich aber, ob die Gezeitenwirkung nicht von der Tethys ausgegangen wäre, die Strömungen deshalb nicht eher SW-NE orientiert sein müßten. Die Orientierung senkrecht zum vorherrschenden Verlauf

der Kämme von Wellenrippeln spricht eher für winderzeugte Wasserstandsschwankungen als auslösenden Faktor.

Stärkere Gezeitenwirkungen wurden bis jetzt auch im Hettangium anderer Teile Mitteleuropas nicht nachgewiesen. So ist der Luxemburger Sandstein aus tafelige Schrägschichtung aufgebaut, die eine unipolare, kaum variable Strömung nach SSW anzeigt (BINTZ & MULLER 1966). Im Hettangium von Helmstedt, das faziell den Schichten im E des Arbeitsgebiets vergleichbar ist, haben HÄNTZSCHEL & REINECK (1968) keinen Gezeiteinfluß festgestellt. Sedimente, die wesentlich mehr wattenartige Züge tragen, schließen sich erst weiter östlich an (S. 211 als "Litoralbereich" bezeichnet). Ein Vorkommen auf Bornholm wurde von SELWOOD (1972) direkt als Watt angesprochen. Es bestehen jedoch bei allen Vorkommen Unterschiede zu heutigen Watt, deren Bedeutung noch näher untersucht werden müßte. Insbesondere fehlt fast durchweg extensive longitudinale Schrägschichtung von Wechsellagerungen als Ergebnis sich ständig verlagernder Priele. Auch ist in keinem Fall erwiesen, daß der Sedimentkörper von See her aufgebaut wurde.

Um einen lagunären Bereich kann es sich bei den östlichen Wechsellagerungen noch weniger handeln als um ein Watt, da ein barrenartiges Aufragen der Sandsteinkörper, wie oben bemerkt, ganz unwahrscheinlich ist. Außerdem wird die freie Verbindung mit dem offenen Meer dadurch unterstrichen, daß sich die Wechsellagerungsfazies lagenweise immer wieder über den ganzen Bereich der nicht kompakten Sandsteinkörper ausgedehnt hat. Auch die kaum veränderte Fauna und die geringen terrestrischen Einflüsse sprechen gegen lagunäre Verhältnisse. Die Armut an Körperfossilien kann keine Folge von Abgeschlossenheit sein, da sie nicht auf diesen Faziesbereich beschränkt ist.

7.2.3. Bereich westlich der Sandsteinkörper

Der westliche Wechsellagerungsbereich, der Ton- bzw. Mergelsiltbereich und schließlich der Tonbereich folgen in ähnlicher Weise aufeinander wie beim Übergang heutiger Küstensande in den Schelfschlickbereich (REINECK et al. 1968). Wie bereits in verschiedenen Abschnitten dargelegt, sprechen Sediment (Korngrößen und Texturen) und Fauna im Bereich der Ton-Sedimente für geringe durchschnittliche Wasserbewegung und für eine Wassertiefe, in der der Grund nur episodisch vom Seegang stärker beeinflusst wurde.

7.3. Vergleich der Sande des Schwarzen Jura α mit anderen fossilen Sanden der Flachsee

Unter fossilen Sedimentationsräumen mit vergleichbaren Gesteinen ist keiner so gut bekannt, daß er ohne weiteres als analog bezeichnet werden könnte. Einzelne Vorkommen, die partiell bekannt sind, zeigen Ähnlichkeiten; als Beispiele wären zu nennen: die Psammites du Condroz (Devon von Belgien, van STRAATEN 1954 b), die Baggy Beds (Devon von England, GOLDRING 1971), Sedimente des Welsh Borderland (Silur von Wales, BRIDGES 1972), Teile des Dakota Sandstone (Oberkreide der USA, LANE 1963), Sonyea Group (Oberdevon von New York, SUTTON et al. 1970). Von Bedeutung wäre eine noch bessere Kenntnis des Luxemburger Sandsteins, der etwa gleichaltrig mit den hier beschriebenen Sandsteinen ist (BINTZ & MULLER 1966; MULLER & RASCHE 1971), und der Dogger β - Sandsteine (WILD 1950; SCHRÖDER 1962; HORN 1964; ROGOWSKI 1970). SEILACHER (1955 u. 1964) gibt eine Zusammenstellung weiterer Vorkommen von Cruziana-Fazies, die derartige Schichten kennzeichnet.

Gewisse Parallelen bestehen zu "offshore bars", und zwar zu dem Typ, den CAMPBELL (1971) beschrieben hat, und für den ebenfalls keine rezenten Analoga bekannt sind. (Der Terminus "offshore bar" wird sonst oft synonym gebraucht für "bar" und "barrier" i.S. von SHEPARD 1960: 197, also für nehrungsartige Sandkörper.) Diese ziehen sich ebenfalls weit vor der Küste auf dem Schelf küstenparallel hin. Es tritt dabei jeweils nur eine Barre innerhalb einer bestimmten lateralen Faziesabfolge auf, also nicht mehrere be-

nachbart wie bei den oben erwähnten, durch Gezeitenströme geformten "ridge systems". Auch bei den offshore bars CAMPBELLS ist die Korngröße gegenüber den benachbarten Bereichen erhöht. Die aufbauenden Sande sind jedoch wesentlich gröber, dabei weniger gut sortiert, und führen Glaukonit. Auch sind diese Körper viel schmaler, zudem besitzen sie einen völlig anderen inneren Aufbau (seewärtiges Anlagerungsgefüge der Schichten, CAMPBELL 1971: Fig. 2 unten). Großdimensionale, planare Schrägschichtung, die in Längsrichtung der Barre einfällt, zeigt Entstehung durch küstenparallele Strömungen an (SABINS 1963 hatte Aufbau durch Seegang angenommen). Diese Eigenschaft erinnert an den Luxemburger Sandstein (BINTZ & MULLER 1966). Auch bei vorliegenden Sandsteinen ließ sich küstenparalleler Transport zeigen. Es scheint denkbar, daß es Übergänge von offshore bars der genannten Art zu anderen Schelfsandkörpern gibt; der Luxemburger Sandstein könnte ein Beispiel dafür sein. Im Unterschied zu den hier beschriebenen Sandsteinen ist dieser, zumindest in seinen zentralen Teilen, viel gröberkörnig, zudem besitzt er eine zur Längsachse symmetrische Korngrößenverteilung (MULLER & RASCHE 1971).

Weitere Untersuchungen in ähnlichen, gut aufgeschlossenen Schichtfolgen könnten gerade auch in den Zügen, in denen sie voneinander abweichen, neue Einsichten in die Sedimentationsvorgänge auf Schelfen der geologischen Vergangenheit bringen, auch wenn es dafür keine rezenten Analogie gibt. Es könnten sich darüber hinaus Gemeinsamkeiten ergeben, die eine präzisere Ansprache der Fazies und deren paläogeographischer Interpretation ermöglichen, und die auch in Einzelprofilen (z.B. Bohrungen) erkannt werden können.

7.4. Entstehung der Sedimenteinheiten

Für die Sedimentationsbereiche des hier untersuchten fossilen Meeresraums gibt es ein gutes rezentes Analogon allein für die Tone des Beckeninneren im W des Arbeitsgebiets und die Tonsteinhorizonte allgemein, für die übrigen jedoch sind keine bekannt. Dieser "Anaktualismus" ist nicht verwunderlich, stellt doch jedes Sedimentationsmodell, wie z.B. "Watt", "Delta", "Riff", das Ergebnis des Zusammenwirkens der verschiedensten Faktoren dar, deren Konstellation innerhalb einer bestimmten Variationsbreite über längere Zeit aufrecht erhalten bleibt. Mit Sicherheit gab es in der geologischen Vergangenheit Konstellationen, die heute nirgends verwirklicht sind. Sie führten zu Sedimentationsmodellen, deren Entstehung sich ohne Kenntnis eines rezenten Analogons nicht ohne Schwierigkeit rekonstruieren läßt.

Es ist in solchen Fällen nicht befriedigend, den fossilen Sedimentationsraum in der nächstähnlichen rezenten Kategorie (z.B. "Watt") unterzubringen. Es müssen dazu u.U. wichtige Unterschiede vernachlässigt werden, so daß eine solche Einordnung dem Verständnis eher abträglich sein kann. So sehr die Aktuogeologie auch bemüht ist, für möglichst viele fossile Sedimentationsmodelle rezente Analogie zu finden, so wird doch in vielen Fällen eine Identifizierung en bloc nicht möglich sein. Rezentbeobachtungen, sowohl von natürlichen wie auch von experimentellen Abläufen, können helfen, bestimmte Einzelvorgänge im fossilen Sedimentationsraum besser zu verstehen. Diese können, setzt man sie in ihre im Gestein erkennbaren Beziehungen zueinander, beitragen, die Entstehung mosaikartig zu rekonstruieren. Dies wird immer nur unvollkommen möglich sein; zumindest aber dürfte sich das Feld der Bedingungen, unter denen bestimmte Phänomene auftreten, eingrenzen lassen. Wichtige Faktoren haben möglicherweise im Sediment nur undeutliche Spuren hinterlassen, während weniger wichtige überbetont in Erscheinung treten. Eine Interpretation ist um so schwieriger, als auch viele Vorgänge in der heutigen Flachsee noch nicht hinreichend verstanden werden. Insbesondere ist die Kenntnis über Transport, Sortierung und Sedimentation feinsten Sande noch so gering, daß es hier allenfalls in Ansätzen möglich ist, etwas über die Entstehung der Schichtfolge zu sagen. Auf Deutungsmöglichkeiten einzelner Erscheinungen wurde in den entsprechenden Kapiteln schon hingewiesen.

Eingangs seien noch einmal die für den Sedimentationsraum wichtigsten Faktoren genannt. Das Sediment stammt mit größter Wahrscheinlichkeit aus dem nordostdeutsch-polnischen Ästuar. Von dort gelangte es mit einer Strömung nach S. Überlagert wurde diese Strömung von wesentlich stärkeren, SE-NW orientierten, bipolar wechselnden Strömungen, die nur episodisch bei bestimmten Wetterlagen aufgetreten sein dürften. Nach den Seeangangsrippeln zu urteilen, kamen die Winde hauptsächlich aus SE von der Tethys her; die schmale und niedrige Vindelizische Schwelle war meteorologisch wohl kaum wirksam. Die Strömung aus N ist damit schwer zu vereinbaren; gewöhnlich bestimmen die vorherrschenden Winde die Richtung der Meeresströmungen entscheidend. Da zudem am Westrand des Beckens, in Luxemburg, eine starke Strömung nach SSW belegt ist, wäre am Ostrand eher eine gegenläufige Richtung zu erwarten. Die geologischen Befunde sprechen aber - zumindest bis jetzt - dagegen. Es muß sich bei der Südströmung hier um eine Ausgleichsströmung noch unbekannter Entstehung gehandelt haben.

Ein weiterer wesentlicher Faktor war die große Flachheit des Beckens. Die Wassertiefe muß sehr langsam, aber gleichmäßig nach W zugenommen haben von sicher nur wenigen Metern im E auf wohl kaum mehr als 30 m im W des Arbeitsgebiets (BLOOS 1973). Im Oberrheingebiet war die Tiefe sicher noch etwas größer; die dort zeitweise aufgetretene Stagnation hat sich nicht nachweisbar bis ins Untersuchungsgebiet ausgewirkt. In anderen Gebieten sind wesentlich höhere Tiefengradienten bekannt (z.B. FARROW 1967).

Ein Versuch, die Vorgänge im untersuchten Sedimentationsraum zu verstehen, muß diese Faktoren berücksichtigen.

7.4.1. Tonsteinhorizonte

Die Tonsteinhorizonte mit ihren dünnen Siltlagen lassen sich ohne Schwierigkeit mit heutigen Schelfschlickten vergleichen. Da die Horizonte sich z.T. sehr weit nach E verfolgen lassen, können sie trotz relativ geringer lithologischer Änderungen (s.S. 74-75) nicht überall in gleicher Tiefe abgelagert worden sein. In Oberfranken gehen solche Horizonte in ästuarine Tone mit Wurzelböden über (eig. Beob.). Der Tonstein in der Schichtfolge ist deshalb kein Tiefenindikator. Ablagerung feinsten Trübe selbst im Küstenbereich ist auch aus rezenten, sehr flachen Meeren bekannt (z.B. Bereich E der Orinoco-Mündung: NOTA 1958).

Zur Zeit der Tonsteinhorizonte muß der Sandtransport von N stark reduziert gewesen sein, vermutlich mitbedingt durch eine Abschwächung der Strömungen von dort. Hierdurch war auch das durchschnittliche Energieniveau gegenüber den beiden anderen Typen von Sedimenteinheiten herabgesetzt (vgl. 7.4.2. und 7.4.3.). Die Wirkung episodisch starker, wahrscheinlich wetterbedingter Wasserbewegung auf das Bodensediment war indessen nicht wesentlich anders als in den anderen Sedimenteinheiten, wie die zahlreichen Erosionsflächen und gradierten siltigen Tonlagen zeigen. Der Absatz der Tone vollzog sich im wesentlichen diskontinuierlich, starke Tonfälle traten nach Stürmen auf (BLOOS 1973). Sicher ist episodische Aufarbeitung auch in den Tonsteinhorizonten nach E häufiger und intensiver geworden, konnte sich in dem Sediment aber weniger gut abbilden.

Die Geringmächtigkeit der bituminösen Schiefertone im Beckentiefsten läßt sich am ehesten damit erklären, daß die sedimentierenden Strömungen weiter östlich verliefen. Ein Schwellenbereich ist hier (nördliches Oberrheingebiet) aus faziellen Gründen nicht anzunehmen, wie aus der Gesteinsentwicklung nach E und S hervorgeht (vgl. Abb. 1). Absatz bituminöser Schichten in Beckentiefsten ist auch aus dem englischen Lias bekannt (vgl. z.B. HALLAM 1964: Abb. 2; SELWOOD 1972: Fig. 6). Die paläogeographische und fazielle Konstellation (vgl. Abb. 1) spricht gegen Ablagerung auf einem zum Weltmeer offenen Schelf, eine von HALLAM (1967: Abb. 4 B) diskutierte Möglichkeit. Es bestanden vielmehr trennende Areale flachsten Wassers im S, Verhältnisse also, wie sie HALLAM (1967) in seiner Abb. 4 A skizziert hat.

7.4.2. Horizonte mit Sandsteinkörper

Wie mehrfach bemerkt, gibt es im Bau der Horizonte mit Sandsteinkörper sowohl symmetrische wie asymmetrische Züge. Symmetrisch erscheint besonders die Lage der Sandsteinkörper zwischen Wechsellagerungen im E und im W sowie deren relativ größerer Fossilreichtum gegenüber diesen Wechsellagerungen. Asymmetrisch ist die Korngrößenverteilung, die Zunahme von parting lineation sowie der Erosionsintensität nach E, ebenso auch das häufigere Auftreten von Versatzbauten im östlichen Wechsellagerungsbereich.

Diese beiden durch die Symmetrie ihrer Anordnung unterschiedenen Merkmalsgruppen sind möglicherweise von zwei nach Dauer und Richtung verschiedenen Arten von Wasserbewegungen verursacht. Von diesen bestimmte die eine mehr das durchschnittliche Energieniveau, während die andere episodisch auftrat.

Aus der Reduktion toniger Sedimente in den Sandsteinkörpern gegenüber den benachbarten Bereichen läßt sich schließen, daß dort das durchschnittliche Energieniveau am höchsten war, ähnlich wie in heutigen Küstensandbereichen. Je nach Höhe und Beständigkeit behinderte es die Ablagerung toniger Sedimente mehr oder weniger, am vollkommensten in den Sandsteinkörpern mit kompaktem Zentralbereich. In diesen dürfte es auch zur Entfaltung der relativ reicheren Fauna beigetragen haben.

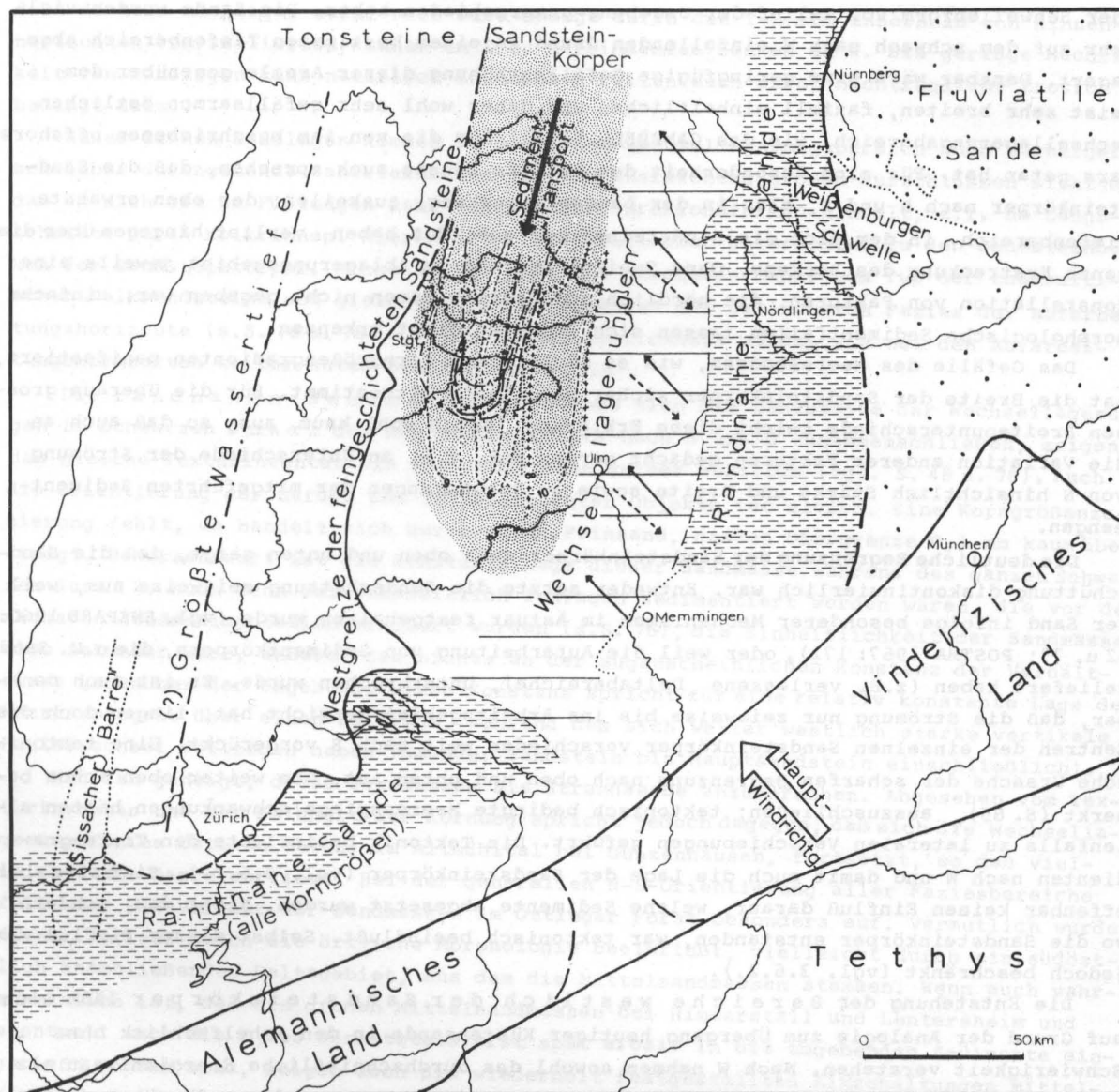
Wie in 7.2.1. dargelegt, hat Brandung am Aufbau der Sandsteinkörper sehr wahrscheinlich keinen wesentlichen Anteil gehabt. Für die Erhöhung der durchschnittlichen Wasserbewegung kommt am ehesten die postulierte Strömung aus N in Frage. Nach POTTER & SIEVER (1956) nimmt die Transportkraft von Meeresströmungen mit zunehmender Tiefe ab (vgl. S. 215-216). Dies könnte die Begrenzung der Sandsteinkörper nach W ebenso erklären wie auch ihr Feinerwerden nach dort. Die Begrenzung nach E ließe sich dadurch verstehen, daß die Strömung sich gegen das flachste Wasser hin ebenfalls abgeschwächt hat, wie das auch rezent bekannt ist (vgl. z.B. NOTA 1958).

Nicht in Einklang zu bringen damit ist die asymmetrische Korngrößenverteilung; eine Abnahme der Strömungsstärke nach E hätte ein entsprechendes allmähliches Abnehmen der Korngrößen dorthin bewirken müssen, also eine symmetrische Verteilung. Die Kornvergrößerung nach E spiegelt eine Energiezunahme wider, wie sie sich auch in den anderen asymmetrisch verteilten Merkmalen manifestiert (s.o.). Deshalb dürften für diese Kornvergrößerung dieselben Wasserbewegungen maßgeblich gewesen sein, die auch die anderen genannten Merkmale geprägt haben, nämlich die diskontinuierlichen, SE-NW orientierten Strömungen. Die Tatsache, daß sich diese Strömungen viel stärker in den Texturen der Sandsteine abgebildet haben als die Strömung von N, spricht sehr dafür, daß sie wesentlich auch an der Sortierung beteiligt waren.

In welcher Weise die Sortierungsvorgänge abliefen, die zu der Kornvergrößerung nach E führten, ist noch unsicher. Bemerkenswert ist insbesondere das schmale Korngrößenintervall, innerhalb dessen sich die Sortierungsvorgänge vollzogen haben (s. S. 98). Ein besseres Verständnis der Sortierungsvorgänge wäre zugleich ein wesentlicher Beitrag zum Verständnis der Entstehung der Sandsteine.

Obwohl zahlreiche Autoren sich mit Fragen der Sortierung in der Flachsee beschäftigt haben, besteht bis heute noch keine völlige Klarheit (Übersicht bei COOK & GORSLINI 1972). Dies beruht darauf, daß alle Hypothesen von idealisierten Annahmen ausgehen, und unklar ist, welches Gewicht die nicht berücksichtigten Faktoren haben. Obwohl sicher eine Relation zwischen Tiefe und Korngröße besteht, ist diese gewiß nicht einfach. Faktoren, die bei der Sortierung eine Rolle spielen bzw. spielen können sind: Differenzen der Sinkgeschwindigkeit der einzelnen Korngrößenfraktionen, Unterschiede der Erodierbarkeit, Unterschiede im Verhalten bei Wechsel der Transportform (PASSEGA et al. 1971) und "lag effects" durch Asymmetrien periodisch wechselnder Strömungen (POSTMA 1967).

Da im vorliegenden Fall keine überwiegend von Seegang aufgebauten Sandkörper vorliegen, entfallen die dafür entwickelten Modelle (s. S. 213). Eher scheinen die von PASSEGA et al. (1971) unterschiedenen Suspensionsarten (graded suspension, uniform suspension, pelagic suspension) eine Rolle gespielt zu haben und der Übergang von einer zur andern. "Graded suspension", d.h. Abnahme der Dichte und Korngröße einer Suspension von unten nach oben, ist verschiedentlich beobachtet worden (McMANUS & SMYTH 1970; COOK & GORSLINI 1972). Mit dieser Hypothese ließe sich verstehen, warum es nur bei Sandsteinkörpern mit größerem Feinsandanteil zu einer lateralen Korngrößenentrennung kam, bei den feinsandarmen Silten jedoch nicht: "graded suspension" - nach PASSEGA et al. (1971) Voraussetzung einer Sortierung - tritt in Suspensionen sehr feinkörniger Sedimente nicht



- | | | | | | |
|-------------|----------------------|--------------|------------------------|-------|------------------------------------|
| —1— | Plochinger Sandstein |6..... | Oberberkener Sandstein | | Schwelle, auf der Hettangium fehlt |
| —+2+— | Hauptsandstein 4 |7..... | Ebersbacher Sandstein | ← | Winderzeugte Strömung |
| —3— | " 3 | +++++8++++ | Gmünder Sandstein | → | Rückstrom nach Windebbe (?) |
| —4— | " 2 | -----9----- | Eßlinger Sandstein | | |
| -----5----- | Nassacher Sandstein | -----10----- | Mutlanger Sandstein | | |

Abb. 60. Paläogeographische Situation und dominierende Wind- und Strömungsrichtungen während der Entstehung der Horizonte mit Sandsteinkörper im untersten Lias.

mehr auf. Diese werden in "uniform suspension" transportiert. COOK & GORSLINE (1972) beobachteten auf dem rezenten Schelf keine Korngrößentrennung bei Transport in Form von Kleinrippeln und bezweifeln deshalb das "Diffusionsmodell" von PASSEGA et al.; indes ist die Transportform in Kleinrippeln keineswegs die einzig mögliche, im vorliegenden Fall spielte sie sogar fast keine Rolle. Bei dem jetzigen Kenntnisstand über Sortierungsvorgänge in der Flachsee scheinen sichere Schlüsse auf die Dynamik der Korngrößentrennung in den hier untersuchten Sandsteinkörpern im einzelnen noch nicht möglich. Sicher scheint lediglich, daß bei der Sortierung wie auch beim Transport der Sande generell Strömungen und suspendierende, winderzeugte Turbulenz zusammengewirkt haben.

Es sei nun die Bedeutung des Reliefs für die Entstehung der Sandsteinkörper untersucht. Es wurden oben die asymmetrischen Züge im Bau der Horizonte mit Sandsteinkörper als Abbild kontinuierlicher Abnahme der Wassertiefe nach E erklärt. Daraus folgt, daß sich die Areale, in denen die Sandsteinkörper abgesetzt wurden, nicht durch Mulden-

oder Schwellenform vom Relief der Umgebung unterschieden haben. Die Sande wurden vielmehr auf dem schwach nach W einfallenden Grund in einem bestimmten Tiefenbereich abgelagert. Denkbar wäre eine geringfügige Gefällserhöhung dieser Areale gegenüber dem meist sehr breiten, faziell einheitlichen und daher wohl sehr gefällsarmen östlichen Wechsellagerungsbereich, wie das CAMPBELL (1971) für die von ihm beschriebenen offshore bars getan hat. Für eine Besonderheit des Reliefs könnte auch sprechen, daß die Sandsteinkörper nach N und S, also in der Längserstreckung, auskeilen; der oben erwähnte Tiefenbereich, in dem sich die Sandsteinkörper gebildet haben, verlief hingegen über die ganze Erstreckung des Beckens. Ohne Zweifel bestand im Ablagerungsgebiet jeweils eine Konstellation von Faktoren, die nördlich und südlich davon nicht gegeben war; einfache morphologische Sedimentfallen lassen sich indessen nicht erkennen.

Das Gefälle des Meeresbodens, wie es sich in den Korngrößengradienten manifestiert, hat die Breite der Sandsteinkörper sicher wesentlich mitbestimmt. Für die überaus großen Breitenunterschiede reicht diese Erklärung jedoch wohl kaum aus, so daß auch an die Variation anderer Faktoren gedacht werden muß, z.B. an Unterschiede der Strömung von N hinsichtlich Stärke und Breite sowie an Schwankungen der mitgeführten Sedimentmengen.

Die deutliche Begrenzung der Sandsteinkörper nach oben und unten zeigt, daß die Sandschüttung diskontinuierlich war. Entweder setzte die Sandschüttung zeitweise aus, weil der Sand infolge besonderer Mechanismen im Ästuar festgehalten wurde (vgl. SHEPARD 1960: 62 u. 73; POSTMA 1967: 171), oder weil die Aufarbeitung von Sedimentkörpern, die u.U. Sand geliefert haben (z.B. verlassene Deltabereiche), unterbrochen wurde. Es ist auch denkbar, daß die Strömung nur zeitweise bis ins Arbeitsgebiet gereicht hat, liegen doch die Zentren der einzelnen Sandsteinkörper verschieden weit nach S vorgerückt. Eine tektonische Ursache der scharfen Begrenzung nach oben und unten ist, wie weiter oben schon bemerkt (S. 85), auszuschließen; tektonisch bedingte Meeresspiegelschwankungen hätten allenfalls zu lateralen Verschiebungen geführt. Die Tektonik beeinflusste den Tiefengradienten nach W und damit auch die Lage der Sandsteinkörper (vgl. 3.6.2.). Sie hatte aber offenbar keinen Einfluß darauf, welche Sedimente abgesetzt wurden. Nicht daß, sondern wo die Sandsteinkörper entstanden, war tektonisch beeinflusst. Selbst dieser Einfluß war jedoch beschränkt (vgl. 3.6.2.).

Die Entstehung der Bereiche westlich der Sandsteinkörper läßt sich auf Grund der Analogie zum Übergang heutiger Küstensande in den Schelfschlick ohne Schwierigkeit verstehen. Nach W nehmen sowohl das durchschnittliche Energieniveau als auch dasjenige episodisch erhöhter Wasserbewegung (Strömungen und grundberührender Seegang) ab. Hierauf wurde weiter oben schon hingewiesen.

Auch die Bereiche östlich der Sandsteinkörper zeichnen sich, wie der erhöhte Anteil von Tonstein am Profil und die Feinheit des Korns eingelagerter Sandsteinplättchen zeigen, durch ein durchschnittlich niedrigeres Energieniveau aus. Die energetischen Maxima episodisch erhöhter Wasserbewegung lagen hier aber sicher über denen im Bereich der Sandsteinkörper, Hinweis auf geringe Tiefe und starken Einfluß der jeweiligen Wetterlage auf die Wasserbewegungen am Grund.

Die Füllung der Kolkformen mit Sand ebenso wie isolierte Sackungskörper zeigen, daß auch über den östlichen Wechsellagerungsbereich zeitweise große Sandmassen bewegt worden sind, von denen außerhalb dieser Formen oft nichts oder nur eine dünne Sandlage vorhanden ist. Die geringe Mächtigkeit der Sandschichten im östlichen Wechsellagerungsbereich ist also nicht immer ein Zeichen geringer Sedimentanlieferung. Offenbar wurde hier während sehr starker Wasserbewegung allenfalls im Schutz von Hohlformen sedimentiert; die Sandsedimentation setzte auf der umgebenden Schichtfläche erst gegen Ende eines Sedimentationsakts ein, wenn die Wasserbewegung nachließ und ein Großteil der Sandsuspension bereits wieder abgeflossen war. Diese Suspension mußte weiter westlich, in etwas tieferem Wasser, zum Absatz kommen; die Sandlagen außerhalb der Kolke müssen

dort deshalb mächtiger sein. Dies wird belegt durch die Tendenz innerhalb von Rinnehorizonten von isolierten Rinnen im E zu verbindenden Bänken im W. Die geringe Mächtigkeit von Sandlagen kann natürlich in manchen Fällen auch durch nachträgliche Erosion bedingt sein.

Außer dünnen Sandlagen kommen im östlichen Wechsellagerungsbereich auch mächtigere, scheinbar durchgehende Sandsteinbänke vor. In ausreichend großen Aufschlüssen sieht man, daß es sich oft um Füllungen sehr ausgedehnter Erosionsformen handelt, z.T. um Längsschnitte durch Kolkrinnen. Hierin liegt ein deutlicher Unterschied zu den Sandsteinbänken der Sandsteinkörper. Nicht selten sind die genannten Bänke vom Typ der chamositischen Kalksandsteine und gleichen damit weitgehend der östlichsten Fazies der Aufarbeitungshorizonte (s.S. 76 u. 78). Wegen dieser Ähnlichkeit werden sie bei den Aufarbeitungshorizonten weiter unten besprochen (S. 228).

Die randnahen Sandmassen, zudenen sich die Sandsteine der Wechsellagerungen im Schwarzen Jura α 2 des Hesselberggebiets nach S und E zusammenschließen, zeigen das gleiche Texturinventar wie die Sandsteine weiter westlich (vgl. S. 48 u. 76). Auch die Orientierung der Gefüge und langgestreckter Objekte ist gleich. Eine Korngrößenzonierung fehlt, es handelt sich durchweg um Feinsand, dessen Obergrenze 0,1 mm kaum übersteigt. Bemerkenswert ist die konstante Lage dieser Sandmasse während des ganzen Schwarzen Jura α 2. Auch wenn zwischenzeitlich Tonlagen sedimentiert worden wären, die vor der nächsten Sandsedimentation erodiert wurden (s.S. 76), die Einheitlichkeit der Sandmasse also sekundär wäre, änderte das nichts an der augenscheinlichen Konstanz der Verhältnisse gegenüber der Umgebung. Diese Konstanz spricht für eine relativ konstante Lage des Meeresspiegels über einen Zeitraum, während dem sich weiter westlich starke vertikale Fazieswechsel vollzogen haben (Gmünder Sandstein bis Hauptsandstein einschließlich).

Man ist geneigt, diese Sandmassen als Strandsande anzusprechen. Abgesehen vom Texturinventar und der Feinheit der Körnung spricht jedoch dagegen, daß sich die Wechsellagerungsfazies östlich davon, im Altmühltal bei Gunzenhausen, fortsetzt, so daß vielleicht eine Barre vorliegt. Bei der generellen N-S-Orientierung aller Faziesbereiche fällt der E-W-Verlauf der Sandmassen im Öttinger Forst besonders auf. Vermutlich wurde dieser Verlauf durch die örtliche Morphologie beeinflusst, vielleicht durch ein südöstlich anschließendes Deltagebiet, aus dem die Mittelsandmassen stammen. Wenn auch wahrscheinlich ist, daß die großen Mittelsandmassen bei Himmerstall und Lentersheim und eventuell auch die E des Wörnitztals erst spät erosiv in die umgebenden Sedimente eingetieft worden sind, zeigen doch die wiederholt festgestellten Einschaltungen mittelkörnigen Sandes in die Schlotheimienschichten des Hesselberggebiets und des Rieses wie auch die groben Feinsandfraktionen in den Feinsandmassen des Öttinger Forsts, daß schon früher Mittelsand hier eingeschüttet worden sein muß. Die deutlichen Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung zwischen den fein- und den mittelkörnigen Sandmassen sind ein Hinweis darauf, daß trotz der offensichtlichen Küstennähe der größte Teil der feinkörnigen Sande selbst hier noch größtenteils nicht aus dem Hinterland stammt, sondern durch Meeresströmungen herantransportiert worden ist. Die küstenwärtige Zunahme der Sandsteine im Profil im Hesselberggebiet bildet einen auffallenden Unterschied zur lateralen Faziessequenz in einem Watt: dort wäre landwärts ein wühlentschichtetes Schlickwatt zu erwarten.

Die mittelkörnigen Sandmassen bei Himmerstall und Lentersheim gehören, wie schon mehrfach erwähnt, wahrscheinlich nicht in die laterale Faziesabfolge innerhalb der Horizonte mit Sandsteinkörper, sondern sind jünger. Sowohl die Korngröße als auch die Texturen sprechen für zügige Schüttung durch ein starke Strömung von S. Wie sich die sehr tiefe, dabei lokal begrenzte Erosion, die dem vorangegangen sein müßte, abgespielt hat, ist noch ganz unklar.

7.4.3. Aufarbeitungshorizonte

Wesentliche Überlegungen zur Entstehung der Aufarbeitungshorizonte wurden bereits in den Kapiteln 3.6.1. und 6.8. dargelegt.

Die Aufarbeitungshorizonte besitzen sowohl Züge, die sie mit den anderen Typen von Sedimenteinheiten, insbesondere den Horizonten mit kompaktem Sandsteinkörper, gemeinsam haben, als auch horizonttypische, die auf sie allein beschränkt sind.

Gemeinsame lithologische Züge sind das Auftreten desselben feinkörnigen Sandes und von dicht gepackten Schillen, die Tendenz zur Vergrößerung des Kornes (hier des Bruchschills) vom westlichen Württemberg nach E, die Anzeichen zunehmender Häufigkeit und Intensität von Aufarbeitungen (hier die Zunahme primärer Sedimenttexturen nach E in erster Linie) sowie die Anzeichen sich abwechselnder Zeiten der Ruhe und starker Wasserbewegung (z.B. Erosionsdiskordanzen, Bruchschillagen oder umgelagerte Konkretionen innerhalb feinkörniger, wühlentschichteter Bänke) in weiten Bereichen. Besonders enge lithologische Beziehungen bestehen zwischen dem östlichsten Faziesbereich der Aufarbeitungshorizonte und den Sandsteinkörpern (s.S. 78-79); hierauf wird weiter unten eingegangen.

Ein großer Teil der Fauna ist allen Typen von Sedimenteinheiten gemeinsam, am größten ist die Ähnlichkeit zwischen der Fauna der kompakten Sandsteinkörper und der der Aufarbeitungshorizonte. Auch das Vorherrschen der Spur Chondrites im Westteil Württembergs und die Verringerung ihres Anteils an der Spurenfaua nach E zugunsten von Spreitenbauten ist hier zu nennen. Eine gewisse Verarmung der Fauna nach E und z.T. auch nach W läßt sich auch in den Aufarbeitungshorizonten beobachten; erinnert sei hier an das ausgeprägte Häufigkeitsmaximum von Gryphäen zwischen den östlichen Fildern und dem Gmünder Gebiet (vgl. auch S. 209).

Diese gemeinsamen Züge sprechen dafür, daß ein bestimmter Teil der Faktoren während der ganzen Entstehungszeit der betrachteten Schichtfolge ziemlich konstant gewesen sein muß. Dies war sicher die Morphologie des Meeresbodens (langsame Zunahme der Meerestiefe nach W); ebenso dürften sich die meteorologischen Verhältnisse mit ihrem Wechsel von ruhigen und stürmischen Wetterlagen und den entsprechenden, nach W sich abschwächenden Wirkungen auf das Sediment am Grund kaum verändert haben. Auch ein Bereich maximaler durchschnittlicher Wasserbewegung bei verstärkten Strömungen in einem gewissen Tiefenbereich dürfte zumindest zeitweise existiert haben. Und schließlich kann wohl während der ganzen Zeit auch mit stärkeren Schwankungen der Salinität im E gerechnet werden.

Mit einiger Sicherheit kann auch die Meerestiefe zu den konstanten Faktoren gerechnet werden. Hierfür sprechen die übereinstimmenden Züge im jeweils gleichen Teil des Beckens, z.B. die Feinkörnigkeit und das Vorherrschen von Chondrites im W oder die chamositischen Kalksandsteine als Fazies zweier Typen von Sedimenteinheiten im E.

Horizonttypische Züge der Aufarbeitungshorizonte sind der hohe Anteil von Bioklastika am Gesteinsaufbau, die vielfältigen Aufarbeitungs- und Umlagerungserscheinungen mechanischer und chemischer Art (z.B. Konkretionen, oxydierter Pyrit), das Auftreten von Eisenoiden, aber auch die weite laterale Ausdehnung bei geringer Mächtigkeit, der nicht seltene Aufbau aus Linsen unterschiedlichen Alters, die sich seitlich vertreten können, sowie die unterlagernden großen Thalassinoides-Bauten und Konkretionen im W des Gebiets.

Diese Eigenheiten machen die Existenz von Faktoren wahrscheinlich, die nur zur Entstehungszeit der Aufarbeitungshorizonte wirksam waren. Die beträchtlichen Unterschiede zwischen den Aufarbeitungshorizonten und innerhalb von diesen zwischen den verschiedenen Beckenbereichen lassen auf unterschiedliche Konstellation dieser Faktoren bzw. Modifizierung der überregional wirkenden Faktoren durch lokale Gegebenheiten schließen. Als wesentliche Faktoren wurden in den vorangegangenen Kapiteln erkannt: Unterbrechung der Zufuhr terrigenen Sediments aus dem Liefergebiet und veränderte physikalische und wohl auch chemische Eigenschaften des Meerwassers, vermutlich bewirkt durch veränderte Strömungsverhältnisse (s.u.).

In der früheren Literatur richtete sich das Augenmerk vor allem auf die eindrucksvollen Anzeichen starker Wasserbewegung, wie die umgelagerten Konkretionen, die Ooide, die dickschaligen Mollusken, die Bohrmuscheln u.a. Die ebenso deutlichen Zeichen längerer Ruhezeiten in vielen Aufarbeitungshorizonten (Feinkörnigkeit, starke Durchwühlung) wurden weniger beachtet. Als Ursache der starken Wasserbewegung wurde teils Verringerung der Wassertiefe bis zu Trockenfallen angenommen, wobei entweder die regressive oder mehr die transgressive Phase der Oszillation betont wurde (z.B. BRANDES 1912, v. FREYBERG 1934 bzw. DORN 1934, HALLAM 1964), teils aber auch Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit ohne Veränderung der Meerestiefe (ALDINGER 1957a; SCHLOZ 1972). Sofern Meeresspiegelschwankungen herangezogen wurden, führte man diese gewöhnlich auf tektonische Bewegungen zurück.

Man könnte zunächst an eine zweiphasige Entstehung der Bänke denken: eine erste Phase mit Aufarbeitung im Flachwasser während einer Regression und nachfolgender beginnender Transgression, sodann eine zweite Phase mit Absatz feinen Sediments und Bioturbation, wenn sich das Wasser bei fortschreitender Transgression vertieft (vgl. v. FREYBERG 1951: 45-46). Bei genauer Betrachtung erweist sich eine solche Erklärung des Nebeneinanders von Merkmalen hohen und tieferen Energieniveaus jedoch als nicht stichhaltig. Bankintern umgelagertes Material (Konkretionen, Füllung umgelagerter Fossilien) zeigt selber schon die Zeichen ruhigeren Wassers (Feinkörnigkeit, Durchwühlung durch Chondrites); auch für die Bildung solcher Konkretionen muß eine gewisse Zeit ohne Sedimentumlagerung angenommen werden. Ebenso sprechen Erosionsflächen, die durch bioturbates Gestein verlaufen (z.B. Taf. 22, Fig. 1), für abwechselnd starke und schwächere Wasserbewegung. Derartige Wechsel hat bereits WERNER (1959) an entsprechenden Aufarbeitungshorizonten im Braunen Jura Württembergs beobachtet und in ihrer Bedeutung für die Genese der Bänke erkannt. Als wesentliche Ursache der Erscheinung betrachtet er starke Drosselung der Sedimentation, wie sie auch für die hier untersuchten Horizonte wahrscheinlich ist (s.S. 79-80).

Bei der Entstehung der Bänke ist zu unterscheiden zwischen Wirkungen des durchschnittlichen und solchen episodisch erhöhten Energieniveaus. Das Ausspülen von Konkretionen im unterlagernden Sediment erfordert bei Sedimentationsunterbrechung keine ständig hohe Wasserbewegung. Es können sich nämlich in diesem Fall episodische, geringfügige Erosionen summieren, sofern auch nur ein Teil des suspendierten Sediments weggeführt wird. Eine verringerte Wassertiefe ist dafür nicht erforderlich. Zwar nehmen Stärke und Häufigkeit von Umlagerungen mit zunehmender Tiefe rasch ab (CURRAY 1960), über längere Zeit können sich die Wirkungen aber selbst dort bei fehlender Sedimentation summieren. Daß episodische Erosion auch bei niedriger durchschnittlicher Wasserbewegung in weit vom Land entfernten Beckenteilen vorkam, zeigen die vielen Erosionsflächen in den Tonsteinpaketen des westlichen Württembergs deutlich.

Auch dichte Schillpackung muß nicht Zeichen ständig starker Wasserbewegung sein. Bei episodischer Aufarbeitung (z.B. durch Stürme) konnte das Feinmaterial eines Horizonts suspendiert und weggeführt werden. Zeugen für solche Vorgänge sind Konkretionen aus feinkörnigem Bankmaterial und Erosionsrelikte, z.B. im Schutz von Schalen. Ähnlich entstanden auch Lesedecken von Schill in Ton- und feingeschichtetem Sandstein in dünnen Lagen (größere Mächtigkeiten wurden nur stellenweise durch Zusammenschwemmung in Linsen erreicht). Die Häufigkeit solcher Aufarbeitungen nahm nach E zu, und damit die Wahrscheinlichkeit, daß eine Schicht im Zustand nach einer Umlagerung fossil wurde. Durch derartige episodischen Umlagerungen läßt sich der Widerspruch erklären, daß Aufarbeitungshorizonte einerseits Merkmale besitzen, die auf Entstehung über lange Zeitspannen schließen lassen, andererseits Zeichen rascher Schüttung aufweisen, z.B. Schrägschichtung, fleckenhafte Konzentration von Ammoniten u.a. (s. S. 80).

Auftreten von Eisenooïden ist ebenfalls kein sicheres Zeichen ständig starker Wasserbewegung. WERNER (1959) hat gezeigt, daß zwischen Ooidbildung und Wasserbewegung kein erkennbarer Zusammenhang besteht; so enthalten oft gerade mergelige Sedimente die größten Eisenooïde. Umfangreichere Ooidkonzentrationen dagegen sprechen für ein hohes Energieniveau über längere Zeit. Konzentrationen kommen in der betrachteten Schichtfolge nur in wenigen Horizonten und auch dort nur in einzelnen Gebieten vor; zudem bleiben die Mächtigkeiten gering (s.S. 78 und SCHLOZ 1972).

Für Ooidkonzentrationen werden i.a. besondere morphologische Gegebenheiten als Voraussetzung angenommen (Schwelle: WERNER 1959, HALLAM 1964; Mulde: DORN 1934, v. FREYBERG 1962). Eine derartige morphologische Sonderstellung der Oolithe ist im Arbeitsgebiet nicht erkennbar; nach BROOKFIELD (1971) ist sie auch nicht erforderlich. Wahrscheinlich kam es zu solchen Konzentrationen durch ein optimales Zusammenwirken mehrerer Faktoren in einem gewissen Tiefenbereich, ähnlich wie zur Bildung der Sandsteinkörper.

Gewisse Anhaltspunkte für die Stärke der Wasserbewegung kann auch die Dichte der Besiedlung durch Organismen geben. Wie S. 207 erörtert, sind Konzentrationen von Organismenresten und weitgehende Wühlentschichtung nicht unbedingt ein Zeichen dichter Besiedlung. Es wurde gezeigt, daß die faunistischen Indizien in vielen Fällen eher für nur wenig dichte Besiedlung und mäßige durchschnittliche Wasserbewegung sprechen, deren Wirkungen sich über lange Zeit summieren. Die Umlagerungserscheinungen zeigen somit nur episodische Extreme der Wasserbewegung an, für die Beurteilung der durchschnittlichen Wasserbewegung ist die Fauna ein besserer Maßstab. Vergleicht man nun die Fauna der Aufarbeitungshorizonte mit der der unterlagernden Schichten, insbesondere der von Tonsteinhorizonten oder der meisten Bereiche der Horizonte mit Sandsteinkörper (s.s. 207 und SCHLOZ 1972), so lag das Energieniveau in diesen Liegendschichten zumeist deutlich unter dem der Aufarbeitungshorizonte.

Dieses gegenüber den übrigen Horizonten im jeweils Liegenden erhöhte Energieniveau der Aufarbeitungshorizonte könnte nun doch für eine Regression sprechen, bleibt doch auch bei einer Regression der Tiefengradient erhalten. Hiergegen spricht, daß bei einer Regression lediglich eine Verschiebung vorhandener Faziesbereiche zu erwarten ist. Die Aufarbeitungshorizonte stellen aber keine Vorstöße einer normalerweise küstennahen Fazies dar (S. 209), sondern sie bilden mit ihren eigenen litho- und biofaziellen Zügen und ihrer eigenen lateralen Faziesabfolge ein neues Element gegenüber den anderen Typen von Sedimenteinheiten. Auch ist die Erhöhung des durchschnittlichen Energieniveaus nur ein Faktor, der zur Erklärung aller Phänomene in diesen Horizonten keineswegs ausreicht.

Zu diesen Phänomenen gehört die Eisenoidbildung. So konnte verstärkte Wasserbewegung zwar Erosion bewirken und eisenreiche Porenwasser freisetzen (ALDINGER 1957b), zur Entstehung der Ooide bedurfte es aber sicher noch zusätzlicher Bedingungen, war doch Aufarbeitung auch sonst in der Schichtfolge sehr verbreitet, ohne daß es dabei je zur Ooidbildung gekommen wäre.

Durch erhöhte Wasserbewegung lassen sich auch die Kondensationserscheinungen im W nicht erklären. Das Energieniveau war dort keineswegs ständig so erhöht, daß ein Absetzen feiner Sedimente nicht möglich war; ist doch die Matrix der Bänke oft sehr feinkörnig, vor allem im Westteil des Gebiets. Bei sicher nicht wesentlich niedrigerer Wasserbewegung fand im übrigen eine sehr kräftige Sedimentation im Bereich der kompakten Sandsteinkörper statt. Sedimentiert wurde in den Aufarbeitungshorizonten in erster Linie umgelagertes Material aus dem Sedimentationsraum selber; hierbei besorgten Sortierung und Transport wohl die zu allen Zeiten aufgetretenen kurzzeitigen Strömungen quer oder schräg zur Küste. Die Zufuhr terrigenen Sediments aus N muß unterbrochen gewesen sein. Da das Liefergebiet nicht im Hinterland lag, sich auch das Sedimentationsgebiet nicht lediglich quer zur Küste verschoben hatte, so konnte eine Küstenverlagerung nicht wesentliche Ursache für das Aussetzen der Sedimentzufuhr sein. Die Ursache dafür muß deshalb übergreifend und weit über das Untersuchungsgebiet hinaus wirksam gewesen sein.

Auch manche Züge der Fauna lassen sich durch erhöhte Wasserbewegung nicht erklären. Hierzu gehört die mehr oder minder deutliche Zunahme der Artenzahl nach SW (trotz z.T. abnehmender Individuendichte; vgl. SCHLOZ 1967; 1972) oder die Tatsache, daß die Artenzahl der Ammonitenfauna in den Aufarbeitungshorizonten z.T. merklich höher ist als in den übrigen Schichten. Dies deutet auf die Änderung noch anderer Bedingungen hin; zu denken wäre z.B. an eine Zunahme b.z.w. an ein geringeres Schwanken der Salinität. Dafür könnte sprechen, daß zu diesen Zeiten die Sedimentation bituminöser Schiefer im Oberrheingebiet aussetzte und Mergel und Kalke an ihre Stelle traten; die angenommene Salini-

tätssprungschicht bestand zu diesen Zeiten nicht.

Einen wesentlichen Beitrag zur Erklärung der Entstehung der Aufarbeitungshorizonte können die Verhältnisse in rezenten Schelfmeeren leisten. Wie in der betrachteten Schichtfolge liefert auch in heutigen Schelfmeeren das Hinterland die Sedimente i.d.R. nicht gleichmäßig verteilt entlang der Küste durch viele gleich große Zuflüsse, sondern es beherrscht meist ein großes Mündungsgebiet weite Teile des Schelfs, etwa der Po Teile der Adria oder der Mississippi Teile des Golfs von Mexiko. Die zahlreichen kleineren entlang der Küste einmündenden Flußläufe setzen ihre im Vergleich geringen Sedimentmengen schon nahe ihrer Mündungen ab und liefern meist keinen nennenswerten Beitrag zur Sedimentation auf dem offenen Schelf (CURRAY 1960: 264). Wohin die Sedimentmassen der großen Mündungsgebiete gelangen, hängt von den vorherrschenden Meeresströmungen ab. Eine Änderung von deren Richtung, Stärke oder Reichweite bedeutet für die bisherigen Sedimentationsgebiete Sedimentationsunterbrechung, wenn nicht die neuen Strömungen ihrerseits Sediment mitbringen.

Auf den heutigen Schelfen findet in weiten Gebieten keine Sedimentation terrigenen Materials statt. Das einzige neue Sediment sind die Hartteile der dort lebenden Organismen. Bioturbation herrscht vor, teilweise wird auch Glaukonit gebildet (CURRAY 1960). Der Fossildetritus ist z.T. abgerollt und durch Eisen verfärbt (NOTA 1958: 47). In den Randbereichen des Mississippi-Deltas fanden COLEMAN & GAGLIANO (1965) 5-100 cm mächtige Schillagen in den Schelfschlick eingelagert, die sie weit verfolgen konnten und als hervorragende Leithorizonte charakterisierten ("these shell beds are widespread and continuous forming excellent stratigraphic markers" 1965:143). Sie schreiben über ihre Entstehung (1965: 143): "Shell hashes represent conditions of virtually no deposition or erosion". Zu diesen Zeiten müssen die Sedimente des Deltas in andere Richtung transportiert worden sein.

Ein genauerer Vergleich der ökologischen Verhältnisse in diesen Schillhorizonten wie auch in deren unmittelbarem Liegenden und im übrigen zwischenlagernden Schlick könnte Anhaltspunkte geben, inwieweit reine Sedimentationsunterbrechung ohne Änderung der Wassertiefe die Fauna beeinflusst. COLEMAN & GAGLIANO berichten von großen Bauten, die von der Unterseite der Schillagen in den Ton gehen und mit Schill gefüllt sind (was an die Thalassinoides-Bauten im Schwarzen Jura α erinnert). Ob bei der Entstehung der Schillhorizonte im Golf von Mexiko der Energiespiegel erhöht war, ist noch unbekannt.

Gut ausgebildete strömungsanzeigende Texturen sind in den Aufarbeitungshorizonten selten, eine Änderung der Strömungsrichtung gegenüber den anderen Horizonten läßt sich deshalb direkt nicht nachweisen. URLICHS (1971) konnte in einem Aufarbeitungshorizont des Schwarzen Jura (Unterfliensbachium) anhand der Einsteuerung von Belemniten Strömung aus SW nachweisen. H. SCHMIDT (1939) und HALLAM (1971) führen die Faziesunterschiede im westlichen Europa (tonig im N gegenüber kalkig im S) auf Unterschiede der physiko-chemischen Eigenschaften der jeweiligen Meeresräume zurück. Ein Vordringen der Südfazies nach N, wie sie besonders deutlich etwa an der Wende Sinemurium/Pliensbachium zu beobachten ist (SCHWEIZER 1968: 128; SELLWOOD 1972), könnte auf verstärkte Strömungen von S bzw. SW hindeuten.

Während des Hettangiums herrschten im Gebiet zwischen Schwarzwald und Vogesen mit dem südlichen und westlichen Vorland überwiegend Faziesverhältnisse, die denen der Aufarbeitungshorizonte in Württemberg gleichen (GEYER & GWINNER 1964; HÖLDER 1964). Das gesamte Hettangium ist dort oft unter 1m mächtig, trotzdem findet sich eine normale Ammonitenabfolge. Die "Oolithenbank" steht über die badische "Cardinienbank" in direkter Verbindung mit diesem Raum (WALLISER 1956b); nach NE verkümmert die "Oolithenbank" bis sie schließlich ganz auskeilt. Viele andere Aufarbeitungshorizonte zeigen ein ähnliches Verhalten (vgl. Abb. 20); in den Löwensteiner Bergen ist nur noch ein Bruchteil der Aufarbeitungshorizonte des südlichen Mittelwürtembergs vorhanden.

Auch die Zunahme der Artenzahl und der Wuchsgröße nach SW (SCHLOZ 1967; 1972) deutet auf Beziehungen zu dem dort benachbarten Faziesgebiet hin, und nicht zuletzt die Zunahme der Häufigkeit von Eisenooïden, die in Franken und weiter nördlich ganz zu fehlen scheinen.

Wenn die Sedimentationsunterbrechung im Arbeitsgebiet durch veränderte Strömungsverhältnisse bedingt war, muß in anderen Gebieten sedimentiert worden sein. Dies ist auch der Fall. Die johnstoni-Subzone, im Arbeitsgebiet und im Oberrheingebiet nur durch einen geringmächtigen Aufarbeitungshorizont vertreten, erreicht bei Coburg 2-3 m (KRUMBECK 1939), bei Fulda (Angersbach) mindestens 3 m (JÜNGST 1927), in Norddeutschland über 20 m (JÜNGST 1928) Mächtigkeit. Die germanica- und die amblygonia-Subzone des Oberhettangiums, in Norddeutschland 7-8 m mächtig (LANGE 1922), scheinen in Süddeutschland ganz zu fehlen. Umgekehrt sind in Süddeutschland an der Wende Hettangium/Sinemurium Schichten vorhanden, die in Norddeutschland fehlen (JÜNGST 1938).

Während sich im W des Arbeitsgebiets die Aufarbeitungshorizonte stark von den Bänken der Sandsteinkörper unterscheiden, findet nach E eine Annäherung der Fazies statt. Die Aufarbeitungshorizonte nähern sich texturell den Sandsteinkörpern, zunächst durch dichte, primär texturierte Lagerung des Schills, dann durch die Trennung von Sand und Schill in Linsen und Lagen. Umgekehrt nähern sich die östlichen Ausläufer der Sandsteinkörper strukturell den Aufarbeitungshorizonten durch das Auftreten umgelagerter Konkretionen und limonitisch imprägniertem, von Thallophyten angebohrtem Biodetritus. Beide weisen Strömungstreifung, Schwermineralanreicherungen sowie oft chamositische Überzüge von Quarzen auf; auch das Auftreten von Kolkrinnen ist für diesen Faziesbereich bezeichnend. Auch faunistisch werden sich die Horizonte ähnlich.

Die Annäherung der Verhältnisse in beiden Typen von Horizonten weist auf eine Änderung und Annäherung der Entstehungsbedingungen in beiden nach E hin. Unterschiede der Sandanlieferung von N, im W von Bedeutung, konnten hier nicht mehr ausschlaggebend sein, auch nicht veränderte Strömungsverhältnisse. Die sehr gute Sortierung des Sandes, der nur die gröbste Fraktion des von N angelieferten Materials enthält, wie auch die gegenüber anderen Sandsteinen der Schichtfolge deutlich erhöhten Gehalte an Schwermineralien zeigen, daß eine scharfe Auslese stattgefunden hat, bei der alles Feinere weggeführt wurde. Die Strömungstreifung auf vielen Schichtflächen weist auf das hierfür erforderliche erhöhte Energieniveau hin. Entscheidend war hier wohl die durch die Flachheit bedingte sehr viel stärkere Umlagerungsintensität bei Sturm.

Zwar sind in Struktur und Textur der Horizonte in erster Linie die Wirkungen episodisch stark erhöhter Wasserbewegung abgebildet, bei ihrer Entstehung müssen jedoch noch andere Faktoren mitgespielt haben. Der Unterschied der Ausbildung gegenüber den Tonsteinhorizonten und Wechsellagerungen im selben Beckenbereich wären sonst nicht verständlich. Gegenüber diesen Horizonten zeichnet sie vor allem das Fehlen von Tonzwischenlagen und die reichere Fauna aus. Beides weist auf ein über längere Zeit erhöhtes Energieniveau hin wie auch weiter westlich. Vermutlich hat die Wirkung der oben postulierten verstärkten Strömungen im mittleren Bereich des Arbeitsgebiets, die dort vor allem durch die Sandsteinkörper und das ökologische Optimum in Sandsteinkörpern und Aufarbeitungshorizonten nahegelegt werden, zeitweise weit nach E gereicht. Die faunistische Annäherung der Horizonte könnte durch die angenommenen stärkeren Schwankungen der Salinität bedingt sein.

Die Beschränkung der hier besprochenen Fazies auf ein und denselben Beckenbereich in beiden Typen von Sedimenteinheiten ist ein weiterer Hinweis darauf, daß sich die Meerestiefe nicht wesentlich verändert haben kann. In den Aufarbeitungshorizonten sind bestimmte Züge der Fazies viel weiter nach W verbreitet als in den Sandsteinkörpern, z.B. das Auftreten von limonitisch imprägniertem Fossilgrus und von umgelagerten Konkretionen wie auch der Fossilreichtum, so daß man zunächst an eine laterale Faziesverschiebung denken könnte. Berücksichtigt man jedoch auch die übrigen texturellen, strukturellen und faunistischen Eigenarten der Aufarbeitungshorizonte im W des Gebiets, so wird die Besonderheit und fazielle Eigenständigkeit gegenüber dem östlichen Faziesbereich deutlich. Daß die genannten Züge in den Aufarbeitungshorizonten weiter nach W reichen, dürfte mit den Bedingungen reduzierter Sedimentation und längerer Exposition zusammenhängen (vgl. 3.6.1.).

8. SCHRIFTEN (s. auch die Nachträge)

- AGER, D.V. & WALLACE, P.: The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, Northern France.- In: T.P. CRIMES & J.C. HARPER (Hrsg.): Trace fossils, S. 1-18, 7 Abb., 1 Tab., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- ALBERTI, F.v.: Die Gebirge des Königreichs Württemberg, in besonderer Beziehung auf Halurgie.- 327 S., 5 Taf., Stuttgart & Tübingen (Cotta) 1826.
- Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation.- 366 S., 2 Taf., Stuttgart & Tübingen (Cotta) 1834.
- ALDINGER, H.: Die Herkunft der sandigen Ablagerungen im schwäbischen Lias und Dogger.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 97, S. 220-240, 6 Abb., Stuttgart 1953.
- Eisenoolithbildung und rhythmische Schichtung im süddeutschen Jura.- Geol. Jb., 74, S. 87-96, 5 Abb., Hannover 1957 a.
 - Zur Entstehung der Eisenoolithe im schwäbischen Jura.- Z. Deutsch. geol. Ges., 109, S. 7-9, Hannover 1957 b.
 - Über den Einfluß von Meeresspiegelschwankungen auf Flachwassersedimente im Schwäbischen Jura.- Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 3.F. 10, S. 61-68, 1 Abb., Wien 1965.
 - Die Palaeogeographie des schwäbischen Jurabeckens.- Eclogae geol. Helv., 61, S. 167-182, 10 Abb., Basel 1968.
- ALDINGER, V.: Zur Petrographie des Kieselsandsteins.- Arb. Geol.-Paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. 48, 90 S., 31 Taf., 14 Abb., 7 Tab., Stuttgart 1965.
- ALLEN, J.R.L.: The classification of cross-stratified units with notes of their origin.- Sedimentology, 2, S. 93-114, 4 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1963.
- Primary current lineation in the lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin.- Sedimentology, 3, S. 89-108, 9 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1964 a.
 - Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa.- In: L.M.J.U. van STRAATEN (Hrsg.): Deltaic and shallow marine deposits.- Developments in Sedimentology, 1, S. 26-34, 3 Abb., Amsterdam, London & New York 1964 b.
 - Bed forms and paleocurrents.- Sedimentology, 6, S. 153-190, 22 Abb., 4 Tab., Amsterdam 1966.
 - Erosional current marks of weakly cohesive mud beds.- J. sedim. Petrol., 39, S. 607-623, 17 Abb., Menasha/Wisc. 1969.
- ALLEN, P.: The Hastings Beds deltas: recent progress and Easter field meeting report.- Geol. Assoc. London Proc., 73, S. 219-243, London 1962.
- ALTMANN, H.J.: Beiträge zur Kenntnis des Rhät-Lias-Grenzbereichs in Südwest-Deutschland.- Diss. Univ. Tübingen, 117 S., 2 Taf., 24 Abb., Tübingen 1965.
- ANDEL, T.H. van: Sources and dispersion of Holocene sediments, northern Gulf of Mexico.- In: F.P. SHEPARD, F.B. PHLEGER & T.H. van ANDEL (Hrsg.): Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, S. 34-55, 14 Abb., 4 Tab., Tulsa/Oklah. (Publ. Amer. Assoc. Petroleum Geologists) 1960.
- ANDLER: Über die Angulaten-Schichten in der Württembergischen Jura-Formation.- N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont., S. 641-645, Stuttgart 1858.
- ARKELL, W.J.: The Jurassic System of Great Britain.- 681 S., 40 Taf., 97 Abb., Oxford (Oxford University Press) 1933.
- Jurassic Geology of the World.- 806 S., 46 Taf., 101 Abb., Edinburgh & London (Oliver & Boyd) 1956.
- BACH, H.: Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Waiblingen.- 36 S., 2 Taf., Stuttgart 1870.
- BALDWIN, B.: Ways of deciphering compacted sediments.- J. sedim. Petrol., 41, S. 293-301, 4 Abb., 2 Tab., Tulsa/Oklah. 1971.
- BARNER, U.: Untersuchungen an Sedimenten vom Südausgang des Großen Belts.- Meyniana, 15, S. 1-28, 19 Abb., 5 Tab., Kiel 1965.
- BARTHEL, K.W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen.- Geologica Bavarica, 32, S. 3-64, 10 Abb., 1 geol. Kt., München 1957.
- BATHURST, R.G.: The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall.- In: J. IMBRIE & N. NEWELL (Hrsg.): Approaches to palaeoecology, S. 357-376, 3 Taf., New York (J. Wiley & Sons) 1964.

- BECHTER, P.: Beiträge zur Stratigraphie des Lias im Aalener Gebiet.- Diss. Univ. Tübingen, 78 S., 6 Taf., 4 Abb., Tübingen 1937.
- BENTZ, A.: Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand.- Z. Deutsch. geol. Ges., 79, S. 405-438, 9 Abb., Hannover 1927.
- BEVERIDGE, A.J.: Heavy minerals in lower Tertiary formations in the Santa Cruz Mountains, California.- J. sedim. Petrol., 30, S. 513-537, 3 Taf., 11 Abb., 1 Tab., Menasha/Wisc. 1960.
- BINTZ, J. & MULLER, A.: Sur la représentation du "Gres de Luxembourg" sur la nouvelle carte géologique générale du Grand-Duché.- Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Sect. sci. natur., phys., math., Archives, N.S. 31 (1964 & 1965), S. 244-258, 5 Taf., Luxembourg 1966.
- BLATT, H.: Original characters of clastic quartz.- J. sedim. Petrol., 37, S. 401-424, 27 Abb., 3 Tab., Menasha/Wisc. 1967.
- BLATT, H. & CHRISTIE, J.M.: Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks.- J. sedim. Petrol., 33, S. 559-579, 6 Abb., 2 Tab., Menasha/Wisc. 1963.
- BLIND, W.: Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung.- Palaeontographica, 121, A, S. 38-131, 5 Taf., 46 Abb., 10 Tab., Stuttgart 1963.
- BLOOS, G.: Über Jura und Tertiär im Gebiet von Ehingen/Donau (Baden-Württemberg).- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 49, S. 75-115, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1967.
- Ein Fund von Seeiegeln der Gattung Diademopsis aus dem Hettangium Würtembergs und ihr Lebensraum.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B, 5, 25 S., 3 Taf., 3 Abb., Stuttgart 1973.
- BLUCK, B.J. & KELLING, G.: Channels from the Upper Carboniferous Coal Measures of South Wales.- Sedimentology, 2, S. 29-53, 11 Abb., 2 Taf., Amsterdam 1963.
- BÖTTCHER, R.: Versteinerungen des Oberen Muschelkalks bei Ohrdruf als aufschlußreiche Dokumente für die Geschichte des deutschen Muschelkalkmeeres.- Beitr. Geol. Thüringen, 5, S. 99-106, 2 Taf., Jena 1940.
- BRÄUHÄUSER, M. & FRANK, M.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Stuttgart (Nr. 70) und Blatt Möhringen (Nr. 69).- 204 S., 23 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1932.
- BRANCA, W.: Schwabens 125 Vulkanembryonen.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 50/51, S. 505-1004, 107 Abb., 1 geol. Kt., Stuttgart 1894/95.
- BRAND, E. & HOFFMANN, K.: Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten.- Erdöl und Kohle, 16, S. 437-450, 14 Abb., Hamburg 1963.
- BRANDES, Th.: Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge-Gebirge mit einer Revision seiner Gliederung. Ein Beitrag zur Palaeogeographie und Meereskunde der Vorzeit.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 33, S. 325-508, 2 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1912.
- BRIDGES, P.H.: The significance of tool marks on a Silurian erosional furrow.- Geol. Mag., 109, S. 405-410, 1 Taf., 3 Abb., Hertford 1972.
- BRIGGS, L.I. & MIDDLETON, G.V.: Hydromechanical principles of sediment structure formation.- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., 12, S. 5-16, 8 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- BRÖSAMLEN, R.: Die Gastropoden des schwäbischen Jura.- Palaeontographica, 56, S. 177-322, 6 Taf., Stuttgart 1909.
- BROOKFIELD, M.: An alternative to the clastic trap interpretation of oolitic ironstone facies.- Geol. Mag., S. 137-143, 1 Abb., Hertford 1971.
- BUCH, L.v.: Über den Jura in Deutschland.- Abh. königl. Akad. Wiss. Berlin, 1837, S. 49-135, 2 Taf., Berlin 1839.
- BUCK, E.: Beiträge über die Grenzschichten Rhät - Lias in Württemberg nach dem Mikrobefund.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 97, S. 257-270, Stuttgart 1953.
- BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J.: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 32, 17 Abb., Basel 1965.
- BÜCHNER, M.: Zur Petrologie und Entstehung der Gesteine an der Keuper-Lias-Grenze in Württemberg.- Diss. Univ. Giessen, 159 S., 8 Taf. 2 Abb., 16 Tab., Giessen 1966.

- BURCKHARDTSMAYER, H.: Die geologische Gliederung der Umgebung Betzingen - Reutlingen.- Diss. Univ. Tübingen (Mskr.), Tübingen 1909.
- CAILLEUX, A.: Mikroskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.- Geol. Rdsch., 40, S. 11-19, 6 Abb., Stuttgart 1952.
- CAMPBELL, Ch.V.: Truncated wave-ripple laminae.- J. sedim. Petrol., 36, S. 825-827, 1 Abb., Menasha/Wisc. 1966.
- Depositional model - Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, northwestern New Mexico.- J. sedim. Petrol., 41, S. 395-409, 6 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1971.
- CARLÉ, W.: Die Tiefbohrungen auf mineralisiertes Thermalwasser in Bad Überkingen, Landkreis Göppingen, Baden-Württemberg (Geologie, Hydrologie, Technik).- Jh. Ges. Naturk. Württ., 126, S. 36-87, 1 Taf., 8 Abb., Stuttgart 1971.
- CARLÉ, W. & GROSCHOFF, P.: Geologie und Hydrogeologie der Säuerlinge, Mineralwässer und Thermalwässer von Ditzenbach, Landkreis Göppingen, Baden-Württemberg.- Oberrhein. geol. Abh., 21, S. 1-42, 1 Taf., 3 Abb., Karlsruhe 1972.
- CHRISTA, E.: Zur Petrographie quarzreicher Sedimente mit vorwiegend grünem Bindemittel aus dem oberen Keuper Frankens.- Mineral.-Petrogr. Mitt., N.F. 50, S. 357-390, Leipzig 1938.
- CLAUS, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebiets zwischen Passau und Cham.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beil.-Bd., 71, A, S. 1-58, 1 Taf., 2 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1936.
- COLEMAN, J.M. & GAGLIANO, S.M.: Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain.- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., 12, S. 133-148, 9 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1965.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W.: Manual of sedimentary structures.- Dep. natl. Dev., Bureau of Mineral Resources, Geol. Geophys. Bull., 102, 327 S., 108 Taf., Sidney 1968.
- COOK, D.O. & GORSLINE, D.S.: Field observations of sand by shoaling waves.- Marine Geol., 13, S. 31-55, 16 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1972.
- CORDES, E.: Aufbau und Bildungsbedingungen der Schwermineralseifen bei Skagen (Dänemark).- Meyniana, 16, S. 1-35, 5 Taf., 9 Abb., 2 Tab., Kiel 1966.
- CRAIG, G.Y. & WALTON, E.K.: Sedimentary structures and paleocurrent directions.- Trans. Edinburgh geol. Soc., 19, S. 100-119, 8 Abb., Taf. III-VI, Edinburgh 1962/63.
- CROOK, K.A.W.: Weathering and roundness of quartz sand grains.- Sedimentology, 11, S. 171-182, 3 Taf., 1 Abb., Amsterdam 1968.
- CURRAY, J.R.: Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico.- In: F.P. SHEPARD, F.B. PHLEGER, & T.H. van ANDEL (Hrsg.): Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, S. 221-266, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa/Oklah. (Publ. Amer. Assoc. Petroleum Geologists) 1960.
- Transgressions and regressions.- In: R.L. MILLER (Hrsg.): Papers in marine geology, S. 175-203, 10 Abb., New York (MacMillan) 1964.
- DALEY, B.: Sedimentary structures from a non-marine horizon in the Bembridge Marls (Oligocene) of the Isle of Wight, Hampshire, England.- J. sedim. Petrol., 38, S. 114-127, 13 Abb., Menasha/Wisc. 1968.
- DAVIS, R.A., jr.: Underwater study of ripples, southeastern Lake Michigan.- J. sedim. Petrology, 35, S. 857-866, 7 Abb., 1 Tab., Menasha/Wisc. 1965.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.: Rock-forming minerals. 1, 333 S., New York (J. Wiley & Sons) 1962.
- DEFFNER, C.: Die Lagerungsverhältnisse zwischen Schönbuch und Schurwald.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 17, S. 170-262, 2 Taf., Stuttgart 1861.
- Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Kirchheim. 69 S., 1 Taf., 4 Abb., Stuttgart 1872.
- DÖRJES, J.: Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). IV. Das Makrobenthos und seine küstenparallele Zonierung.- Senckenbergiana marit., 3, S. 203-246, 1 Taf., 15 Abb., 4 Tab., Frankfurt a. M. 1971.
- DÖRJES, J., GADOW, S., REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Die Rinnen der Jade (Südliche Nordsee). Sedimente und Makrobenthos.- Senckenbergiana marit., 1, S. 5-62, 15 Abb., 5 Tab., Frankfurt a. M. 1969.
- Sedimentologie und Makrobenthos der Nordergründe und der Außenjade (Nordsee).- Senckenbergiana marit., 2, S. 31-59, 10 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. M. 1970.

- DONAHUE, J.G., ALLEN, R.C., HEEZEN, B.C.: Sediment size distribution profile on the continental shelf off New Jersey.- *Sedimentology*, 7, S. 155-159, 1 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1966.
- DORN, P.: Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb.- *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd.*, 82, B, S. 161-314, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1934.
- *Palaeogeographie der "Riesbarre"*.- *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd.*, 77, B, S. 1-44, 12 Abb., Stuttgart 1937.
- DREXLER, E.: Foraminiferen und Ostracoden aus dem Lias α von Siebeldingen/Pfalz.- *Geol. Jb.*, 75, S. 475-554, 8 Taf., 25 Abb., Hannover 1959.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E.K.: *Cyclic sedimentation*.- *Developments in Sedimentology*, 10, 280 S., 91 Abb., Amsterdam, London & New York 1967.
- DUNBAR, C.O. & RODGERS, J.: *Principles of stratigraphy*.- 356 S., 123 Abb., 21 Tab., New York (Wiley & Sons) 1957.
- DŹULYŃSKI, S. & SANDERS, J.E.: Current marks on firm mud bottom.- *Trans. Connecticut Acad. Arts Sci.*, 42, S. 57-96, 22 Taf., 7 Abb., New Haven/Conn. 1962.
- DŹULYŃSKI, S. & SIMPSON, F.: Experiments on interfacial current markings.- *Geol. Romana*, 5, S. 197-214, 25 Abb., Rom 1966.
- DŹULYŃSKI, S. & SMITH, A.J.: Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance.- *J. sedim. Petrol.*, 33, S. 616-627, 11 Abb., Menasha/Wisc. 1963.
- EAGLESON, P.S. & DEAN, R.G.: Wave induced motion of bottom sediment particles.- *Trans. Amer. Soc. civ. Engineers*, 126, S. 1162-1189, 11 Abb., New York 1961.
- EHRAT, H.: *Die Rhätformation und Rhät-Liasgrenze in Schwaben*.- *Diss. Univ. Tübingen*, 84 S., mehrere Abb. u. Tab., Tübingen 1920.
- EICHLER, J. & HILLER, J.E.: *Schwermineraluntersuchungen an einem Stubensandsteinprofil bei Stuttgart*.- *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 114, S. 43-71, Stuttgart 1959.
- EINSELE, G.: Convolute bedding und ähnliche Sediment-Strukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 116, S. 162-198, Taf. 9-11, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1963.
- EINSELE, G. & SCHÖNENBERG, R.: *Epirogen-tektonische Grundzüge des düddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum*.- *Publ. Serv. geol. Luxemb.*, 14, S. 139-164, Luxembourg 1964.
- EISENHUT, E.: *Stubensandstein und Obere Bunte Mergel in Nordostwürttemberg*.- *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F.*, 40, S. 145-169, 1 Taf., 4 Abb., Stuttgart 1958.
- *Alter Bergbau in Nordost-Württemberg*.- *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 8, S. 113-124, 2 Abb., Freiburg 1966.
- *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 7024 Gschwend*, 112 S., 7 Taf., 2 Abb., Stuttgart 1971 b.- [S. auch Nachträge]
- ELLIOT, R.E.: *Classifications of subaqueous sedimentary structures*.- *Sedimentology*, 5, S. 193-209, Amsterdam 1965.
- EMERY, K.O.: *The sea off southern California: a habitat of petroleum*. 366 S., 1 Taf., 248 Abb., 31 Tab., New York (J. Wiley & Sons) 1960.
- EMRICH, G.H.: *Crossbedding and textural variations in the Hawthorne Formation in Northern Florida*.- *J. sedim. Petrol.*, 30, S. 560-567, 6 Abb., Menasha/Wisc. 1960.
- ENGEL, Th.: *Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Anleitung zum Erkennen der Schichten und zum Sammeln der Petrefakten*. 3. Aufl. 645 S., 6 Taf., 261 Abb., 5 Profiltaf., 4 geol. Landschaftsbilder, 1 geogn. Übersichtskt. Stuttgart (Schweizerbart) 1908.
- ENGELHARDT, W.v.: *Der Porenraum der Sedimente*. 207 S., Berlin, Göttingen & Heidelberg (Springer) 1960.
- *Interstitial solution and diagenesis in sediments*.- In: G. LARSEN & G.V. CHILLINGAR (Hrsg.): *Diagenesis in sediments*.- *Developments in Sedimentology*, 8, S. 503-521, 4 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1967.
- FAHRION, H.: *Die Struktur Calberlah und ihre regionale Stellung*.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 97, S. 57-78, 14 Abb., 1 Tab., 4 Beil., Stuttgart 1953.
- FARROW, G.E.: *Bathymetric zonation of jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England*.- *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2, S. 103-151, 11 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1966.

- FEO-CODECIDO, G.: Heavy mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy.- Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, 40, S. 984-1000, Tulsa/Oklah. 1956.
- FINCKH, A.: Die Horizonte von Psiloceras subangulare OPPEL und Psiloceras Hagenowi DUNKER im unteren Lias von Stuttgart.- Jh. Ver. vaterl. Naturk., 66, S. 164-166, Stuttgart 1910.
- FISCHER, E.: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet?- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., S. CII-CXVII, Stuttgart 1912.
- FISCHER, W.: Die Bebenhausen-Walddorfer Grabenzone.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1960, S. 60-70, 4 Abb., Stuttgart 1960.
- FOLK, R.L.: The role of texture and mineral composition in sandstone classification.- J. sedim. Petrol., 26, S. 166-171, 1 Abb., 1 Tab., Menasha/Wisc. 1956.
- A review of grain size parameters.- Sedimentology, 6, S. 73-93, 1 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1966.
- FRAAS, E.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Stuttgart, 35 S., 13 Abb., Stuttgart 1910.
- FRAAS, O.: Versuch einer Vergleichung des schwäbischen Jura mit dem französischen und dem englischen.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 5, S. 1-57, 3 Tab., Stuttgart 1850.
- Über basaltiforme Pentacriniten.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 14, S. 311-327, Taf. II, fig. 2, 1 Abb., Stuttgart 1858.
 - Die geognostische Profilierung der Württembergischen Eisenbahnlinien. 2. Lief., Stuttgart 1884.
- FRANK, M.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Lias α in Süddeutschland.- Mitt. geol. Abt. Württ. statist. Landesamt, 13, 242 S., 3 Taf., 1 Tab.-Beil., Stuttgart 1930.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 7321 Neuhausen a. d. F., 74 S., 3 Abb., Stuttgart 1942.
 - Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 7222 Plochingen, 198 S., 1 Kt., Stuttgart 1965.
- FREBOLD, H.: Über cyclische Meeressedimentation. Tektonische, biostratigraphische und palaeontologische Studien im Rahmen einer palaeogeographischen Untersuchung des Lias Beta. 58 S., 2 Taf., 1 Tab., Leipzig (Max Weg) 1925.
- FREYBERG, B.v.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 45, S. 214-274, 5 Taf., 5 Abb., Stuttgart 1922.
- Zur Stratigraphie und Fazieskunde des Doggersandsteins und seiner Flöze.- Geologica Bavarica, 9, S. 1-108, 16 Taf., 10 Abb., München 1951.
 - Eisenerzlagerstätten im Dogger Frankens.- Geol. Jb., 79, S. 207-254, 1 Taf., 14 Abb., 10 Tab., Hannover 1962.
 - Der Coburger Bausandstein (Mittlerer Keuper) von Zeil - Ebelsbach als Beispiel einer epikontinentalen Schichtenfolge.- Erlanger geol. Abh., 58, 60 S., 20 Taf., 16 Abb., 1 Tab., Erlangen 1965.
- FRIEDMAN, G.M.: Dynamic processes and statistical parameters compared with size frequency distribution of beach and river sands.- J. sedim. Petrol., 37, S. 327-354, 19 Abb., 3 Tab., Menasha/Wisc. 1967.
- FRITZ, P.: O^{18}/O^{16} Isotopenanalysen und Palaeotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura.- Geol. Rdsch., 54, S. 261-269, 1 Abb., Stuttgart 1965.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.- Erdöl und Kohle, 12, S. 605-613, 1 Taf., 7 Abb., Hamburg 1959.
- Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, S. 331-336, 3 Abb., Krefeld 1963.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine.- 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- FÜRSICH, F.: Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, S. 313-342, 14 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1971.
- GADOW, S.: Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). I. Die Sedimente.- Senckenbergiana marit., 3, S. 103-133, 12 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. M. 1971.
- GADOW, S. & REINECK, H.-E.: Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten.- Senckenbergiana marit., 1, S. 63-78, 1 Taf., 5 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1969.

- GAERTNER, H.R.v. & SCHELLMANN, W.: Rezente Sedimente im Küstenbereich der Halbinsel Kaloum, Guinea.- Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 3.F. 10, S. 349-367, 2 Abb., 5 Tab., Wien 1965.
- GEBERT, H.: Mineralogische Untersuchungen zur Genese oolithischer Eisenerze des Dogger epsilon in Baden-Württemberg.- Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. 41, 77 S., 3 Taf., 23 Abb., 10 Tab., Stuttgart 1964.
- GÉRARD, Ch. & GARDET, G.: L'Hettangien et le Sinémurien inférieur moyen de Meurthe-et-Moselle.- Bull. Soc. géol. France, Sér. 5, 8, S. 529-581, Taf. 31-33, 3 Abb., 1 Kt., Paris 1938.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen.- Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. München, 35, 71 S., 16 Abb., 1 geol. Kt., München 1940.
- GEVERS, T.W.: Zur Sedimentpetrographie des oberfränkischen Muschelkalks.- Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 1926, B, S. 417-428, Stuttgart 1926.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P.: Geologie von Baden-Württemberg. 223 S., 11 Taf., 73 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- GEYER, O.F. & HINKELBEIN, K.: Eisenoolithische Kondensations-Horizonte im Lias der Sierra de Espuña (Provinz Murcia, Spanien).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1971, S. 398-414, 4 Abb., Stuttgart 1971.
- GOLDRING, R.: Shallow-water sedimentation as illustrated in the Upper Devonian Baggy Beds.- Mem. geol. Soc. London, 5, 80 S., 28 Abb., 11 Taf., London 1971.
- GOLDRING, R. & BRIDGES, P.: Sublittoral sheet sandstones.- J. sedim. Petrol., 43, S. 736-747, 9 Abb., 2 Tab., Tulsa/Oklah. 1973.
- GREENSMITH, J.T.: Calciferous sandstone series sedimentation at the eastern end of the Midland Valley of Scotland.- J. sedim. Petrol., 35, S. 223-242, 6 Abb., Menasha/Wisc. 1965.
- GRIPP, K.: Das Watt, Begriff, Begrenzung und fossile Vorkommen.- Senckenbergiana lethaea, 37, S. 149-181, 3 Taf., 5 Abb., Frankfurt a. M. 1956.
- Rezente und fossile Flachmeerabsätze petrologisch betrachtet und gedeutet.- Geol. Rdsch. 47, S. 83-99, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1958.
- GROETZNER, J.P.: Bau und Genese von "Sandsteinkugeln" aus dem Lias α 1 (Hettangien) von Helmstedt.- Beih. u. Ber. naturhist. Ges. Hannover, 5, S. 219-234, 2 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1968.
- GROSCHOFF, P.: Neue Mineralwasserbohrungen im Filstal.- Jh. geol. Abt. Württ. statist. Landesamt, 1, S. 59-64, 2 Abb., Stuttgart 1951.
- GÜMBEL, C.W.v.: Über das Knochenbett (Bonebed) und die Pflanzen-Schichten in der rhätischen Stufe Frankens.- Sitz.-Ber. kgl. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., 1864, S. 215-278, München 1864.
- Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. 763 S., 6 geol. Kt., zahlr. Abb., Kassel (Th. Fischer) 1891.
- GUÉRIN, S.: Les ammonites du Lias inférieur en France.- Colloque sur le Lias français.- Mém. Bureau Rech. géol. minéral., 4, S. 226-235, Paris 1961.
- GUÉRIN-FRANIATTE, S.: Ammonites du Lias inférieur de France. Psilocerataceae: Arietidae. 455 S. 231 Taf., 190 Abb., Paris (Centre National de la Recherche Scientifique) 1966.
- GUÉRIN, S., LAUGIER, R. & MOUTERDE, R.: Étude détaillée du stratotype: l'Hettangien d'Hettange et du nord-est de la France.- Colloque sur le Lias français.- Mém. Bureau Rech. géol. minéral., 4, S. 279-286, Paris 1961.
- GUY, H.P., SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V.: Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961.- Prof. Pap. U.S. geol. Survey, 462-I, S. 1-96, Washington 1966.
- GWINNER, M.P.: Geologie der Alpen. 477 S., 394 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1971.
- HADLEY, M.C.: Wave induced bottom currents in the Celtic Sea.- Marine Geol., 2, S. 157-164, 1 Abb., Amsterdam 1964.
- HÄNTZSCHEL, W.: Fossile Schrägschichtungs-Bögen, "Fließwülste" und Rieselmarken aus dem Nama-Transvaal System (Südafrika) und ihre rezenten Gegenstücke.- Senckenbergiana, 17, S. 167-177, 7 Abb., Frankfurt a. M. 1935.
- Die Schichtungsformen in rezenten Flachmeerablagerungen im Jadegebiet.- Senckenbergiana, 18, S. 316-356, 20 Abb., Frankfurt a. M. 1936.
 - Bau und Bildung von Großrippeln im Wattenmeer.- Senckenbergiana, 20, S. 1-42, 21 Abb., Frankfurt a. M. 1938.
- HÄNTZSCHEL, W. & REINECK, H.-E.: Faziesuntersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen).- Mitt. geol. Staatsinst. Hambg., 37, S. 5-39, 16 Taf., 1 Abb. Hamburg 1968.

- HAFNER, G.: Die Geologie des Blattes Lorch (7224), östliche Hälfte.- Dipl.-Arb. TH Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1964.
- HAHN, L.: Stratigraphie und Tektonik des Keupers und Unteren Lias auf Blatt Sonnefeld.- Dipl.-Arb. Univ. Erlangen (Mskr.), Erlangen 1964.
- HAHN, W. & SCHREINER, A.: Neue Zeichen und Benennungen der Juraschichten auf den geologischen Karten Baden-Württembergs.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 53, S. 275-279, Stuttgart 1971.
- HALLAM, A.: A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan.- Phil. Trans. roy. Soc. London, B, 243, S. 1-44, 7 Abb., London 1960.
- Observations on the palaeoecology and ammonite sequence of the Frodingham Ironstone (Lower Jurassic).- Palaeontology, 6, S. 554-574, 9 Abb., London 1963.
 - Liassic sedimentary cycles in western Europe and their relationship to changes in sea level.- In: L.M.J.U. van STRAATEN (Hrsg.): Deltaic and shallow marine deposits.- Developments in Sedimentology, 1, S. 157-164, 2 Abb., Amsterdam, London & New York 1964 a.
 - Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England: a composite theory.- J. Geol., 72, S. 157-169, 6 Abb., 1 Tab., Chicago 1964 b.
 - Siderite- and calcite-bearing concretionary nodules in the Lias of Yorkshire.- Geol. Mag., 104, S. 222-227, 1 Abb., 2 Tab., Hertford 1967 a.
 - The depth significance of shales with bituminous laminae.- Marine Geol., 5, S. 481-493, 4 Abb., Amsterdam 1967 b.
 - Morphology, palaeoecology and evolution of the genus Gryphaea in the British Lias.- Phil. Trans. roy. Soc. London, Ser. B, 254, S. 91-128, 3 Taf., 26 Abb., 5 Tab., London 1968.
 - Faunal realms and facies in the Jurassic.- Palaeontology, 12, S. 1-18, 4 Abb., 3 Tab., London 1969.
 - Gyrochorte and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England.- In: T.P. CRIMES & J.C. HARPER (Hrsg.): Trace fossils, S. 189-200, 2 Taf., 2 Abb., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- HALTENHOF, M.: Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratonomie und Geochemie).- Abh. naturwiss. Ver. Würzburg, 3, S. 1-124, 2 Taf., 26 Abb., 15 Tab., Würzburg 1962.
- HAND, B.M.: Differentiation of beach and dune sands, using settling velocities of light and heavy minerals.- J. sedim. Petrol., 37, S. 514-520, 6 Abb., Menasha/Wisc. 1967.
- HARMS, J.C.: Hydraulic significance of some sand ripples.- Bull. geol. Soc. Amer., 80, S. 363-396, 6 Taf., 19 Abb., Boulder/Col. 1969.
- HARMS, I.C. & FAHNESTOCK, R.K.: Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande).- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., 12, S. 84-115, 6 Taf., 13 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- HATFIELD, B.C., ROHRBACHER, T.J. & FLOYD, J.C.: Directional properties, paleoslope, and source of the Sylvania Sandstone (Middle Devonian) of southeastern Michigan and northwestern Ohio.- J. sedim. Petrol., 38, S. 224-228, 1 Abb., Menasha/Wisc. 1968.
- HAUNSCHILD, H.: Schwermineralanalytische Untersuchungen an der Keuper-Jura-Grenze im nördlichen Franken, insbesondere zwischen Erlangen und Forchheim.- Geol. Bl. NO-Bayern, 7, S. 33-42, 3 Abb., Erlangen 1957.
- Bohrprofile aus SW-Franken (von Ansbach zum Ries).- Geol. Bl. NO-Bayern, 5, S. 69-177, Erlangen 1965.
 - Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 6829 Ornbau. 135 S., 25 Abb., 7 Tab., 2 Beil., München 1967.
- HEHL, [C.L.]: Beiträge zur geognostischen Kenntniß in Württemberg. Entworfen im Jahr 1822. E. Quadersandstein.- Correspondenzblatt des Württembergischen Landwirthschaftlichen Vereins, 14, S. 69-87, Stuttgart & Tübingen 1828.
- HEIM, A.: Stratigraphische Kondensation.- Eclogae geol. Helv., 27, S. 372-383, 2 Abb., Basel 1934.
- HEINZELMANN, K.: Tektonische Untersuchungen im Vorland der mittleren Schwäbischen Alb.- Diss. TH Stuttgart, 72 S., 13 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1935.
- HELING, D.: Zur Petrographie des Stubensandsteins.- Diss. Univ. Tübingen, 56 S., 21 Abb., 4 Tab., Tübingen 1963.
- Zur Petrographie des Schilfsandsteins.- Beitr. Mineral. Petrogr., 11, S. 272-296, 9 Abb., Berlin 1965.

- HENNIG, E.: Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern.- 383 S., 9 Taf., 61 Abb., Berlin (Borntraeger) 1923.
- HERLIKOFER, R.: Lias α im Schurwald.- Diss. Univ. Tübingen (Mskr.), Tübingen 1926.
- HERTWECK, G.: Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). V. Abfolge der Biofazies in den Vorstrand- und Schelfsedimenten.- Senckenbergiana marit., 3, S. 247-276, 1 Taf., 3 Abb., Frankfurt a. M. 1971.
- HETTICH, M.: Rhät - Lias der Langenbrückener Senke aufgrund einer Kernbohrung und einer Kartierung im Maßstab 1 : 25000.- Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg (Mskr.), Heidelberg 1970.
- Ein vollständiges Rhät/Lias-Profil aus der Langenbrückener Senke, Baden-Württemberg (Kernbohrung Mingolsheim 1968).- Geol. Jb., A 16, S. 71-105, 1 Abb., Hannover 1974.
- HÖLDER, H.: Muschelbänke mit Treibholz: Ein neuer Beitrag zur Muschelfauna der schwäbischen Angulatenschichten.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh., 83, S. 235-245, 1 Taf., 3 Abb., Stuttgart 1940.
- Jura.- Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 4, 603 S., 158 Abb., 43 Tab., Stuttgart (Enke) 1964.
- HÖRAUF, H.: Jura.- In: K. BERGER: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 6830 Gunzenhausen, S. 48-57, 2 Abb., München 1970.
- HOFFMANN, D.: Rhät und Lias nordwestlich der Frankenalb auf Blatt Seßlach.- Erlanger geol. Abh., 68, 34 S., 2 Taf., 8 Abb., 2 Tab., Erlangen 1967.
- HOFFMANN, K.: Über den unteren Lias der Langenbrückener Senke.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 23, S. 107-181, Stuttgart 1934.
- Neue Saurierreste aus dem unteren Lias Alpha der Langenbrückener Senke.- Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschland, 1, S. 115-120, 1 Taf., 6 Abb., Karlsruhe 1936.
 - Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, S. 105-184, 5 Abb., 4 Tab., Krefeld 1962.
 - Die Verbreitung primär-bituminöser Gesteine im westdeutschen Lias.- Erdöl und Kohle, 16, S. 741-747, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1963.
- HOLLENSHEAD, C.T. & PRITCHARD, R.L.: Geometry of producing Mesaverde Sandstone, San Juan Basin.- In: J.A. PETERSON & I.C. OSMOND (Hrsg.): Geometry of sandstone bodies, S. 98-118, 15 Abb., 2 Tab., Tulsa/Oklah. (Amer. Assoc. Petroleum Geologists Publ.) 1961.
- HOLLMANN, R.: Neue Lias- α -Profile Mittelwürttembergs.- Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (Anhang) (Mskr.), Tübingen 1961 a.
- Neue Lias- α -Profile Südwest-Württembergs.- In: EINSELE, G. & SEIBOLD, E.: Die geologische Kartierung der Rohrgräben beim Bau der Bodensee-Fernwasserversorgung.- Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 4, S. 228-238, 2 Abb., Freiburg 1961 b.
- HOPPE, G.: Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrographische Auswertungen.- Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen, Montangeologie, 1, S. 5-131, Berlin 1963.
- HORN, D.: Zur Sedimentation des Dogger-beta-Hauptsandsteins im Ostholsteinischen Juratrog.- Meyniana, 14, S. 21-42, 4 Taf., 10 Abb., Kiel 1964.
- HOWARD, J.D. & LOHRENGEL, C.F.: Large non-tectonic deformational structures from Upper Cretaceous rocks of Utah.- J. sedim. Petrol., 39, S. 1032-1039, 7 Abb., Menasha/Wisc. 1969.
- HUBERT, J.F.: A zircon, tourmaline rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones.- J. sedim. Petrol., 32, S. 440-450, 1 Abb., 1 Tab., Menasha/Wisc. 1962.
- HUDSON, J.D.: Pseudo-pleochroic calcite in recrystallized shell-limestones.- Geol. Mag., 99, S. 492-500, Taf. XXI, 1 Tab., Hertford 1962.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse.- Senckenbergiana lethaea, 36, S. 359-388, 3 Taf., 114 Abb., Frankfurt a. M. 1955.
- ILLIES, H.: Die physikalischen Ursachen der fluviatilen Schrägschichtung.- Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, S. 89-109, 3 Taf., 4 Abb., Hamburg 1949.
- Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursache, Messungen, und Auswertung.- Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 19, S. 84-109, 3 Taf., 4 Abb., Hamburg 1954.

- IMBRIE, J. & BUCHANAN, H.: Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas.- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., 12, S. 149-172, 37 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- ISSLER, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben.- Palaeontographica, 55, S. 1-104, 7 Taf., 12 Abb., Stuttgart 1908.
- JAHNEL, Ch.: Stratigraphie, Fazies und Fauna des Lias Alpha, Beta und Gamma im Gebiet des Nördlinger Rieses.- Diss. Univ. München, 123 + XXXI S., 2 Taf., 16 Abb., München 1970.
- JOLY, M.H.: Études géologiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord-Est du bassin de Paris.- Diss. Univ. Nancy, VIII + 468 S., 12 Taf., 44 Abb., zahlr. Tab., Nancy 1908.
- JOPLING, A.V.: Some deductions on the temporal significance of laminae deposited by current action in clastic rocks.- J. sedim. Petrol., 36, S. 880-887, 5 Abb., Menasha/Wisc. 1966.
- JÜNGST, H.: Die Meeresverbindung Nord-Süd-Deutschland in der Psiloceraten-Zeit.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 58, B, S. 171-214, 2 Taf., 5 Abb., Stuttgart 1927.
- Rät, Pilonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande.- Geol. u. palaeontol. Abh., N.F. 16, S. 1-194, 8 Taf., 10 Abb., Jena 1928.
 - Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein.- Geol. Rdsch., 25, S. 312-325, 6 Abb., Berlin 1934.
 - Der Pfälzer Lias und seine palaeogeographische Bedeutung.- Mitt. Pollichia, N.F. 7, S. 145-168, 5 Abb., Neustadt an der Weinstraße 1938.
- KANT, H.-R.: Geologische Kartierung der westlichen Frickenhofer Höhe zwischen Auerbach - Gschwender Rot - Federbach (Württemberg).- Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (Mskr.), Tübingen 1969.
- KELLER, W.D. & LITTLEFIELD, R.F.: Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks.- J. sedim. Petrol., 20, S. 74-84, Menasha/Wisc. 1950.
- KEMPER, E.: Einige Bemerkungen über die Sedimentationsverhältnisse und die fossilen Lebensspuren des Bentheimer Sandsteins (Valanginium).- Geol. Jb., 86, S. 49-106, 8 Taf., 13 Abb., Hannover 1968.
- KESSLER, G.: Sedimentgeologische Untersuchungen im oberfränkischen Rhätolias.- Erlanger geol. Abh., 93, 60 S., 10 Taf., 20 Abb., Erlangen 1973.
- KESSLER, P.: Über einige Erscheinungen an Schwäbischen Rhät- und Jurasandsteinen.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 76, S. 76-85, Stuttgart 1920.
- KEULEGAN, G.H. & KRUMBEIN, W.C.: Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes.- Trans. Amer. geophys. Union, 30, S. 855-861, 3 Abb., 1 Tab., Washington 1949.
- KLEIN, G. DE VRIES: Comparison of Recent and ancient tidal flat and estuarine sediments.- In: G.H. LAUFF (Hrsg.): Estuaries, S. 207-218, 7 Abb., Washington (Amer. Assoc. Advanc. Sci.) 1967.
- KLINGNER, F.-E.: Der Jura in der Tiefbohrung von Winetsham in Oberösterreich.- Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 1929, B, S. 532-543, 1 Abb., Stuttgart 1929.
- KLÜPFEL, W.: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura.- Geol. Rdsch., 7, S. 98-109, 2 Taf., 1 Abb., Leipzig 1917.
- Der Lothringer Jura. I. Teil: Lias.- Jb. Preuß. geol. Landesanstalt, 39, S. 165-370, 1 Profiltaf., 9 Abb., 46 Profilzeichn., Berlin 1918.
- KNAUFF, W. & SCHRÖDER, E.: Die Verbreitung des Lias am nördlichen Eifelrande südlich Düren.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, S. 231-238, 1 Abb., Krefeld 1962.
- KÖLBEL, H.: Die Paläogeographie des Juras im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten.- Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 12, S. 259-288, 14 Abb., Berlin 1967.
- KRUMBECK, L.: Zur Rätolias-Stratigraphie und Geologie des Forchheimer Waldes (Regnitzbeckens sowie angrenzender Gebiete).- S. Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, 63/64, S. 285-356, 1 Kt., 1 Profilskizze, 1 Profiltaf., 9 Abb., Erlangen 1933.
- KRUMM, H.: Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Liastone.- Geol. Rdsch., 51, S. 478-493, 12 Abb., Stuttgart 1961.
- KRYNINE, P.D.: The tourmaline groupe in sediments.- J. Geol., 54, S. 65-87, Chicago 1946.
- The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.- J. Geol., 56, S. 130-165, 15 Abb., 4 Tab., Chicago 1948.

- KSIAZKIEWICZ, M.: Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch.- Roczn. pol. Tow. geol., 22 (1952), S. 399-449, 9 Abb., 2 Tab., Krakow 1954.
- KUDRASS, H.R.: Strömungsmarken im unteren Muschelkalk des SE-Schwarzwaldes.- Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 57, S. 203-206, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1967.
- KUENEN, Ph.H.: Problematic origin of the Naples rocks around Ithaca, N.Y.- Geol. en Mijnb., N.S. 18, S. 277-283, Den Haag 1956.
- So-called turbidite structures.- J. sedim. Petrol., 38, S. 943-945, 1 Abb., Menasha/Wisc. 1968.
 - Origin of quartz silt.- J. sedim. Petrol., 39, S. 1631-1633, 1 Tab., Menasha/Wisc. 1969.
- KUHN, O.: Die Tier- und Pflanzenreste der Schlotheimia-Stufe bei Bamberg.- Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 13, S. 3-52, 3 Taf.
- Weitere Beiträge zur Fauna des untersten Lias in Schwaben und Franken.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 91, S. 2-18, 3 Taf., Stuttgart 1935.
- KUIJPERS, E.P.: Preliminary note on the Breamrock Formation (Upper Devonian), County Cork, Ireland - an ancient tidal deposit.- Sedim. Geol., 5, S. 83-89, 4 Abb., Amsterdam 1971.
- KUKAL, Z.: Geology of Recent sediments.- 490 S., 142 Abb., 229 Tab., Prag 1971.
- KURR, [J.G.]v.: Bohrende Meeresthiere und Röhrenbildungen in Gesteinen.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 14, S. 43-50, Stuttgart 1858.
- LAEMMLEN, M.: Geologische Untersuchungen in den Löwensteiner Bergen unter besonderer Berücksichtigung der Stubensandsteinfolge.- Dipl.-Arb. TH Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1953
- LANE, D.W.: Sedimentary environment in the cretaceous Dakota Sandstone in northwestern Colorado.- Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, 47, S. 229-256, 9 Abb., 2 Tab., Tulsa/Oklah. 1963.
- LANGE, W.: Über den untersten Lias der Herforder Mulde (Pseliten- und Angulatenschichten).- Jb. Preuß. geol. Landesanstalt, 42 (1921), S. 461-471, Berlin 1922.
- Über die Pselitenstufe und die Ammonitenfauna des untersten Lias Norddeutschlands.- Jb. Preuß. geol. Landesanstalt, 44 (1923), S. 177-207, 2 Abb., Berlin 1924.
 - Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias alpha nebst einer Revision der Nürtinger Pselitenfauna.- Z. Deutsch. geol. Ges., 77, S. 439-528, 4 Taf., 13 Abb., Berlin 1925.
 - Revision der Ammoniten aus dem Lias α 1 (Pseliten-Stufe) von Coburg und Gotha, nebst Bemerkungen über den Lias β von Gotha.- Zbl. Mineral., Geol. Paläont., 1939, B, S. 463-477, Stuttgart 1939.
- LARSEN, G.: Rhaetic, Jurassic and Lower Cretaceous sediments in the Danish Embayment.- Geol. Survey of Denmark, 2. S., 91, Teil I: 127 S., 48 Abb., 3 Tab., Teil II: Beilagen, 17 Taf., Kopenhagen 1966.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. & HORON, O.: Bassin de Paris.- Colloque sur le Lias français.- Mém. Bur. Rech. géol. minéral., 4, S. 3-56, 12 Taf., Paris 1961.
- LEMCKE, K.: Die Erdölaufschlußbohrung Scherstetten 1 südwestlich Augsburg (Der Jura).- Geologica Bavarica, 24, S. 52-64, 1 Abb., München 1955.
- Epirogenetische Tendenzen im Untergrund und in der Füllung des Molassebeckens nördlich der Alpen.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 37, 91, S. 25-34, Basel 1970.
- LEMCKE, K. & WAGNER, R.: Zur Kenntnis des vortertiären Untergrunds im Bodenseegebiet.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 27, 73, S. 9-14, 1 Abb., Basel 1961.
- LIPPMANN, F.: Ton, Geoden und Minerale des Barrême.- Geol. Rdsch., 43, S. 475-503, 4 Abb., 8 Tab., Stuttgart 1955.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites.- J. Geol., 72, S. 68-83, 5 Abb., 4 Taf., Chicago 1964.
- LUCIUS, M.: Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten.- Veröff. Luxemb. geol. Landesaufnahmedienst, 1, 176 S., 34 Fig., 12 Tab., Luxembourg 1937.
- Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen.- Beiträge zur Geologie von Luxemburg, Bd. II, S. 291-371, 4 Taf., 1 Fig., Luxembourg (Publ. Serv. géol. Luxembourg) 1955.

- LUDWIG, G.: Primäre und sekundäre Einflüsse auf den Mineralbestand rezenter Ostseesande und von Gesteinen der Wealdenfazies Norddeutschlands.- Z. Deutsch. geol. Ges., 112, S. 358-367, 1 Taf., 5 Abb., Hannover 1960/61.
- MACKENZIE, D.B.: Depositional environments of Muddy Sandstone, Western Denver Basin, Colorado.- Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, 49, S. 186-206, 13 Abb., 5 Tab., Tulsa/Oklah. 1965.
- MANDELSLOH, F.v.: Geognostische Profile der Schwäbischen Alp.- 37 S., 3 Taf., Stuttgart 1834.
- MARTINSSON, A.: Aspects of a middle Cambrian thanatotope on Öland.- Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 87, S. 181-230, 35 Abb., Stockholm 1965.
- MASTERS, C.D.: Use of sedimentary structures in determination of depositional environment, Mesaverde Formation, Williams Fork Mountains, Colorado.- Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, 51, S. 2033-2043, 22 Abb., Tulsa/Oklah. 1967.
- MAUBEUGE, P.L.: Observations géologiques dans l'est du bassin de Paris. 2 Bd. 1082 S., 59 Taf., Nancy 1953.
- MAYER, G.: Weitere Grabungsbeobachtungen im mittleren Hauptmuschelkalk von Bruchsal.- Der Aufschluß, 12, S. 62-70, 10 Abb., Heidelberg 1961.
- MCKEE, E.D.: Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification.- J. sedim. Petrol., 27, S. 129-134, 8 Abb., Menasha/Wisc. 1957.
- Experiments on ripple lamination.- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., 12, S. 66-83, 7 Fig., 7 Tab., Tulsa/Oklah. 1965.
- McMANUS, D.A. & SMYTH, C.S.: Turbid bottom water on the continental shelf on the northern Bering Sea.- J. sedim. Petrol., 40, S. 869-873, 3 Abb., Menasha/Wisc. 1970.
- MEMMINGER, J.D.G.: Beschreibung oder Geographie und Statistik nebst einer Übersicht der Geschichte von Württemberg.- 541 S., 1 Tab., Stuttgart & Tübingen (Cotta) 1820.
- MILLER, R.L.: Trend surfaces: their application to analysis and description of environments of sedimentation.- 1. The relation of sediment-size parameters to current-wave systems and physiography.- J. Geol., 64, S. 425-446, 17 Abb., 3 Tab., Chicago 1956.
- MILLER, R.L. & ZEIGLER, J.M.: A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone, and foreshore.- J. Geol., 66, S. 417-441, 22 Abb., Chicago 1958.
- MILNER, H.B.: Sedimentary petrography.- Bd. 1: Methods in sedimentary petrography, 643 S., 93 Abb., 45 Tab.; Bd. 2: Principles and applications. 715 S., 71 Taf., 82 Abb., 20 Tab., London (George Allen & Unwin) 1952.
- MOORE, D.G. & CURRAY, J.R.: Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: discussion. - Bull. Geol. Soc. Amer., 75, S. 1267-1274, 2 Abb., New York 1964.
- MOSKOFIDIS, M.: Zur Sedimentologie des Lias alpha 3 (Arietenschichten) in Württemberg.- Diss. Univ. Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1971.
- MÜLLER, A.H.: Stratonomische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens.- Geologica, 4, 74 S., 11 Taf., 10 Abb., Berlin 1950.
- MÜLLER, D.: Ein neues Profil vom Mittelkeuper bis zum Unterdogger bei Harburg nahe dem Nördlinger Ries.- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 9, S. 73-92, 2 Abb., München 1969.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung.- 303 S., 2 Taf., 91 Abb., 29 Tab., 1 Tab. im Anhang, 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- MÜLLER, G., REINECK, H.-E. & STAESCHE, W.: Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an Sedimenten der Deutschen Bucht (südöstliche Nordsee).- Senckenbergiana lethaea, 49, S. 347-365, 10 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1968.
- MÜLLER, H.: Der tektonische Bau der Umgebung von Hechingen.- Jb. Preuß. geol. Landesanstalt, 2, S. 431-511, 13 Abb., Berlin 1914.
- MÜNZING, K.: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg).- Jh. Verl. vaterl. Naturk. Württ., 115, S. 175-215, 1 geol. Kt., 2 Abb., Stuttgart 1960.
- MULLER, A. & RASCHE, P.: Der Luxemburger Sandstein (Hettangien) im Gebiet Syren, Munsbach, Sandweiler, Itzig, Hassel (Luxemburg).- Publ. Serv. geol. Luxembourg, Bull., 4, 28 S., 8 Abb., Luxembourg 1971.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen.- N. Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd., 53, B, S. 31-97, 1 Kt., Stuttgart 1926.

- NEWTON, R.S.: Internal structures of wave-formed ripple marks in the nearshore zone.- *Sedimentology*, 11, S. 275-292, 7 Abb., 2 Taf., Amsterdam 1968.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen im Koblenzquarzit am Mittelrhein.- *Geol. Rdsch.*, 47, S. 252-321, 1 Taf., 39 Abb., Stuttgart 1958.
- NIINO, H. & EMERY, K.O.: Continental shelf sediments of northeastern Asia.- *J. sedim. Petrol.*, 36, S. 152-161, 7 Abb., Menasha/Wisc. 1966.
- NOTA, D.J.G.: Sediments of the western Guiana shelf.- 98 S., 39 Fig., Wageningen (H. Veenman & Zonen) 1958 a.
- Sedimentation auf dem West-Guyana Schelf.- *Geol. Rdsch.*, 47, S. 167-177, 9 Abb., Stuttgart 1958 b.
- OFF, T.: Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents.- *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 47, S. 324-341, 20 Abb., Tulsa/Oklah. 1963.
- OPPEL, A.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands, nach ihren einzelnen Gliedern eingeteilt und verglichen.- *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 12-14, S. 121-556, Stuttgart 1856-58.
- Über das Lager von Seesternen im Lias und Keuper.- *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 20, S. 206-212, Stuttgart 1864.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM patterns as a geological tool.- *J. sedim. Petrol.*, 34, S. 830-847, 11 Abb., Menasha/Wisc. 1964.
- PASSEGA, R., RIZZINI, A. & BORGHETTI, G.: Transport of sediments by waves, Adriatic coastal shelf, Italy.- *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 51, S. 1304-1319, 12 Abb., Tulsa/Oklah. 1967.
- PATZELT, W.J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands.- *Erlanger geol. Abh.*, 52, 30 S., 2 Taf., 16 Abb., 9 Tab., Erlangen 1964.
- PETTIJOHN, F.J.: *Sedimentary Rocks*.- 718 S., 40 Taf., 131 Abb., New York (Harper & Broth.) 1957.
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E.: *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*.- 370 S., 117 Taf., Berlin, Göttingen, Heidelberg & New York (Springer) 1964.
- PFEFFER, E.: Beiträge zur Petrographie der schwäbischen Rhät- und Liassandsteine.- *Diss. TH Stuttgart (Mskr.)*, Stuttgart 1942.
- PHILIPP, W.: Struktur- und Lagerstättengeschichte des Erdölfeldes Eldingen.- *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 112, S. 414-482, 52 Abb., Stuttgart 1960.
- PICARD, M.D. & LEE, R.H., jr.: Shallow marine currents on the Early (?) Triassic Wyoming shelf.- *J. sedim. Petrol.*, 38, S. 411-423, 10 Abb., Menasha/Wisc. 1968.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung.- *Geol. Jb.*, 78, S. 503-566, 41 Abb., Hannover 1961.
- POLDERVAART, A.: Zircon in rocks, I.- *Amer. J. Sci.*, 253, S. 433-461, 12 Abb., 7 Tab., New Haven/Conn. 1955.
- POLL, K.: Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).- *Sitz.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen*, 83/84, S. 32-113, 41 Abb., Taf. I-X, Erlangen 1970.
- POMPECKJ, J.F.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Ostgrenze des Fränkischen Jura.)- *Geogn. Jh.*, 14, S. 139-220, 7 Abb., München 1901.
- Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte.- 64 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1914.
- PORRENGA, D.H.: Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment.- *Marine Geol.*, 5, S. 495-501, 4 Abb., Amsterdam 1967.
- POSTMA, H.: Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment.- In: G.H. LAUFF (Hrsg.): *Estuaries*, S. 158-179, 24 Abb., 3 Tab., Washington (Amer. Assoc. Advanc. Sci.) 1967.
- POTTER, P.E.: Sand bodies and sedimentary environments: a review.- *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 51, S. 337-365, Tulsa/Oklah. 1967.
- POTTER, E.P. & GLASS, H.D.: Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments of southern Illinois: A vertical profile.- *Illinois Petroleum, Illinois State geol. Survey*, 204, 60 S., 8 Taf., 19 Abb., 13 Tab., Urbana/Ill. 1958.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J.: Paleocurrents and basin analysis.- 296 S., 30 Taf., New York (Academic Press) 1963.
- POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sources of basal Pennsylvanian sediments in the eastern Interior Basin. 3. Some methodological implications.- *J. Geol.*, 64, S. 447-455, 1 Abb., 1 Tab., Chicago 1956.

- PRATJE, O.: Lias und Rhät im Breisgau.- Mitt. Bad. geol. Landesanstalt, 9, S. 275-352, Heidelberg 1922.
- Die Juratransgression im Bereich von Schwarzwald und Vogesen.- Frankfurt a. M. (W. Ehrig) 1924.
- PRENTICE, J.E.: Some sedimentary structures from a Weald Clay sandstone of Warham Brickworks, Horsham, Sussex.- Geol. Assoc. London Proc., 73, S. 171-185, 6 Abb., Taf. 6-7, London 1962.
- PUTZER, H.: Der Jura am Keilberg bei Regensburg.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 82, B, S. 90-154, Stuttgart 1934.
- Die Rhät- und Liasablagerungen am Seeberg bei Gotha, am Rhönberggrücken und bei Eisenach.- Jenaische Z. Naturw., S. 327-444, 10 Taf., 14 Abb., Jena 1938.
- QUENSTEDT, F.A.: Das Flözgebirge Württembergs.- 560 S., Tübingen (Laupp) 1843.
- Petrefaktenkunde Deutschlands, 1. Abt., 1. Bd. Cephalopoden.- Tübingen (Fues) 1846-1849.
 - Die Schichten des Schwäbischen Jura [Vortragstitel].- Z. Deutsch. geol. Ges., 5, S. 664, Taf. XVI, Stuttgart 1853.
 - Der Jura.- 842 S., 100 Taf., Tübingen (Laupp) 1858.
 - Geologische Ausflüge in Schwaben.- 377 S., Tübingen (Laupp) 1864.
 - Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Tübingen.- 20 S., Stuttgart 1865.
 - Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Göppingen.- 21 S., 1 Abb., Stuttgart 1867.
 - Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Balingen und Ebingen.- 48 S., Stuttgart 1877.
- RADEMACHER, H.: Die Geologie des Blattes Heubach (7225) westliche Hälfte.- Dipl.-Arb. TH Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1966.
- RAUSCHER, K.: Rhät, Lias und Tektonik um Gunzenhausen und Spalt.- Zulassungsarb. Univ. Erlangen (Mskr.), Erlangen 1935.
- REES, A.I.: Some flume experiments with a fine silt.- Sedimentology, 6, S. 209-240, 21 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1966.
- REINECK, H.-E.: Die Oberflächenspannung als geologischer Faktor in Sedimenten.- Senckenbergiana lethaea, 37, S. 265-287, 4 Taf., 2 Abb., Frankfurt a. M. 1956.
- Longitudinale Schrägschichtung im Watt.- Geol. Rdsch., 47, S. 73-82, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1958 a.
 - Wühlbauegefüge in Abhängigkeit zu Sediment-Umlagerungen.- Senckenbergiana lethaea, 39, S. 1-23 u. 54-56, Taf. 1-5, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1958 b.
 - Über Gefüge von orientierten Grundproben aus der Nordsee.- Senckenbergiana lethaea, 39, S. 25-41, Taf. 6-8, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1958 c.
 - Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten.- Geol. Rdsch., 49, S. 149-161, 3 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1960 a.
 - Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten.- Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, 1959, S. 369-374, 1 Taf., 2 Abb., Berlin 1960 b.
 - Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt.- Senckenbergiana lethaea, 42, S. 51-67, 3 Taf., 5 Abb., Frankfurt a. M. 1961.
 - Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee.- Abh. senckenb. naturf. Ges., 505, S. 1-138, 12 Taf. mit 21 Abb., 52 Fig., 18 Tab., 15 Kt., Frankfurt a. M. 1963.
 - Layered sediments of tidal flats, beaches, and shelf bottoms of the North Sea.- In: H.G. LAUFF (Hrsg.): Estuaries, S. 191-206, 32 Abb., Washington (Amer. Assoc. Advanc. Sci.) 1967.
 - Classification and origin of flaser- and lenticular bedding.- Sedimentology, 11, S. 99-104, 5 Abb., Amsterdam 1968.
 - Die Entstehung von Runzelmarken.- Natur und Museum, 99, S. 386-388, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1969.
 - Das Watt, Ablagerungs- und Lebensraum.- 142 S., 75 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer) 1970.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Primary sedimentary structures in the Recent sediments of the Jade, North Sea.- Marine Geol., 5, S. 227-235, 1 Taf., 3 Abb., Amsterdam 1967.

- Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). III. Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten.- *Senckenbergiana marit.*, 3, S. 185-201, 4 Taf., 3 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1971.
- Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.- *Sedimentology*, 18, S. 123-128, 3 Abb., Amsterdam 1972.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F.: Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln.- *Senckenbergiana lethaea*, 49, S. 321-345, 1 Taf., 18 Abb., Frankfurt a. M. 1968.
- Die Entstehung von Schichten und Schichtbänken im Watt.- *Senckenbergiana marit.*, 1, S. 85-106, 3 Taf., 4 Abb., Frankfurt a. M. 1969.
- REIS, O.M.: Beobachtungen über Schichtfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias.- *Geognost. Jh.*, 22 (1909), S. 1-285, 11 Taf., 9 Abb., 2 Beil., München 1910.
- REMANE, A.: Biologische Kriterien zur Unterscheidung von Süß- und Salzwassersedimenten.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 10, S. 9-34, 1 Abb., Krefeld 1963.
- RICHTER, R.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. III - VI.- *Senckenbergiana*, 4, S. 103-141, Taf. 1, Frankfurt a. M. 1922.
- Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. Die Entstehung von Tongeröllern und Tongallen unter Wasser.- *Senckenbergiana*, 8, S. 305-312, 3 Taf., Frankfurt a. M. 1926.
- Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. II. Schichtung und Grund-Leben.- *Senckenbergiana*, 18, S. 215-244, 3 Abb., Frankfurt a. M. 1936.
- RIEK, R.: Stratigraphie des Lias α 3 (Arietenschichten) auf den Fildern.- *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, 121, S. 169-190, 2 Taf., Stuttgart 1966.
- RIETH, A.: Neue Beobachtungen an U-förmigen Bohrröhren aus rhätischen und oberjurassischen Schichten Schwabens.- *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.*, 1931, B, S. 423-428, 5 Abb., Stuttgart 1931.
- RÖSLER, G.F.: Beiträge zur Naturgeschichte des Herzogtums Württemberg.- Tübingen (Cotta) 1791.
- ROGERS, J.W., KRUEGER, W. C. & KRUG, M.: Sizes of naturally abraded materials.- *J. sediment. Petrol.*, 33, S. 628-632, 1 Abb., Menasha/Wisc. 1962.
- ROGOWSKI, E.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in den Dogger-beta-Sandsteinen (Oberes Aalenium) der östlichen Schwäbischen Alb.- *Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Stuttgart*, N.F. 65, 117 S., 14 Taf., 14 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1970.
- ROLOFF, A.: Die Geologie der Osthälfte von Blatt Ebensfeld (Nr. 5931).- *Dipl.-Arb. Univ. Erlangen (Mskr.)*, Erlangen 1966.
- ROSENFELD, U.: Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandsteinfolgen I: Einige Arbeitsmethoden.- *N. Jb. Geol. Paläont.*, 6, S. 352-373, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1966.
- ROSENKRANZ, D.: Geologische Kartierung der östlichen Frickenhofer Höhe zwischen Horn, Abtsgmünd und Untergröningen auf Blatt Mögglingen (7025).- *Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (Mskr.)*, Tübingen 1967.
- Zur Sedimentologie und Ökologie von Echinodermen-Lagerstätten.- *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 138, S. 221-258, 10 Abb., Stuttgart 1971.
- RÜCKLIN, H.: Strömungsmarken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes.- *Senckenbergiana*, 20, S. 94-114, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1938.
- Die Grenzsichten Buntsandstein/Muschelkalk im Saarland - ein fossiles Watt.- *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N.F. 35, S. 26-42, 1 Taf., 5 Abb., Stuttgart 1953.
- RÜGER, L.: Die Rhät-Lias α -Ablagerungen der Langenbrückener Senke.- *Diss. Univ. Heidelberg*, 111 S., 2 Taf., 2 Abb., Heidelberg 1922.
- Versuch einer Paleogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura Wende.- *Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg*, N.F. 15, S. 95-184, 3 Taf., Heidelberg 1924.
- RUSSEL, R.J.: Where most sands of very coarse sand and fine gravel are deposited.- *Sedimentology*, 11, S. 31-38, 1 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1968.
- SABINS, F.F. jr.: Anatomy of a stratigraphic trap, Bisti Field, New Mexico.- *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, 47, S. 193-228, 4 Taf., 15 Abb., 7 Tab., Tulsa/Oklah. 1963.
- SALGER, M.: Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keuper und Jura.- *Geologica Bavarica*, 39, S. 69-95, 5 Abb., München 1959.

- SANDERS, J.E.: Primary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms.- Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- Soc. econ. Paleontologists Mineralogists, spec. Publ., 12, S. 192-219, 3 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- SCHÄFER, W.: Wirkungen der Benthosorganismen auf den jungen Schichtverband.- Senckenbergiana lethaea, 37, S. 183-263, 2 Taf., 35 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M. 1956 a.
- Gesteinsbildung in Flachseebecken am Beispiel der Jade.- Geol. Rdsch., 45, S. 71-84, 5 Abb., Stuttgart 1956 b.
 - Aktuo-Paläontologie.- 666 S., Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer) 1962.
- SCHÄFLE, L.: Über Lias- und Doggeraustern.- Geol.-Paläont. Abh., N.F. 17, S. 65-88, 6 Taf., 12 Abb., Jena 1929.
- SCHALCH, F.: Über einen neuen Aufschluß an der Keuper-Liasgrenze bei Ewattingen.- Mitt. Bad. geol. Landesanstalt, 4, S. 49-61, 1 Abb., Heidelberg 1903.
- SCHALCH, F. & PEYER, B.: Über ein neues Rhätvorkommen im Keuper des Donau-Rheinzuges.- Mitt. Bad. geol. Landesanstalt, 8, S. 263-315, Taf. XXIX-XXXV, 3 Abb., Heidelberg 1920.
- SCHIEBER, W.: Der untere und mittlere Lias im württembergisch-bayerischen Grenzgebiet (Aalen - Wassertrüdingen).- Diss. Univ. Tübingen, 36 S., 3 Taf., Tübingen 1936.
- SCHLOZ, W.: Zur Kenntnis der Fazies im unteren und mittleren Lias alpha in Baden-Württemberg.- Geol. Dipl.-Arb. Univ. Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1967.
- Über Beobachtungen zur Ichnofazies und über umgelagerte Rhizocorallien im Lias α Schwabens.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968, S. 691-698, 2 Abb., Stuttgart 1968.
 - Zur Bildungsgeschichte der Oolithenbank (Hettangium) in Baden-Württemberg.- Diss. Univ. Stuttgart (Mskr.), Stuttgart 1971.
 - Zur Bildungsgeschichte der Oolithenbank (Hettangium) in Baden-Württemberg.- Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 67, S. 101-212, 18 Taf., 40 Abb., 11 Tab., Stuttgart 1972.
- SCHMIDT, H.: Bionomische Probleme des deutschen Lias-Meeres.- Geol. d. Meere u. Binnengewässer, 3, S. 238-256, 3 Abb., Berlin 1939.
- SCHMIDT, M.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Geislingen a. Riedbach.- 80 S., 4 Abb., Stuttgart 1922.
- Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Tübingen.- 206 S., 4 Abb., Stuttgart 1930.
 - Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Metzingen.- 172 S., 7 Abb., Stuttgart 1937.
- SCHMIDT-KALER, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 6930 Heidenheim.- 120 S., 24 Abb., 7 Tab., 1 Beil., München 1970.
- SCHMIDT-KALER, H. & ZEISS, A.: Die Juragliederung in Süddeutschland.- Geologica Bavarica, 67, S. 155-161, München 1973.
- SCHMIERER, Th.: Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse der geologischen Aufnahme im Jahre 1913. 12. Hohenzollern.- Jb. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, 24, II, S. 715-722, Berlin 1913.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Haigerloch (Binsdorf).- 64 S., 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1925 a.
 - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Hechingen (Bodelshausen).- 68 S., 10 Abb., Berlin 1925 b.
- SCHMITT, Ph.: Zur Petrogenese des fränkischen Wellenkalks.- Chemie der Erde, 9, S. 321-364, 2 Taf., 33 Abb., Jena 1935.
- SCHNEIDER, J.: Der Jura in Erdölbohrungen des westlichen Molassetroges.- Hermann-Alt-dinger-Festschrift, S. 163-172, 1 Abb., 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- SCHNEIDERHÖHN, P.: Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh., 85, B, S. 141-202, Stuttgart 1953.
- SCHNITZER, W.A.: Der Schwermineralgehalt der Randfazies des fränkischen Mittleren Keupers in Tiefbohrprofilen.- Erlanger geol. Abh., 11, S. 49-66, 4 Abb., Erlangen 1954.
- Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse.- Erlanger geol. Abh., 24, 130 S., 3 Taf., 38 Abb., 13 Tab., Erlangen 1957.

- SCHREIBER, S.: Faziesverhältnisse des Buntsandsteins und Keupers bei Kronach.- Erlanger geol. Abh., 22, 72 S., 2 Taf., 10 Abb., Erlangen 1956.
- SCHRÖDER, B.: Schwermineralführung und Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern.- Erlanger geol. Abh., 42, 29 S., 9 Abb., Erlangen 1962.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg.- Abh. naturw. Ver. Schwaben, 147 S., 5 Taf., 3 Abb., 1 geol. Kt., Augsburg 1950.
- SCHRÖDER, L.: Zur Sedimentologie des Mittleren Buntsandsteins.- Geol. Jb., 82, S. 655-704, 5 Taf., 13 Abb., Hannover 1966.
- SCHWARZ, H.-U.: Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten.- Diss. Univ. Tübingen, 298 S., 14 Taf., 63 Abb., Bildtafel-Anhang (138 phot. Bilder), Tübingen 1970.
- Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates.- Contr. Sedimentology, 3, S. 1-100, 11 Taf., 35 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.
- SCHWARZACHER, W.: Crossbedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia.- Geol. Mag., 90, S. 322-330, 5 Abb., 1 Tab., London 1953.
- SCHWEIZER, V.B.: Ökologische, geochemische und sedimentologische Untersuchungen im Lias (Carixium) Schwabens.- Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Stuttgart, N.F. 55, 139 S., 21 Taf., 23 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1968.
- Sedimentation Seminar: Cross-bedding in the Salem Limestone.- Sedimentology, 6, S. 95-114, 12 Abb., Amsterdam 1966.
- SEIBOLD, E.: Kalk-Konkretionen und karbonatisch gebundenes Magnesium.- Geochim. Cosmochim. Acta, 26, S. 899-909, 8 Abb., 1 Tab., Oxford, London, New York & Paris 1962.
- Der Große Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee.- Baltica, 2, S. 139-166, 17 Abb., 1 Tab., Vilnius [Wilna] 1965.
- SEIBOLD, E., DILL, R.F. & WALGER, E.: Tauchbeobachtungen und petrographische Untersuchungen zur Sedimentumlagerung in der Kieler Außenförde.- Meyniana, 11, S. 82-96, Taf. 1, 4 Abb., Kiel 1961.
- SEILACHER, A.: Studien zur Palichnologie I. Über die Methoden der Palichnologie.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 96, S. 421-452, 1 Taf., 10 Abb., Stuttgart 1953 a.
- Studien zur Palichnologie II. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 98 (1954), S. 87-124, 7 Taf., 5 Abb., 4 Beil., Stuttgart 1953 b.
 - Der Brandungssand als Lebensraum in Vergangenheit und Vorzeit.- Natur und Volk, 83, S. 263-272, 9 Abb., Frankfurt a. M. 1953 c.
 - Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z. Deutsch. geol. Ges., 105, S. 214-227, 2 Taf., 3 Abb., Hannover 1954.
 - Spuren und Fazies im Unterkambrium.- In: O.H. SCHINDEWOLF & A. SEILACHER: Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan).- Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-nat. Kl., Abh., 10, S. 373-399, 6 Taf., 6 Abb., Wiesbaden 1955.
 - Ichnocumulus n. g., eine weitere Ruhespur des schwäbischen Jura.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1956, S. 153-159, 5 Abb., Stuttgart 1956.
 - Biogenic sedimentary structures.- In: J. IMBRIE & N.D. NEWELL (Hrsg.): Approaches to palaeoecology, S. 296-316, 8 Abb., 1 Tab., New York (J. Wiley & Sons) 1964.
 - Bathymetry of trace fossils.- Marine Geol., 5, S. 413-428, 2 Taf., 4 Abb., Amsterdam 1967.
- SEILER, K.P.: Geologische Kartierung zwischen Lein und Rems auf Blatt Mögglingen (7125).- Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (Mskr.), Tübingen 1965.
- SEILER, K.P. & VILLINGER, E.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Keuper und Lias des Lein-Remsgebietes (Württemberg).- Oberrhein. geol. Abh., 15, S. 61-97, 15 Abb., Karlsruhe 1966.
- SELLWOOD, B.W.: The relation of trace fossils to small scale sedimentary cycles in the British Lias.- In: T.P. CRIMES & J.C. HARPER (Hrsg.): Trace fossils, S. 489-503, 1 Taf., 6 Abb., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- A Thalassinoides burrow containing the crustacean Glyphaea udressieri (MEYER) from the Bathonian of Oxfordshire.- Palaeontology, 14, S. 589-591, 1 Taf., London 1971.
 - Tidal-flat sedimentation in the Lower Jurassic of Bornholm, Denmark.- Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 11, S. 93-106, 12 Abb., Amsterdam 1972.

- Regional environmental changes across a lower Jurassic stage-boundary in Britain.- *Palaeontology*, 15, S. 125-157, 2 Taf., 14 Abb., London 1972.
- SHELTON, W.J.: Trend and genesis of the lowermost sandstone unit of Eagle Sandstone at Billings, Montana.- *Bull. Assoc. Amer. Petroleum Geologists*, 49, S. 1385-1397, 12 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- SHEPARD, F.P.: Gulf coast barriers.- In: F.P. SHEPARD & F.B. PHLEGER & T.H. van ANDEL (Hrsg.): Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, S. 197-220, 16 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. (Amer. Assoc. Petroleum Geologists Publ.) 1960.
- SHROCK, R.R.: Sequence in layered rocks.- 507 S., 397 Abb., New York (McGraw-Hill) 1948.
- SIEVER, R.: Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones.- In: H.A. IRELAND (Hrsg.): Silica in sediments.- *Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ.*, 7, S. 55-79, 6 Abb., 1 Tab., Tulsa/Oklah. 1959.
- SIEWERT, W.: Schalenbau und Stammesgeschichte von Austern.- *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, Ser. B, 1, 57 S., 6 Taf., 12 Abb., 7 Tab., Stuttgart 1972.
- SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V.: Resistance to flow in alluvial channels.- *Trans. Amer. Soc. civ. Engineers*, 127, S. 927-1006, New York 1962.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F., jr.: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels.- In: G.V. MIDDLETON (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- *Soc. econ. Paleontologists Mineralogists, spec. Publ.*, 12, S. 34-52, 21 Abb., 2 Tab., Tulsa/Oklah. 1965.
- SINGH, I.B.: Sedimentologie der Keuper-Lias-Grenzsichten von Württemberg (Deutschland). - *Arb. Geol.-Paläont. Inst. TH Stuttgart*, N.F. 52, 95 S., 45 Abb., 8 Tab., Stuttgart 1966.
- SORGENFREI, Th.: Geological perspectives in the North Sea area.- *Medd. Dansk Geol. Foren.*, 19, S. 160-196, 11 Abb., Kopenhagen 1969.
- STAHL, [C.F.]: Übersicht über die Versteinerungen Württembergs nach dem gegenwärtigen Standpunkte der Petrefaktenkunde.- 91 S., 9 Taf., 1 Tab., Stuttgart & Tübingen (Cotta) 1824.
- STAHL, G.: Zur Sedimentologie des tieferen Sandsteinkeupers in Nordbayern.- *Erlanger geol. Abh.*, 84, 32 S., 5 Taf., 18 Abb., 4 Tab., Erlangen 1971.
- STRAATEN, J.L.M.U. van: Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands.- *Leidse Geol. Meded.*, 19, S. 1-110, 26 Abb., 11 Taf., Leiden 1954 a.
- Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz (Devonian).- *Geol. en Mijnb.*, 16, S. 25-47, 2 Taf., 15 Abb., 4 Tab., Amsterdam 1954 b.
- STRAUSS, K.: Zur Petrogenese des süddeutschen Wellenkalks.- *Jb. Preuß. Landesanstalt Berlin*, 58, S. 485-546, 37 Abb., Berlin 1938.
- SUTTON, R.G., BOWEN, Z.P. & MCALESTER, A.L.: Marine shelf environments of the Upper Devonian Sonyea Group of New York.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, S. 2975-2992, 2 Tab., Boulder/Col. 1970.
- SWIFT, D.J.P.: Quaternary shelves and the return to grade.- *Marine Geol.*, 8, S. 5-30, 17 Abb., Amsterdam 1970.
- SWIFT, D.J.P., HERON, S.D., jr. & DILL, C.E., jr.: The Caroline Cretaceous: petrographic reconnaissance of a graded shelf.- *J. sedim. Petrol.*, 39, S. 18-33, 13 Abb., Menasha/Wisc. 1969.
- SWIFT, D.J.P., HOLLIDAY, B., AVIGNONE, N. & SHIDELER, G.: Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia.- *Marine Geol.*, 12, S. 59-84, 13 Abb., Amsterdam 1971.
- TANNER, W.F.: Shallow water ripple mark varieties.- *J. sedim. Petrol.*, 30, S. 481-485, 4 Abb., Menasha/Wisc. 1960.
- Ripple mark indices and their uses.- *Sedimentology*, 9, S. 89-104, 4 Abb., Amsterdam 1967.
- TERWINDT, J.H.J., BREUSERS, H.N.C. & SVASEK, J.N.: Experimental investigation on the erosion-sensitivity of a sand-clay lamination.- *Sedimentology*, 11, S. 105-114, 5 Fig., 3 Tab., Amsterdam 1968.
- THIENHAUS, R.: Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 6, S. 199-218, 7 Abb., 2 Tab., Krefeld 1962.
- THOMPSON, W.O.: Original structure of beaches, bars and dunes.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 48, S. 723-752, 6 Fig., 8 Taf., New York 1937.

- TOMITA, T.: Geologic significance of the color of granite zircon, and the discovery of the Precambrian in Japan.- Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem., 4, S. 135-161, Fukuoka 1954.
- TRAUTWEIN, S.: Das neue Bild der Brenz.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 40, S. 129-144, 2 Abb., Stuttgart 1958.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1: Bestimmungstabellen.- 147 S., 17 Tab., 90 Diagramme, 258 Fig., 16 Stereogramme, 10 Nomogramme, Stuttgart (Schweizerbart) 1959.
- TRÜMPY, R.: Lias der Glarner Alpen.- Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., 79, 192 S., 4 Taf., 22 Abb., Zürich 1949.
- Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias u. Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.- Eclogae geol. Helv., 52, S. 435-448, 2 Abb., Basel 1959.
 - Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse.- Eclogae geol. Helv., 62, S. 105-142, 2 Taf., 4 Abb., Basel 1969.
- TWENHOFEL, W.H.: Principles of Sedimentation.- 2. Aufl., 673 S., 81 Abb., New York (McGraw-Hill) 1950.
- URLICHS, M.: Zur Fossilführung und Genese des Feuerlettings, der Rät-Lias-Grenzsichten und des unteren Lias bei Nürnberg.- Erlanger geol. Abh., 64, 42 S., 4 Taf., 12 Abb., Erlangen 1966.
- Alter und Genese des Belemniten-schlachtfeldes im Toarcien von Franken.- Geol. Bl. NO-Bayern, 21, S. 65-83, 1 Taf., 5 Abb., Erlangen 1971.
- USBECK, I.: Zur Kenntnis von Mikrofauna und Stratigraphie im unteren Lias α Schwabens.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 95, S. 371-476, 6 Taf., 10 Abb., 1 Kt., 34 Tab., 5 Beil., Stuttgart 1952.
- VALETON, I.: Lateritische Verwitterungsböden zur Zeit der jungkimmerischen Gebirgsbildung im nördlichen Harzvorland.- Geol. Jb., 73, S. 149-164, 8 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1957.
- VILLINGER, E.: Geologische Kartierung des südöstlichen Welzheimer Waldes zwischen Rems und Lein.- Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (Mskr.), Tübingen 1965.
- VIOHL, G.: Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken.- Erlanger geol. Abh., 76, 81 S., 35 Abb., 11 Tab., Erlangen 1969.
- VISHER, G.S.: Use of vertical profile in environmental reconstruction.- Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, 49, S. 41-61, 16 Abb., Tulsa/Oklah. 1965.
- VOLBRECHT, K.: Aufbau, Veränderlichkeit und Auflösung von Sandriffen.- Geologie, 6, S. 753-796, 23 Abb., Berlin 1957.
- VOLLMAYR, Th.: Zur Geologie des Feldes Pfullendorf-Ostrach.- Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 37, 92, S. 1-20, 16 Abb., Basel 1971.
- VOLLRATH, P.: Die Transgression des Jurameeres zwischen Schwäbischer Alb und Schweizer Jura.- Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 1924, S. 18-26, 53-59, 71-82, 3 Fig., Stuttgart 1924 a.
- Lias α im oberen Donau-Neckar-Gebiet.- Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 1924, S. 665-672 u. 686-699, 1 Abb., Stuttgart 1924 b.
 - Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Waiblingen.- 55 S., 6 Abb., Stuttgart 1925.
- VOSSMERBÄUMER, H.: Versuch einer Rekonstruktion von Bildungsbedingungen des unteren Lias in Schweden.- Diss. Univ. Kiel, (Mskr.), Kiel 1966.
- Untersuchungen zur Bildungsgeschichte des Unteren Lias in Schonen (Schweden).- Geologica et Palaeontologica, 4, S. 167-193, 9 Abb., 2 Taf., Marburg 1970.
- WAGNER, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands.- 3. Aufl. 694 S., 23 + 208 Taf., 591 Abb., 1 Kt., Öhringen (Rau) 1960.
- WAIDELICH, [K.]: Einiges über die Keuper-Liasgrenze in der Balinger Gegend.- Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 57, S. 347-350, Stuttgart 1901.
- WALENTA, K.: Schwermminerale aus dem Rhätsandstein von Pfrondorf bei Tübingen.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 51, S. 119-124, 1 Tab., Stuttgart 1969.
- WALGER, E.: Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung.- Geol. Rdsch., 51, S. 494-507, 8 Abb., Stuttgart 1962.
- Untersuchungen zum Vorgang der Transportsonderung von Mineralen am Beispiel von Strandsanden der westlichen Ostsee.- Meyniana, 16, S. 55-106, 23 Abb., 7 Tab., Kiel 1966.

- WALKER, R.G.: Types of ripple drift cross-lamination.- *Sedimentology*, 2, S. 173-188, 7 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1963.
- WALLISER, O.H.: Chronologie des Lias α 3 zwischen Fildern und Klettgau (Arietenschichten, S-Deutschland).- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 103, S. 181-222, Taf. 10-11, Beil. A-E, 5 Abb., Stuttgart 1956 a.
- Stratigraphie des Lias α 3 zwischen Fildern und Klettgau (Arietenschichten, SW-Deutschland).- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 103, S. 281-311, 3 Taf., 4 Abb., 2 Tab., 2 Beil., Stuttgart 1956 b.
 - Genese der Eisenoolithe des südwestdeutschen Juras aufgrund der in ihnen enthaltenen Kalkgerölle.- *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, 38, S. 59-69, 1 Taf., 1 Abb., Stuttgart 1956 c.
- WALTHER, J.: Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse.- 1055 S., 8 Abb., Jena (G. Fischer) 1893/94.
- WARME, J.E.: Traces and significance of marine rock borers.- In: T.P. CRIMES & J.C. HARPER (Hrsg.): Trace fossils, S. 515-525, 4 Taf., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding.- *Abh. d. Natur- und Tiergartenver. f. Schwaben*, 3, 248 S., 15 Abb., 1 geol. Kt., Augsburg 1941.
- WEBER, H.S.: Zur Westgrenze der ostschwäbisch-fränkischen Fazies des Braunjura (Dogger) beta in der Schwäbischen Alb.- *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N.F. 49, S. 47-54, 2 Abb., Stuttgart 1967.
- WEIDENBACH, F.: Eine 170 m tiefe Wünschelruten-Fehlbohrung auf Wasser in Bopfingen und weitere Bohrungen in der Umgebung.- *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N.F. 39, S. 17-23, Stuttgart 1957.
- WEIHMANN, I.: Stratigraphie und Mikrofauna des Lias alpha 3 (Arietenschichten) im Gebiet zwischen dem Ostrand des Fildergebiets und Schwäbisch Gmünd.- *Diss. TH Stuttgart (Mskr.)*, Stuttgart 1952.
- WEIMER, R.J.: Spatial Dimensions of Upper Cretaceous Sandstones, Rocky Mountains Area.- In: I.A. PETERSON & J.C. OSMOND (Hrsg.): Geometry of sandstone bodies, S. 82-97, 13 Abb., Tulsa/Oklah. (Amer. Assoc. Petroleum Geologists Publ.) 1961.
- WEISS, W.: Beobachtungen an Zopfplatten.- *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 92, S. 333-349, 4 Taf., 2 Abb., Berlin 1940.
- WELZEL, E.: Geologie der nördlichen Haßberge auf Blatt Oberlauringen.- *Dipl.-Arb. Univ. Erlangen (Mskr.)*, Erlangen 1964.
- WERNER, F.: Zur Kenntnis der Eisenoolithfazies des Braunjura β von Ostwürttemberg.- *Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F.* 23, 169 S., 5 Taf., 54 Abb., Stuttgart 1959.
- Über den inneren Aufbau von Strandwällen an einem Küstenabschnitt der Eckernförder Bucht.- *Meyniana*, 13, S. 108-121, 3 Taf., 9 Abb., Kiel 1963.
 - Sedimentkerne aus Rinnen der Kieler Bucht.- *Meyniana*, 14, S. 52-65, 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab., Kiel 1964.
 - Gefügeanalyse feingeschichteter Schlicksedimente der Eckernförder Bucht (westliche Ostsee).- *Meyniana*, 18, S. 79-105, 2 Taf., 10 Abb., Kiel 1968.
- WERVEKE, L.v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg (1:80000).- 89 + 17 S., 2 Taf., Straßburg 1887.
- WETZEL, R.: Grenzprobleme zwischen Geologie und Paläontologie.- *Verh. phys.-med. Ges. Würzburg*, S. 178-187, Würzburg 1929.
- "Leitfossil gegen Leithorizont" und die mittelwürttembergische Psilonotenbank.- *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd.*, 67, B, S. 455-468, 2 Abb., Stuttgart 1932.
- WHITAKER, J.H.McD.: Primary sedimentary structures from the Silurian and Lower Devonian of the Oslo region, Norway.- *Nature*, 207, 4998, S. 709-711, 3 Abb., London 1965.
- WIEDEMANN, U.: Die Geologie der Blätter Göppingen (7223) und Lorch (7224) in Württemberg mit Nachträgen zu Blatt Weilheim (7323) 1 : 25 000.- *Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F.* 53, 227 S., 9 Taf., 5 Abb., Stuttgart 1966.
- WIESENER, H.: Über die Veränderung des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese.- *Erdöl und Kohle*, 6, S. 369-372, 1 Abb., Hamburg 1953.
- WILD, H.: Zur Geschichte der Braunjura- β -Flöze und ihrer Begleitgesteine in Nordostwürttemberg.- *Geol. Jb.*, 65, S. 271-298, 12 Abb., 1 Tab., Hannover 1950.

- WILLIAMS, H.S.: Channel-fillings in Upper Devonian shales.- Amer. J. Sci., 21, S. 318-320, New Haven/Conn. 1881.
- WINCIERZ, J.: Küstensedimente und Ichnofauna aus dem oberen Hettangium von Mackendorf (Niedersachsen).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 144, S. 104-141, 16 Abb., Stuttgart 1973.
- WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Buttenhausen 1, Schwäbische Alb.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 40, S. 107-128, 3 Abb., Stuttgart 1958.
- Die Schichtenfolge der Erdölbohrung Upflamör 1, Schwäbische Alb.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 42, S. 129-160, 4 Abb., Stuttgart 1960.
 - Das Mesozoikum im Untergrunde der Schwäbischen Alb zwischen Münsingen und Meßkirch.- Z. Deutsch. geol. Ges., 117, S. 855-894, 10 Abb., 8 Tab., Hannover 1968.
 - Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses. Kurzprofil der Aufschlußbohrung Daiting 1.- Geologica Bavarica, 61, S. 41-42, München 1969.
 - Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1, Fränkische Alb.- Geologica Bavarica, 63, S. 39-85, 1 Abb., 4 Beil., München 1970.
- WOLF, S.C.: Coastal currents and mass transport of surface sediments over the shelf regions of Monterey Bay, California.- Marine Geol., 88, S. 321-336, 6 Abb., Amsterdam 1970.
- WOLFF, R.G.: The dearth of certain size of materials in sediments.- J. sedim. Petrol., 34, S. 320-327, 2 Abb., 1 Tab., Menasha/Wisc. 1964.
- WUNDERLICH, F.: Feinblättrige Wechselschichtung und Gezeitenschichtung.- Senckenbergiana lethaea, 48, S. 337-343, 2 Taf., Frankfurt a. M. 1967.
- Die Entstehung von "convolute bedding" an Plattenrändern.- Senckenbergiana lethaea, 48, S. 345-349, 1 Taf., Frankfurt a. M. 1967.
 - Studien zur Sedimentbewegung. 1. Transportformen und Schichtbildung im Gebiet der Jade.- Senckenbergiana marit., 1, S. 107-146, 6 Taf., 7 Abb., Frankfurt a. M. 1969.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern.- Geol. Rdsch., 47, S. 322-359, 27 Abb., Stuttgart 1958.
- Geologie des Schilfsandsteins.- Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 S., 4 Taf., 57 Abb., Hamburg 1964.
 - Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland.- Eclogae geol. Helv., 61, S. 157-166, 7 Abb., Basel 1968.
- ZENKOVICH, V.P.: Processes of coastal development.- 738 S., 328 Abb., 15 Tab., Edinburgh & London (Oliver & Boyd) 1967.
- ZIETEN, C.H.v.: Die Versteinerungen Württembergs.- 102 S., 72 Taf., Stuttgart (Expedition des Werkes unserer Zeit) 1830.
- ZIMMERLE, W. & TIETZE, K.W.: Erscheinungsformen von Leukoxen aus Sandsteinen unter dem Raster-Elektronenmikroskop.- Der Aufschluß, 22, S. 61-68, 7 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1971.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Meßtischblattes Heidenheim 407.- Diss. Univ. Bern, 87 S., 5 Taf., 1 geol. Kt., Konstanz 1946.

Nachträge:

- AEPLER, R.: Der Rhätsandstein von Tübingen - ein kondensiertes Delta.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 147, S. 113-162, 12 Abb., Stuttgart 1974.
- BERZ, K.C.: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 7322 Kirchheim.- 104 S., 4 Taf., Stuttgart 1965.
- ENGELHARDT, W.v.: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.- 378 S., 133 Abb., 55 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- EISENHUT, E.: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 7023 Murrhardt.- 99 S., 6 Taf., 4 Abb., Stuttgart 1971 a.
- Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 7123 Schorndorf.- 134 S., 2 Taf., 5 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1972.
 - Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 7223 Göppingen.- 213 S., 5 Taf., 13 Abb., 4 Beil., Stuttgart 1975.
- ETZOLD, A., HAHN, W. (†) & KOERNER, U.: Keuper, Jura und Tertiär in Bohrungen der Planungsgemeinschaft BN-Stollen zwischen Bodensee und Neckar.- Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 17, S. 89-255, 1 Taf., 13 Abb., Freiburg i. Br. 1975.

- GWINNER, M.P.: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt 7522 Urach.- 102 S., 4 Taf., 8 Abb., 3 Tab., 1 Beil., Stuttgart 1974.
- HÄNTZSCHEL, W.: Trace fossils and problematica.- In: R.C. MOORE (Hrsg.): Treatise on invertebrate paleontology, Part W, Miscellanea, S. W177-W245, Abb. 109-149, New York (Univ. Kansas Press) 1962.
- REINECK, H.-E., DÖRJES, J. GADOW, S. & HERTWECK, G.: Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der inneren Deutschen Bucht.- Senckenbergiana lethaea, 49, S. 261-309, 2 Taf., 16 Abb., 2 Tab., Frankfurt a.M. 1968.
- REINECK, H.-E., GUTMANN, W.F. & HERTWECK, G.: Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schlickablagerungen.- Senckenbergiana lethaea, 48, S. 219-275, 7 Taf., 12 Abb., 2 Tab., Frankfurt a.M. 1967.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics.- 439 S., 579 Abb., Berlin, Heidelberg & New York (Springer) 1973.
- TRUSHEIM, F.: Zur Bildungsgeschwindigkeit geschichteter Sedimente im Wattenmeer, besonders solcher mit schräger Parallelschichtung.- Senckenbergiana, 11, S. 47-55, 7 Abb., Frankfurt a.M. 1929.
- MAUBEUGE, P.L.: Le problème du Grès du Luxembourg.- Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Sect. sci. natur., phys., math., Archives, N.S. 31, (1964 & 1965), S. 217-239, 2 Abb., Luxembourg 1966.

9. PROFILVERZEICHNIS

Erläuterungen und Anmerkungen

Spalte "Profil-Nr."

- 1 Profile mit Nummern ohne Zusatz sind vom Verf. 1966-1968 aufgenommen.
- 1 a Profile mit Zusatzbuchstaben sowie solche mit vorgestellter 1 (1165-1174) sind nach 1968 aufgenommen und in das Verzeichnis eingeschoben.
- 3* Profile mit hochgestelltem Punkt sind nicht vom Verf. aufgenommen, sondern der Literatur oder sonstigen Unterlagen entnommen (s. Spalte "Literatur").

Spalte "Profilserie"

- I Nummer der Profilserie (S. 257-269), in der das Profil aufgezeichnet ist.
- V a,b Fortlaufende (W-E angeordnete) Profilserie, aus Raumgründen geteilt.
- 8 Das Profil findet sich auf Abb. 8 (S. 51), einer Übersicht über das höhere α 3.
- I] Benachbarte, sich ergänzende Profile sind in den Profilserien aus Raumgründen z.T. als ein Profil dargestellt.
- Aus Raumgründen konnten nicht alle berücksichtigten Profile abgebildet werden. Weggelassen wurden mit einem benachbarten Profil übereinstimmende sowie unsichere und zu wenig detaillierte Profile (meist aus der Literatur).

Spalte "Lokalität"

Die ungefähre Lage der Profile läßt sich Abb. 2-4 (S. 16-18) entnehmen.

Spalte "Meßtischblatt Nr."

Die Nummern beziehen sich auf die Topographische Karte 1:25 000 (Landesvermessungsämter Baden-Württemberg und Bayern).

Spalte "Rechtswert Hochwert"

Bei Profilen aus der Literatur konnte die Lage nicht in allen Fällen genau ermittelt werden. Auf Blatt Weiltingen (6928), auf dem zwei Gitter sich überschneiden, wurden die Koordinaten nach dem Gitter des Meridians 9^o angegeben.

Spalte "Aufschluß"

Bach Besonders gute Aufschlüsse von voraussichtlich längerem Bestand sind unterstrichen. Bei den nicht unterstrichenen natürlichen Aufschlüssen waren mehr oder minder große Profilabschnitte verdeckt; sie wurden aufgegraben.

(+) Aufschluß nach der Aufnahme verfüllt. (Bei Bauaufschlüssen weggelassen.)

Spalte "Literatur"

Zitiert sind frühere Aufnahmen desselben oder eines dicht benachbarten Profils.

FRANK Bei Profilen, die vom Verf. nicht aufgenommen wurden (heute meist nicht mehr zugänglich), ist der Name des zitierten Autors unterstrichen (s. "Profil-Nr.").

vgl. Frank Das zitierte Profil stammt nicht von der vom Verf. aufgenommenen Lokalität und auch nicht aus deren unmittelbarer Nachbarschaft, sondern aus der Umgebung.

Profil Nr.	Profilserie	Lokalität	Meßtischblatt Nr.	Rechtswert	Hochwert	Aufschluß	Literatur
Albvorland zwischen oberem Neckar und Fils							
1	I]	Frittlingen	7818	77 860	31 960	Baugrube	
1 a	I	Frittlingen	7818	77 600	31 955	Baugrube	
2	-	Weilendingen	7818	78 080	34 360	Kanalisationsgr.	
3*	-	NW Wilflingen	7818			1. Bodenseew.l.	<u>HOLLMANN</u> 1961 a, Profil VI
4*	-	Stungen	7818			1. Bodenseew.l.	<u>HOLLMANN</u> 1961 a, Profil VII
5	I	Tromeshorn	7718	79 020	41 930	Steilhang	
5 a	-	SW Zimmern u.B.	7718	78 450	42 000	Straßenanschnitt	
6	I]	N Tübingen	7718	80 060	45 660	Steilhang	<u>WAIDELICH</u> 1901: 348
6 a	I]	N Tübingen	7718	80 190	45 630	Straßenanschnitt	
6 b	-	SE Leidringen	7718	78 730	46 810	Straßenanschnitt	
7	I	W Steinfurthof	7718	81 820	49 460	Steilhang	
7 a	-	Rosenfeld, Walkm.	7718	80 620	50 125	Baugrube	
8*	I	NW Binsdorf	7618	85 760	52 680	Straßenanschnitt	<u>Schmierer</u> 1925 a: 35
9	I	Erlaheim N	7618	84 065	52 330	Straßenbau	
9 a	I	E Erlaheim	7618	85 760	51 150	Aufgel. Steinbr.	
10	I	W Ostdorf	7718	87 550	51 300	Straßenanschnitt	
11*	-	Endingen, Kutzm.	7718	87 620	46 460	Ehem. Steinbruch	<u>SCHMIDT</u> 1922: 21
12	I]	Balingen	7719	88 980	47 860	Baugrube	
13*	I	N Balingen	7719	89 470	49 800	Steilhang	<u>WAIDELICH</u> 1901 (zit. in <u>ENGEL</u> 1908: 300 u. <u>FRANK</u> 1930: 52)
14	I	W Steinhofen	7619	91 040	53 040	Steinbruch	
15	I	W Grosselfingen	7619	91 400	54 500	Steilhang, Fels	
16	I	W Weilheim	7619	92 270	57 100	Straßenanschnitt	
17	-	NNW Weilheim	7619	93 520	57 640	Steilhang	
18	I]	SE Weilheim	7619	94 170	56 610	Wasserriß von S	
19	I	E Weilheim	7619	94 370	56 780	Steilhang	<u>SCHMIERER</u> 1925 b: 25
19 a	-	ESE Weilheim	7619	94 460	56 670	Straßenbau	
20	I	NW Hechingen	7619	96 610	58 590	Uferböschung	
20 a	I	S Sebastiansweiler	7620	00 605	60 557	KB 10 } Bohrungen	<u>ETZOLD</u> et al. 1975: 220
20 b	IX, I	WNW Schlatt	7620	00 720	57 018	KB 9 } Bodenseew.l.	<u>ETZOLD</u> et al. 1975: 220
20 c	I	Friedrichsthal	7620	00 673	53 742	KB 8 } Neckar-	<u>ETZOLD</u> et al. 1975: 215
20 d	I	NE Onstmettingen	7720	01 572	50 786	KB 7 } stollen	<u>ETZOLD</u> et al. 1975: 203
21*	I	Bodelshausen	7619				<u>FRANK</u> 1930: 32
22*	-	NNW Dußlingen	7520	03 320	69 440	Bachriß	<u>SCHLOZ</u> 1967: Profil 5
23*	-	W Kusterdingen	7420	08 190	76 150	1. Bodenseew.l.	<u>HOLLMANN</u> 1961 b: Profil 1
24	II	E Kusterdingen	7420	09 880	76 100	2. Bodenseew.l.	
25*	II	Betzingen	7421				<u>BURKHARDTSMAIER</u> 1909
26	II	Sickenhausen	7421	13 420	77 210	Baugrube	
26 a	-	SE Oferdingen	7421	14 630	77 920	Baugrube	
26 b	II	Oferdingen S	7421	15 670	78 570	Baugrube	
27	II	Reicheneck	7421	16 740	78 030	Baugrube	
28	II	Bempflingen	7421	19 930	81 840	Baugrube	
29	8, IX, II	Bempflingen NE	7421	20 200	82 190	Straßenbau	
29 a	II	Neckartenzlingen	7421	19 010	83 420	Baugrube des Wbh.	
30	II	ENE Altdorf	7421	20 900	84 450	Bachbett	
31*	8	SW Raidwangen	7321			Bahneinschnitt	<u>O. FRAAS</u> 1884: 4
32	II	WSW Raidwangen	7321	21 440	85 870	Bachriß	<u>FRANK</u> 1942: 25
33*	II	Nürtingen	7322	25 500	88 380	Ehem. Steinbruch	<u>PFEPFER</u> 1942: Profil 17
34	II	NE Nürtingen	7322	26 400	88 700	Bachriß	
35	II	Marbach b. Oberb.	7322	27 160	88 960	Bachriß	
36*	-	Unterboihingen	7322			Materialgrube	<u>O. FRAAS</u> 1884: 5; <u>BERZ</u> 1965: 25
37*	-	Oetlingen	7322			Bohrung	<u>HEINZELMANN</u> 1935: 9
37 a*	-	Oetlingen	7322				<u>FRANK</u> 1930: 118
38*	-	Kirchheim/Teck	7322			Bohrung	<u>HEINZELMANN</u> 1935: 9; <u>BERZ</u> 1965
39	II	SW Wernau	7322	29 580	94 410	Aufgel. Steinbr.	
40	IVb, II	S Plochingen	7322	31 100	95 800	Steinbruch (+)	<u>FRANK</u> 1965: 60
41	IVb	Heßlenbach	7322	32 100	95 540	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: 38 (Pr. 21)
42	IVb	NW Hochdorf	7222	33 180	95 950	Steinbruch	<u>FRANK</u> 1965: 61
43	IVb	N Hochdorf	7322	33 780	95 820	Straßenbau	
44	8, IVb	N Hochdorf	7322	34 970	95 460	Straßenbau	
45	IVb	S Reichenbach	7222	34 310	96 540	Rutschhang	
46	IVb	Ziegelhof	7222	34 750	96 520	Steilhang, Fels	
47	IVb	SE Hochdorf	7322	35 320	94 400	Aufgel. Steinbr.	
48	IVb	Schlierbachtal	7322	36 390	93 620	3 Bach-	
		"	7322	36 180	93 410	anrisse	
		"	7322	35 990	93 580		
49	IVb	S Roßwälden	7323	37 090	93 820	Uferböschung	
50	8, IVb	Schlierbach W	7323	37 840	93 080	Baugrube	
51	8, IVb	Schlierbach Mitte	7323	38 220	93 060	Straßenbau	
52	8, IVb	Schlierbach E	7323	38 810	92 860	Baugrube	
53	IVb	Weiler ("Dobel")	7222	37 600	96 950	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 25; <u>PFEPFER</u> 1942: Profil 14
54	IVb	S Ebersbach	7223	38 880	97 260	Felswand	
55	IVb	E Bünzwangen	7223	41 170	97 250	Bachriß	
56	-	Sparwiesen	7323	42 880	94 090	Bachriß	
Schönbuch							
57*	-	Hagelloch	7420	01 580	78 860	Ehem. Steinbruch	<u>FRANK</u> 1930: 39; <u>WALLISER</u> 1956 b
58	II	Bettelbach	7420	02 800	79 230	Bachriß	
59	II	Fohlenweide	7420	03 540	81 150	Bachriß	<u>FRANK</u> 1930: 24; <u>ALTMANN</u> 1966
60	II	N "Gr. Brunnen"	7420	02 700	83 320	Bachriß	
61	-	Hildrizhausen	7319	97 700	87 450	Baugrube	
61 a	-	Hildrizhausen S	7319	97 880	86 990	Baugrube	
61 b	-	Hildrizhausen W	7319	97 300	87 380	Kanalisationsgr.	
62	III]	Altdorf	7319	99 780	88 200	Baugrube	
62 a	III]	Altdorf NW	7319	99 540	88 380	Baugrube	
63	III	Schönaicher First	7320	02 930	91 970	Baugrube IBM	
64	III]	Holzgerlingen NE	7320	02 430	89 790	Baugrube	
64 a	III]	Holzgerlingen NE	7320	02 350	89 740	Baugrube	
65*	-	Holzgerlingen	7320				<u>FRANK</u> 1930: 19
65 a*	III	Holzgerlingen	7320				<u>FRANK</u> 1930: 30
66	III	Holzgerlingen S	7320	01 410	88 080	Kanalisationsgr.	

67	III	N Weil im Schönbuch	7320	04 410	88 030	Straßenbau	
68	III	NE Dettenhausen	7320	08 200	87 300	2. Bodenseew.l.	HOLLMANN 1961b: Profil 11
69	III	NE Dettenhausen	7320	08 640	86 640	2. Bodenseew.l.	HOLLMANN 1961b: Profil 10
69 a	-	Betzenberg	7320	09 300	86 420	Baugrube	
70*	-	Weil im Schönbuch	7320				FRANK 1930: 38
71*	-	Schaichhof	7320				FRANK 1930: 49
72	II	Ochsenbachtal	7320	03 250	85 350	Ehem. Steinbruch	ALTMANN 196 : Profil 14 a
73	II	Ochsenbachtal	7320	03 160	85 100	Bachriß	
74	II	N Kälberstelle	7320	04 050	85 500	Steilhang	
75	II	Heckersklunge	7420	05 960	83 070	Bachriß	FRANK 1930: 22-23
76	II	S Dettenhausen	7420	07 970	84 120	Straßenbau	
77	II	Eckberg S Dettenh.	7420	08 260	84 000	2. Bodenseew.l.	HOLLMANN 1961b: Profil 9
78	II	Bärlochklunge	7420	07 700	83 460	Bachriß	FRANK 1930: 23
79	-	Eichenfirstbach	7420	07 330	82 520	Bachriß	FISCHER 1960: 65
80	II	Eichenfirst, Nord- abhäng bis z. Bach	7420	08 040	82 280	2. Bodensee- wasserleitung	HOLLMANN 1961b: Profil 7
81	II	"Große Buche"	7420	07 920	81 590	2. Bodenseew.l.	
82	II	SE "Große Buche"	7420	08 040	81 420	2. Bodenseew.l.	
83	-	"Zeitungsseiche"	7420	07 660	80 800	1. Bodenseew.l.	HOLLMANN 1961b: Profil 6
83 a	-	Triebklunge	7420	06 970	79 680	Bachriß	
84	-	N Lustnau, Hagnach	7420	06 150	79 050	Steinbruch	
84 a*	-	W Pfrondorf	7420	07 150	78 500	1. Bodenseew.l.	HOLLMANN 1961b: Profil 2
84 b	-	WSW Pfrondorf	7420	07 650	78 010	Steinbruch (+)	
85	II	SW Einsiedel	7420	09 560	79 220	2. Bodenseew.l.	
85 a	II	Rübgarten	7420	12 100	81 270	Kanalisationsgr.	
86	-	Gniebel	7421				USBECK 1952
87	II	Fliezhausen	7421	14 970	80 890	Kanalisationsgr.	
88	III	Hohenwart	7320	06 970	93 750	2. Bodenseew.l.	
89	8, III	Schleifenebene	7320	07 060	93 090	2. Bodenseew.l.	
90	III	Schleifenrain	7320	06 920	92 700	2. Bodenseew.l.	
91	III	Steinenbronn S	7320	08 850	91 320	Baugrube	
92*	III	Steinenbronn	7320			Brunnengrabung	FRANK 1930: 27
92 a	III	Steinenbronn	7320	08 920	91 720	Baugrube	
92 b	III	Steinenbronn N	7320	09 160	92 500	Baugrube	
93*	III	N Waldenbuch	7320			Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 31
94	8, III	Waldenbuch NE	7370	10 400	89 400	Kanalisationsgr.	
95	III	Federlesmahd	7320	10 210	93 700	2. Bodenseew.l.	
96	III	Kasparswald	7321	12 940	92 000	Baugrube	
96 a	III	Ramsklunge	7321	13 190	90 630	Bachriß	
96 b	-	W Plattenhardt	7321	14 300	90 800	Wegeinschnitt	
97	II	Schlaitdorf	7321	16 320	85 240	Baugrube	
Fildergebiet							
98	II	Neckarhausen	7321	22 440	87 220	Steinbruch	FRANK 1942: 24
99	II	Neckarhausen	7321	22 340	87 070	Kanalisationsgr.	
99 a*	-	Neckarhausen	7321				EHRAT 1920: 45
100	8, III	Grötzingen	7321	19 400	88 930	Straßenbau	
100 a	III	Bonlanden NE	7321	16 700	91 140	Baugrube	
100 b	III	E Gutenhalde	7321	17 000	88 800	Straßenbau	
100 c	III	Harthausen	7321	18 310	90 140	Baugrube	
101*	II	Wolfschlügen	7321			Brunnengrabung	USBECK 1952: 417
102	II	Hardt	7321	22 400	89 580	Kanalisationsgr.	
103	II	ENE Hardt	7321	23 000	89 720	Bachriß	
104	II	Zizishausen	7322	25 250	89 580	Baugrube	
105	II	Köngen	7322	26 720	94 170	Baugrube	
105 a	II	NE Köngen	7322	28 540	95 090	Erdgasleitung	
106	II	Elternstein	7322	28 840	95 200	Felswand	
107*	IV a	S Katzenbachsee	7220	05 760	00 240	Weganschnitt	BRAUHAUSER & FRANK 1932: 86
108*	-	Vaihingen, Pfaff.w.	7220	07 550	01 450	Baugrundbohrung	SCHLOZ 1967
109*	-	Pfaffenwald NW	7220	07 700	01 480	Baugrube	
110	IV a	S Pfaffenwald	7220	07 800	00 860	Baugrube, Kanalgr.	
111	IV a	S Pfaffenwald	7220			Baugrundbohrung	
112	IV a	S Pfaffenwald	7220	07 500	01 000	Baugrube	
112 a*	-	S Pfaffenwald	7220			Ehem. Steinbruch	FINCKH 1910: 164
113	-	Vaihingen, Hoßbäcker	7220	08 380	00 120	Steinbruch (+)	FRANK 1930: 17
113 a	-	Vaih., Dachswaldweg	7220	08 125	00 600	Straßenbau (B14)	
113 b	-	S Dachswaldweg	7220	08 225	00 425	"	
113 c	-	Pfaff.w. E, Himmel	7220	09 250	01 500	"	
114*	III	Vaihingen S	7220	08 120	98 310	Müllsammelgrube	RIEK (Mskr.)
114 a	-	Stuttgart-Rohr	7220	07 800	97 530	Straßenbau	
115	-	Möhringen NW	7220			Baugrundbohrung	
116	IV a	Möhringen Mitte	7220	10 850	98 940	Baugrube	
117	IV a	Sonnenb., Haldenw.	7220	11 160	00 490	Wasserriß	ALTMANN 1965: Profil 5
118	-	Degerl., Dornhalde	7220	11 250	01 360	Straßenanschnitt	FRANK 1930: 89; BRAUHAUSER 1932
119	IV a	Sonnenberg	7220	11 900	01 020	Kanalisationsgr.	
120	IV a	Degerloch W	7220	11 880	00 710	Straßenbau (B27)	
121*	IV a	Degerloch E	7221			Kanalisationsgr.	RIEK (Mskr.)
121 a	IV a	Degerl., Wasserturm	7221	13 410	01 800	Baugrundbohrung	
122*	-	Möhringen	7220			Baugrube	RIEK (Mskr.)
123*	-	Möhringen	7220			Baugrube	RIEK (Mskr.)
124*	IV a	Möhringen S	7220	10 750	98 065	Baugrundbohrung	RIEK (Mskr.)
125*	-	Degerloch S	7220			Baugrundbohrung	RIEK (Mskr.)
126	III	Leinfelden	7320	10 800	95 500	Baugrundbohrung	
127	III	Echterdingen W	7321	12 340	94 200	Baugrube	
128	III	Echterdingen E	7321	13 100	94 875	Baugrube	
128 a	IV a	Flughafen	7321	14 300	94 800	Baugrundbohr. 2	vgl. FRANK 1942: 26
128 b	III	Flughafen	7321	14 630	94 870	Baugrundbohr. 9	
129*	-	Kreuzung BAB/B27	7221	17 500	96 700	Straßenbau	RIEK (Mskr.)
130*	III	Fasanenhof	7221			Baugrube	RIEK (Mskr.)
130 a	-	Fasanenhof	7221	11 825	97 010	Baugrube	
131*	III	S Landhaus	7221			1. Bodenseew.l.	RIEK (Mskr.)
132*	-	Landhaus W	7220			Straßenbau (B27)	RIEK (Mskr.)
132 a	III	Landhaus	7221	12 320	98 000	Baugrube	
133	III	Landhaus	7221	12 600	98 100	Baugrube	
133 a	III	Landhaus	7221	12 550	98 000	Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 30
134	IV, III	Asemwald	7221	14 330	98 630	Baugrube	
135*	IV, III	Asemwald	7221			4 Baugrundbohrung.	Gutachten f. Neue Heimat B.-W.
136	IV a	Steckfeld	7221	15 080	97 580	Baugrube	

137*	IV a	Hohenheim	7221	15 720	97 200	Baugrube	RIEK (Mskr.)
138*	-	Hohenheim	7221	15 320	97 200	Baugrube	RIEK (Mskr.)
139*	IV a	Plieningen	7221	15 650	96 500	Baugrube	RIEK (Mskr.)
140	IV a	Plieningen E	7221	16 050	96 270	Straßenbau	
140 a	IV a	Plieningen E	7221	16 230	96 250	Baugrube	
140 b	IV a	Scharnhausen W	7221	18 750	96 530	Baugrube	
141*	-	Schönberg	7221	14 600	99 560	Kanalisationsgr.	RIEK (Mskr.)
141 a	IV a	Kleinhohenh. Bach	7221	14 490	00 760	Bachriß von W	
142	IV a	Sillenbuch, Eichenh.	7221	15 480	00 480	Baugrundbohrung	
143	IV a	Sillenb., Eichenh.	7221	15 740	00 360	Kanalisationsgr.	
144*	IV a	Riedenberg	7221				FRANK 1930: 95
145	IV a	Kemnat NW	7221	16 670	98 510	Baugrube	
146*	IV a	NE Kemnat	7221			Leitungsgraben	RIEK (Mskr.)
147*	-	Ruit	7221				FRANK 1930: 95
148	-	Ruit	7221	18 960	99 050	Baugrube	
149	IV a	Zinsholz	7221	20 990	98 740	Baugrube	
150*	IV a	Heumaden	7221			Brunnengrabung	FRANK 1930: 76
151	IV a	N Ruit	7221	18 800	00 430	Baugrube	
152	-	Parksiedl. Nelling.	7221	20 960	98 730	Baugrube	
153*	-	Nellingen	7221			Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 96
154	IV a	W Berkheim	7221	22 570	98 180	Baugrube	
155	IV a	NW Berkheim	7221	22 960	98 600	Baugrundbohrungen	
155 a	IV a	Berkheimer Steige	7221			Straßenbau	
156*	IV a	Berkheim	7221	24 160	97 940	Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 97
156 a	IV b	SE Berkheim	7222	25 025	96 910	Kernbohrung 2	
156 b	-	SE Berkheim	7222	25 370	96 950	Kernbohrung 1	
157	II	Denkendorf W	7221	22 720	95 750	Baugrube	
157 a	IV a	Denkendorf Mitte	7221	23 420	95 270	Baugrube	
157 b*	-	Denkendorf	7221			Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 96
158	II	Neuhausen E	7221	21 485	93 785	Baugrube	vgl. RIEK 1966: Profil 23
159	8, IV b	W Deizisau	7222	27 510	97 240	Aufgel. Steinbr.	
159 a	8	Deizisau W	7222	27 800	97 150	Kanalisationsgr.	
160	IV b	Deizisau E	7222	29 260	97 410	Baugrube	
161	8, IV b	Deizisau E	7222	29 820	97 250	Straßenbau	
162	IV b	E Deizisau	7222	30 060	97 150	Steinbruch (+)	FRANK 1965: 59
163	IV b	E Deizisau	7222	30 210	97 090	Kanalisationsgr.	
Schurwald und Albvorland südlich der Rems							
164	8, IV a	Eßlingen, PH	7221	23 660	00 980	Baugrube	
164 a*	8	Eßl.-Krummenacker	7221			Ehem. Steinbruch	BACH 1870: 22
164 b	IV a	Eßl.-Liebersbronn	7222	25 300	01 500	Baugrube	
165*	-	Aichelberg	7222				FRANK 1930: 90
166	V a, IV b	NW Aichschieß	7222	28 600	01 950	Bachriß	VOLLRATH 1925: 30; HERLIKOFER 1926: Profil 11; FRANK 1930: 54
167	8, IV b	Schanbach-Aichsch.	7222	28 190	01 760	Leitungsgraben	
168	IV b	SW Aichschieß	7222	27 690	00 400	Erdgasleitung	
169	-	Zeller Bach, oben	7222	27 050	99 800	Bachriß	
170	8, IV b	Zeller Bach, Mitte	7222	26 920	99 420	Bachriß	
171	IV b	Zeller Bach, unten	7222	26 890	99 340	Bachriß	
172	-	Z. Bach, Seitenbach	7222	26 640	99 380	Bachriß von W	
173*	IV b	Zell/N	7222			Ehem. Steinbruch	FRANK 1930: 98
174	IV b	NE Zell/N	7222	27 260	99 160	Erdgasleitung	
1165*	IV b	N Plochingen	7222			Bohrung 106	Regierungspräsidium Nordwürtt.
1166	IV b	Plochingen E	7222	31 790	97 180	Bohrung 2	FRANK 1965: 113
1167	IV b	Plochingen E	7222	31 530	96 790	Steinbruch Spieth	HERLIKOFER 1926: Profil 18; FRANK 1930: 101; FRANK 1965: 113
1167 a	IV b	Plochingen E	7222	31 620	96 810	Kanalisationsgr.	
1167 b	IV b	Plochingen E	7222	31 560	96 680	(ob. u. unt. Ende)	
1167 c	IV b	Plochingen	7222	31 550	96 950	Baugrube (Becken)	
1168	V a	SE Manolzweiler	7222	30 830	96 970	Straßenbau	
1168 a	V a	W Manolzweiler	7222	33 920	04 470	Bachriß	FRANK 1930: 84
1168 b	V a	ESE Manolzweiler	7222	32 550	05 370	Rohrleitungs-	
1168 c	V a	Goldboden	7222	33 370	05 160	graben der	
1168 d	V a	Goldb., Straßenkr.	7222	33 530	04 730	Landeswasser-	
1168 e	V a	NE Hohengehren	7222	34 040	04 550	versorgung	
1168 f	V a	N Thomashardt	7222	34 980	03 800	entlang der	
1168 g	V a	N Thomashardt	7222	35 670	03 200	Kaiserstraße	
1168 h	V a	N Thomashardt	7222	36 030	02 930	"	
1168 i	V a	NE Thomashardt	7222	36 250	02 580	Baugr. Hochbehälter	
1168 j	V a	ENE Thomashardt	7222	36 620	02 170	Rohrleitungsgraben	
1168 k	V a	Königseiche	7223	38 050	01 130	der Landeswasser-	
1168 l	V a	N Krapfenreut	7223	38 990	00 340	versorgung entlang	
1168 m	V a	N Krapfenreut	7223	39 230	99 870	der Kaiserstraße	
1169	IV b	NW Diegelsberg	7223	39	99 1	Bachriß, ob. Ende	HERLIKOFER 1926: Profil 27;
1169 a	IV b	W Diegelsberg	7223	39 650	99 100	unteres Ende	PFEFFER 1942: 37
1169 b	IV b	Diegelsberg E	7223	39 960	99 010	Graben d. Donau w.v.	
1170	V a	SW Unterberken	7223	40 590	98 960	Baugrube	
1171	V a	N Oberberken	7223	41 000	02 150	Bachriß	WIEDEMANN 1966: Profil 33
1172	V a	Teufelsbrunnen	7223	40 880	05 200	Straßenbau	
1173	V a	Einsiedelbach	7223	42 620	04 260	Bachriß	
1174	V a	Adelberg W	7223	43 150	04 170	Bachriß	HERLIKOFER 1926: Profil 31
1174 a	V a	Adelberg W	7223	43 830	02 640	Kanalisationsgr.	WIEDEMANN 1966: Profil 31
1174 b	V a	Adelberg, Schlucht	7223	43 880	02 940	Kanalisationsgr.	
175	V a	Kammerklinge	7223	44 370	02 540	Kanalisationsgr.	vgl. WIEDEMANN 1966: Profil 30
175 a	V a	S Unterberken	7223	43 200	00 710	Bachriß, ob. Ende	HERLIKOFER 1926: Profil 36;
176	V a	W Holzhausen	7223	43 370	00 620	unteres Ende	WIEDEMANN 1966: Profil 34
177	-	Holzhausen W	7223	42 250	02 830	Steinbr. f. Damm (+)	vgl. WIEDEMANN 1966: Profil 32
178	V a	NW Wangen, Schütz.h.	7223	41 880	98 200	Felswand	
179	V a	Frühlingshof	7223	42 890	98 320	Wegeinschnitt	vgl. WIEDEMANN 1966: Profil 50
180	V a	Wangen	7223	44 470	99 350	Anschnitt	
181*	-	SE Oberwälden	7223	44 800	99 550	Wegeinschnitt	
182	V a	SE Oberwälden	7223	44 940	99 200	Kanalisationsgr.	vgl. WIEDEMANN 1966: Profil 61
183	V a	SW Wangen	7223			Ehem. Steinbruch	HERLIKOFER 1926: Profil 47;
184	V b	Bartenbach W	7223	45 760	00 010	Bachriß	PFEFFER 1942: Profil 8
185	V b	NE Faurndau	7223	44 430	98 310	Rohrleitungsgraben	
				47 710	98 300	der Landeswasser-	
				46 480	98 220	versorgung	EISENHUT 1975: 48

186*	V b.	Göppingen	7223			Ehem. Steinbruch	<u>QUENSTEDT</u> 1867: 8
187*	V b.]	Göppingen	7223			Bohrungen	<u>Groschopf</u> 1951
187 a	IX	SE Göpp., Müllv.anl.	7324	49 580	94 150	Baugrundbohrung	
188	V b	W Birenbach	7223	48 020	01 070	Straßenanschnitt	vgl. <u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 39 b
188 a	-	W Birenbach, S Zell	7223	47 780	01 200	Weganschnitt	
188 b	8	W Birenbach	7223	48 240	01 070	Straßenbau	
189	V a	SW Börtlingen (Salzklinge)	7223	45 800	01 700	Aufgel. Steinbr.	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 48; <u>FRANK</u> 1930: 102; <u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 40
190*	V a	ödweiler Hof	7223	45 950	02 840	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 34
191*	-	Breech	7223	45 940	04 200	Weganschnitt	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 32
192	V b	Rattenharz	7223	48 120	04 660	Aufgel. Steinbr.	
193*	-	Unterkirneck	7224				<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 57 <u>FRANK</u> 1930: 102
194*	-	S "Strut"	7224	50 550	03 920	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 55
195	V b	Eichenklinge	7224	49 450	03 690	Bachriß	<u>WIEDEMANN</u> 1966: 45
196*	V b	Wäschenbeuren	7224	50 510	02 680	Baugrube	<u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 44
197*	-	Wäschenbeuren W	7224	49 830	02 650	Baugrube	<u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 45
198	V b	NE Krettenhof	7224	49 820	01 640	Bachriß	<u>FRANK</u> 1930: 82; <u>PFEFFER</u> 1942: 3
199	V b	Wäskerhof	7224	51 680	03 740	Bachriß	
200	V b	E Heuhof ("Ried")	7224	51 900	02 670	<u>2 Bachrisse</u>	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 58 <u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 25
201	V b	W Lenglingen (Holzinger Bach)	7224	54 000	02 670	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 60 <u>FRANK</u> 1930: 90
202	V b	SW Reitprechts	7224	55 450	02 650	Bachriß	
203	-	E Reitprechts	7224	56 400	03 000	Bachriß	
203 a*	-	W Metlangen	7224			Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 66
204	V b	E Metlangen	7224	57 500	03 360	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 68
205*	V b	N Waldstetten	7224	60 550	04 050	Bachriß	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 71; zit. in <u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 27
206*	-	Schlatthölzle	7224				<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 72
207*	V b	"Hart"b. Schw. Gm.		59 860	06 770	Ehem. Steinbruch	<u>HERLIKOFER</u> 1926: Profil 73; zit. in <u>WIEDEMANN</u> 1966: Profil 38; vgl. <u>HAFNER</u> 1964: Profil 4 <u>RADEMACHER</u> 1966
208	V b	N Oberbettringen	7225	61 900	07 040	Bachriß	
209	V b	N Oberb., Benzholz	7125	62 290	07 370	Steilhang	
210	V b	SE Hussenhofen	7125	63 440	07 720	Bachriß	
211	V b	E Unterböbingen	7125	68 420	09 520	Bachriß	<u>BECHTER</u> 1937: Profil 3
212	V b	W Mögglingen, Rems	7125	70 100	09 780	Uferböschung	<u>BECHTER</u> 1937: Profil 4

Löwensteiner Berge

213*	VI a	Nassach	6922			Weganschnitt	<u>FRANK</u> 1930: 79
214	VI a	Nassacher Feld	6922	30 425	33 530	Wegeinschnitt	
215	VI a]	NNE Nassach	6922	30 230	33 210	Steilhang nach SSE	
216	VI a	SE Stocksberg	6922	30 400	36 310	Steilhang nach NE	
217	VI a	Stangenberg	6922	32 850	39 000	Steilhang nach W	
218	VI a	Raitelberg	6922	33 140	38 020	Aufgel. Steinbr.	
219	VI a	Steinberg	6922	33 800	37 280	Steilhang nach NW	
220	VI a	NE Großhöchberg	6922	34 580	35 230	Straßenanschnitt u. Grube	
221	VI a	NE Großhöchberg	6922	34 540	35 070	Steilhang nach NE	
222	VI a	Großhöchberg	6922	34 400	34 580	Steilhang nach S	
223	VI a	W Großerlach	6923	37 870	35 060	Aufgel. Steinbr.	
224	VI a	S Großerlach, Altw.	6923	37 820	34 520	<u>Quellrisse</u>	<u>FRANK</u> 1930: 77
225*	VI a	NW Hördlach	6923	41 510	31 360	Ehem. Steinbruch	<u>FRANK</u> 1930: 78
226	VI a	NW Mannenweiler	6923	43 760	32 090	Steilhang nach S	vgl. <u>BUCK</u> 1953: 260

Buocher Höhe und Welzheimer Wald (Westteil)

227	V a	Buoch S	7122	31 020	10 640	Baugrube	
227 a	V a	Buoch N	7122	31 350	10 950	Baugrube	
228*	-	N Buoch	7122	31 100	11 560	Ehem. Steinbruch	<u>FRANK</u> 1930: 77
229*	VI a	NW Eselshalden	7123	43 170	13 880	RDO-Leitung	<u>SEILER & VILLINGER</u> 1966: 74
230	-	NW Langenberg	7123	42 980	15 420	Steilhang nach SW	
231	VI a	NW Vorderhundsberg	7123	44 130	15 250	Steilhang nach N	
232	VI a	NW Welzheim	7123	45 530	15 430	Bachriß	<u>EISENHUT</u> 1972: 38
233	VI a	NW Gaußmannsweiler	7023	45 200	19 900	Wegbau	
234*	VI a	Kaisersbach	7023				<u>FRANK</u> 1930: 91; vgl. <u>EISENHUT</u> 1971 a: 35
235	VI a	NNE Kaisersbach	7023	47 920	22 700	<u>Quellriß</u>	
236	VI a	NNE Kaisersbach	7023	47 980	22 650	Bachriß	
237	VI a	N Mönchhof	7023	48 675	22 600	Rutschung	
238	VI a	Welzheim Mitte	7123	46 830	15 400	Baugrube	
239	VI a	Göckeler Bad	7123	47 160	14 070	Bachriß	
240	VI a	E Welzheim	7123	47 490	15 170	Straßenbau	
241	VI a	Tannhof-Rienharz	7123	47 700	13 780	Bachriß	
242	VI a	S Rienharz	7123	48 680	13 080	Bachriß	
243	VII	Meuschenmühle	7124	49 090	14 490	Bachriß	
244	VI a	Hochbergkopf	7123	46 230	08 000	Aufgel. Steinbr.	
244 a	VI a	W Pfahlbronn	7124	48 990	11 290	Quellrisse, Steilh.	
244 b	VI a	Dinkelfirst	7123	48 850	10 930	Wegbau, ob. Ende	
244 c	VI a	Dinkelfirst	7123	48 650	10 870	unteres Ende	
245	VI a	SSW Pfahlbronn	7124	49 430	10 350	Steilhang, 2 Stellen	
246*	VI a	Pfahlbronn	7124	49 740	11 320	Quellriß	
246 a	VI a	Pfahlbr., Kläranl.	7124	50 040	11 420	RDO-Leitung	<u>SEILER & VILLINGER</u> 1966: Pr. 55
247*	VI a	Pfahlbronn	7124	50 100	11 240	Anschnitt	
248	VI a	E Brech	7124	51 150	11 090	RDO-Leitung Wasserriß	<u>SEILER & VILL.</u> 1966: Profil 56

Höhe zwischen Lein und Rems im Gmünder Gebiet (Südteil)

248 a	VI a	Alfdorf W, Erlenw.	7124	52 480	11 780	Wasserriß	<u>SEILER & VILL.</u> 1966: Profil 37
249	VI a	Alfdorf Mitte	7124	52 750	12 090	Baugrube	<u>SEILER & VILL.</u> 1966: Profil 57
250	VI a	Alfdorf Mitte	7124	52 800	11 980	<u>Schlucht</u>	<u>SEILER & VILL.</u> 1966: Profil 8
251	-	Alfdorf E	7124	53 410	11 550	Bachriß	
252	VI a	S Alfdorf	7124	53 200	10 860	Bachriß	<u>VILLINGER</u> 1965: Profil 136
253	VI a	E Alfdorf	7124	54 060	11 790	Bachriß	
254	-	S Bonholz	7124	54 350	11 710	Wasserriß	
255	-	S Bonholz	7124	54 380	11 700	Felswand	
256	-	S Bonholz	7124	54 400	11 690	Felswand	

257	VI a	S Bonholz	7124	54 440	11 670	Steilhang mit Fels	
258	VI a	S Bonholz	7142	54 500	11 610	Bachriß	SEILER & VILL. 1966: Profil 58
259	VI b	SW Adelstetten	7124	55 100	11 490	Bachriß	
260	-	SW Adelstetten	7124	55 330	11 450	Wegeinschnitt	
261	-	NW Pfersbach	7124	56 400	11 940	Steilhang	VILLINGER 1965: Profil 154
262	VI a	W Pfersbach	7124	56 560	11 740	Quellriß	SEILER & VILL. 1966: Profil 59,60
263	VI b	NW Mutlangen	7124	57 800	10 930	Bachriß	SEILER & VILL. 1966: Profil 42
264	VI a	W Mutlangen	7124	57 560	09 900	Steilhang nach N	VILLINGER 1965: Profil 167
265	-	Großdeinbach	7124	55 270	08 460	Weganschnitt	VILLINGER 1965: Profil 172
266	VI a	SW Großdeinbach	7124	54 610	07 570	Steilhang mit Fels	VILLINGER 1965: Profil 173
267	-	W Kleindeinbach	7124	54 800	06 510	Straßenbau	
268	-	"Siehdichfür"	7124	56 220	08 040	Bachriß	VILLINGER 1965: Profil 148
269*	VI a	Zigeunerbrunnen	7224	56 340	06 670	Steilhang	HERLIKOFER 1926: Profil 74; zit. in WIEDEMANN 1966: Profil 28
270	VI a	S Wetzgau	7124	57 000	08 620	Bachriß	VILLINGER 1965: Profil 146
271	VI b	S Mutlangen	7124	58 820	09 020	Bachriß	VILLINGER 1965: Profil 144
272	VI b	SE Mutlangen	7124	59 510	09 480	Weganschnitt	SEILER & VILL. 1966: Profil 63
272 a	VI b	Mutlangen E	7124	58 930	10 420	Straßenbau	
273	VI b	Lindach (Schloß)	7124	59 540	10 440	Steilhang mit Fels	SEILER & VILL. 1966: Profil 62
274	-	SW Lindach	7124	59 830	10 240		
275	-	E Lindach	7124	60 630	10 950	Steilhang nach S	VILLINGER 1965: Profil 159
275 a	-	E Lindach	7124	60 900	11 020	Steilhang nach S	VILLINGER 1965: Profil 158
276	V b	NW Herlikofen	7125	62 410	10 590	Steilhang nach NW	
277	VI b	W Iggingen	7125	64 070	10 630	Bachriß	
278	VI b	SW Iggingen	7125	63 970	10 140	Steilhang nach NW	
279	-	E Iggingen	7125	66 000	10 540	Bachriß	
280	V b	NW Unterböbingen	7125	67 220	10 250	Bachriß	
280 a	V b	Unterböbingen N	7125	67 510	10 120	Straßenbau	
281	V b	NNE Unterböbingen	7125	67 800	10 380	Bachriß	
282	V b	NE Unterböbingen	7125	68 090	10 310	Bachriß	
Höhe zwischen Lein und Rems, Nordteil							
283	VI b	N Mutlangen	7124	58 920	11 710	Wegeinschnitt	
284	VI b	N Lindach	7124	60 000	11 510	Steilhang mit Fels	
285	VI b	S Täferrot	7125	61 610	11 920	Steilhang mit Fels	
286*	VI b	SE Täferrot	7125	61 925	12 250	Steinbr. f. Damm	SEILER & VILL. 1966: Profil 66
287	VI b	NW Brankofen	7125	62 760	12 530	Steilhang	
288	VI b	Brankofen-Leinzell	7125	63 755	12 250	Straßenbau	ISSLER 1908: 3; BECHTER 1937: Profil 7; FRANK 1930: 85; SEILER & VILLINGER 1966: Profil 49
289	-	SE Leinzell	7125	64 870	12 100	Bachriß	
290	VI b	W Schönhardt	7125	66 370	11 850	Bachriß	
291	VI b	Gute Klinge	7125	66 210	11 850	Bachriß	
292	VI b	NW Schönhardt	7125	66 280	12 140	Steilhang	
293	VI b	E Pfaffenhäusle	7125	67 940	11 900	Bachriß	
293 a	-	Mäderhöfe	7125	68 330	12 300	Wegbau	
294	VI b	E Mäderh., Aspesb.	7125	68 770	12 350	Bachriß	
295	VI b	S Heuchlingen	7125	69 290	12 190	Rutschung	
296	VI b	W Holzleuten	7125	70 140	12 960	Steilhang	
297	VII, VI b	E Laubach, Kauhof	7125	71 575	14 850	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 33; SEILER & VILLINGER 1966: Profil 52
298*	-	Bronnenhäusle	7125				BECHTER 1937: Profil 34
299	VI b	Reichenbach, Orts- ausgang n. Laubach	7125	72 740	13 650	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 35; SEILER & VILLINGER 1966: Profil 67
300	VI b	Reichenbach W	7125	72 550	13 650	Bachriß	SEILER 1965: Profil 5
Albvorland südlich des Kochers zwischen Abtsgmünd und Hüttlingen							
301	VI b	Dewangen	7126	74 830	15 460	Bachriß	
302	VI b	Haldenhaus-Rotsold	7126	74 750	15 400	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 38; SEILER & VILLINGER 1966: Profil 54
303	VI b	SSE Trübenreute	7126	74 620	16 250	Bachriß	
304	VI b	Steinfurt	7126	76 090	16 440	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 39
305	VI b	NW Fachsenfeld	7126	76 400	17 380	Wegbau	
306	VI b	SW Himmlingsweiler	7126	77 420	16 160	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 41/42
307	VI b	N Seitsberg	7126	78 590	17 270	Bachriß	
308	VI b	S Niederalpingen	7126	79 260	17 510	Erdgasleitung	
309	-	Hüttlingen, Friedh.	7126	80 380	17 250	Weganschnitt	
310*	-	Albanusklinge	7126	80 270	16 330	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 44
Welzheimer Wald (Ostteil)							
311	VII	Wahlenheim	7124	52 260	16 960	Steinbr. f. Damm (+)	
312	VII	NNW Vordersteinen- berg	7124	53 200	16 920	Aufgel. Steinbruch und Quellriß nach W	
313	VII	Spraitbach W	7124	55 720	15 640	Steinbr. f. Damm	RADEMACHER 1966
314	VII	SW Stutzenklinge	7124	56 580	14 620	Steilhang	
314 a	VII	SW Stutzenklinge	7124	56 580	14 420	Steilhang	
315	VII	W Durlangen	7124	57 190	13 320	Steilhang	
316	VII	E Gehau	7124	57 540	12 780	Steilhang	
317	VII	S Durlangen	7124	58 320	12 380	Weganschnitt	
318	VII	E Spraitbach	7124	57 430	16 370	Steilhang	
Frickenhofer Höhe (Einzugsgebiet der Lein)							
319*	VIII a	N Frickenhofen	7024	57 880	22 760	Ehem. Steinbruch	ALBERTI 1834: 150; Bechter 1937
320	VIII a	Brechtenhalden	7024	58 280	20 140	Weganschnitt	
321	VIII a	Jakobsberg	7024	58 110	18 400	Weganschnitt	EISENHUT 1971 b: 35
322	VIII a	W Seifertshofen	7024	60 640	19 110	Bachriß	KANT 1969: Profil 188/189
323*	VIII a	W Steinenbach	7124	59 450	18 120	Weganschnitt	KANT 1969: Profil 193
324	VIII a	W Steinenbach	7124	59 500	17 990	Quellriß	KANT 1969: Profil 195
325	VIII a	W Tonolzbronn	7124	59 220	17 250	Steilhang	KANT 1969: Profil 212
326	VIII a	W Ruppertshofen	7124	59 070	16 600	Steilhang	KANT 1969: Profil 216
327	VII	NNW Tierhaupten	7124	59 660	15 300	Quellrisse	KANT 1969: Profil 231
328	VII	NW Tierhaupten	7124	59 720	14 500	Steilhang	KANT 1969: Profil 236
329	VII	W Tierhaupten	7124	59 860	14 330	Steinbr. f. Damm	
330	VII	SE Koppenkreut	7125	61 230	15 250	Bachriß	KANT 1969: Profil 246
331	VII	SE Koppenkreut	7125	61 280	15 100	Steilhang	
332	VII	W Utzstetten	7125	61 840	14 240	Steilhang, Quellriß	KANT 1969: Profil 251
333*	-	E Utzstetten	7125	63 320	14 590	Steilhang	KANT 1969: Profil 258

334	VII	ESE Vellbach	7125	62 100	17 380	Bachriß	
335	VII	W Eschach	7125	62 520	16 800	Steilhang	KANT 1969: Profil 270
336	VII	SW Eschach	7125	63 320	16 840	Steilhang	
337	VII	Dornhalde	7125	63 230	15 830	Steilhang	Kant 1969: Profil 282
337 a	VII	Dornhalde	7125	63 320	15 690	Steilhang	KANT 1969: Profil 281
338	VII	Dornhalde	7125	63 530	15 220	Steilhang	KANT 1969: Profil 283
339	VII	Dornhalde	7125	63 730	14 960	Steilhang	
340	VII	SSW Holzhausen	7125	64 370	15 700	Bachriß	
341	VII	Fischbach	7125	64 490	15 610	Bachriß	KANT 1969: Profil 285
342	VII	W Göggingen	7125	64 180	14 280	Steilhang m. Fels	
343	VII	WSW Göggingen	7125	64 090	13 970	Steinbr. f. Damm	vgl. KANT 1969: Profile 328-330
343 a	VII	W Horn	7125	66 600	13 420	Bohrung KB 5	
344	VII	E Göggingen	7125	66 240	14 500	Bachriß	
345	VII	NE Göggingen	7125	65 850	15 280	Bachriß	
346	VII	W Schechingen	7125	66 380	15 160	Weganschnitt	
347*	VII	Schechingen	7125			Bachriß	BECHTER 1937: Profil 26
347 a*	VII	SW Schechingen	7125			Bachriß	BECHTER 1937: Profil 25
348	VII	S Schechingen	7125	67 200	14 420	Bachriß	
349	-	N Horn	7125	67 320	13 900	Straßenbau	
350	VII	N Horn	7125	67 310	13 470	Bachriß	
351	VII	Riedhof	7125	68 800	13 990	Bachriß	BECHTER 1937: Profil 29
352	VII	NE Riedhof	7125	68 710	14 350	Bachriß	
353	VII	NNE Riedhof	7125	68 660	14 580	Bachriß	
354*	VIII a	Mühlbach	7125	68 810	14 640	Bachriß	ROSENKRANZ 1967: Profil 143
355	VII	NW Mühlholz	7125	70 020	14 470	Bachriß	
356*	-	N Eichhof	7125	69 040	16 000	Bachriß	ROSENKRANZ 1967: Profil 107
357	VIII a	SSE Klotzhöfe	7125	68 700	16 220	Bachriß	
358	-	W Börrat	7125	68 600	17 000	Bachriß	
359*	VIII a	Fuchsrain	7125	70 280	16 740	Steilhang	ROSENKRANZ 1967: Profil 130
360*	VIII a	W Neubronn	7125	70 800	16 740	Bachriß	ROSENKRANZ 1967: Profil 129
361	VIII a	Neubronn	7125	71 800	16 110	Straßenanschnitt	BECHTER 1937: Profil 32

Frickenhofer Höhe (Steilrand über dem Kochertal)

362	VIII a	Batschenhof	7025	63 470	18 870	Steilhang, Quellriß	
363	VIII a	N Buchhof	7025	65 130	18 990	Steilhang	
363 a	VIII a	N Buchhof	7025	65 460	19 130	Steilhang	
364	VIII a	Bräunlesrain	7025	65 760	18 110	Steilhang	ROSENKRANZ 1967: Profil 134
365*	VIII a	Obergröningen	7025	66 590	18 510	Steilhang	ROSENKRANZ 1967: Profil 138
366	VIII a	W Hohenstadt	7025	68 030	18 400	Weganschnitt	ROSENKRANZ 1967: Profil 101
367	VIII a	NW Hohenstadt	7025	68 020	18 630	Steilhang	
368*	VIII a	E Hohenstadt	7125	69 100	18 200	Straßenanschnitt	BECHTER 1937: Profil 30
369*	VIII a	E Frauenhof	7125	70 020	18 310	Steilhang	ROSENKRANZ 1967: Profil 140
370	VIII a	W Kellerhaus	7125	70 420	17 870	Steilhang	
371	-	Kellerhaus	7125	70 830	17 610	Steilhang m. Fels	ROSENKRANZ 1967: Profil 131

Büchelberger Grat und Höhe zwischen Kocher und Jagst

372	VIII a	S Hohenhöfen	7025	69 050	22 320	Wegbau	
373	VIII a	SE Straßdorf	7025	70 100	21 520	Steilhang	
374	VIII a	SE Vorderbüchelbg.	7025	71 720	20 250	Steilhang	
375	VIII b	Schönberg	7026	75 700	27 030	Steilhang	
376	VIII b	Bronnen	7026	75 900	20 480	Bachriß	
376 a*	VIII b	Bronnen	7026				SCHIEBER 1936: Profil 5
377	VIII b	NW Ebnat	7026	76 930	19 800	2 Bachrisse	SCHIEBER 1936: Profil 4
				76 980	19 760		
				76 760	21 130		
378	VIII b	S Ramsenstrut	7026			Bachriß	
378 a*	VIII b	Ramsenstrut	7026				SCHIEBER 1936: Profil 6
379	VIII b	Zehntklinge	7026	76 850	23 250	Bachriß	SCHIEBER 1936: Profil 3
380*	VIII b	Neuler	7026			Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 8
380 a	VIII b	SE Neuler	7026	78 550	21 300	Bachriß	
381*	VIII b	Sulzdorf-Neuler	7026				SCHIEBER 1936: Profil 10
381 a	VIII b	Sulzdorf-Neuler	7026	79 120	20 340	Bachriß	
382	VI b	Sulzdorf, Fülgenb.	7026	79 860	19 250	linke Schluchtwand	SCHIEBER 1936: Profil 2; JAHNEL
382 a	VI b	Sulzdorf, Fülgenb.	7026	79 840	19 260	rechte Schluchtw.	1970: Profil I
383	VI b	S Sulzdorf	7026	79 860	18 950	Bachriß	
384	VI b	E Niederalfingen	7126	79 680	18 270	Erdgasleitung	
385	VI b	N Straubmühle	7126	80 100	18 190	Bachriß	FRANK 1930: 103
386	VI b	NE Hüttlingen	7126	81 340	18 240	Straßenbau	
387	VIII b	E Hüttlingen	7126	81 300	18 000	Bachriß	
388	-	SSW Hüttlingen	7126	80 540	16 690	Felswand	
388 a	VIII b	Heimatmühle	7126	80 770	16 240	Straßenanschnitt	
389	VIII b	S Espachweiler	7026	79 710	22 560	Bachriß	
390	VIII b	SE Espachweiler	7026	80 390	22 590	Bachriß	
391	VIII b	NW Schweningen	7026	80 850	22 565	Wegeinschnitt	
392	VIII b	Schweningen	7026	80 960	22 350	Erdgasleitung	vgl. SCHIEBER 1936: Profil 11
392 a	VIII b	S Schweningen	7026	80 650	22 150	Erdgasleitung	
392 b	VIII b	NE Buch/Jagst	7026	83 950	20 250	Straßenbau	


Gebiet östlich der Jagst, westliches Riesvorland

392 c	VIII b	NE Buch/Jagst	7026	84 150	20 420	Dambau	
393	VIII b	Ellwangen SE	7026	83 580	24 810	Baugrube	
393 a	VIII b	Schönenberg	7026	84 300	26 700	Kanalisationsgr.	
393 b	-	SW Rattstadt	7026	85 060	26 600	Baugrube Wbh.	
394	VIII b	Eigenzell S	7027	85 870	28 270	Baugrube u. Graben	
395	VIII b	Ellenberg W	6927	88 160	31 420	Kanalisationsgr.	
395 a	VIII b	E Ellenb., Sportpl.	6927	89 610	31 530	Baugrube	
396*	-	Neunstadt	7027	87 090	23 860	Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 17
397*	-	Neunstadt-Röhling.	7027	88 180	23 500	Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 19
398	VIII b	Neunstadt-Rötlen	7027	87 810	24 790	Steinbr. f. Damm (aufgelassen)	vgl. FRANK 1930: 93; SCHIEBER 1936: Profil 18
399	VIII b	N Röhlingen	7027	89 500	24 460	Aufgel. Steinbr.	
400	VIII b	Rötlen	7027	89 120	25 540	Straßenbau	
401*	VIII b	Erpfental	7027			Uferböschung	SCHIEBER 1936: Profil 28
402*	VIII b	Pfahlheim	7027	91 820	25 360	Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 29
403*	VIII b	Halheim	7027	94 450	27 000	Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 32
404*	VIII b	Gerau-Birkenzell	7027	94 460	28 300	Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 34
404 a*	-	W Oberzell	7027	96 025	29 100	Bohrung	
405	VIII b	Kraßbronn	7027	91 310	28 770	Bachriß	

405 a	-	S Kraßbronn	7027	91 570	28 140	Bachriß	
406	VIII b	NNW Birkenzell	7027	92 860	29 580	Bachriß	JAHNEL 1970: Profil IX
407	VIII b	Stillau	7027	97 160	28 130	Baugrube	
408	VIII b	Sederndorf	7027	97 425	29 480	Rutschung am Weg nach Dambach	FRANK 1930: 104; SCHIEBER 1936: Profil 38
409	VIII b	ENE Bleichroden	7028	98 380	26 950	Straßeneinschnitt	vgl. SCHIEBER 1936: Profil 37
410*	VIII b	Forstweiler	7028	99 900	27 750	Baugrube	JAHNEL 1970: Profil X
410 a	VIII b	Unterschneidheim	7028	00 080	24 010	Kanalisationsgr.	
411	VIII b	Geislingen a. Ries	7028	04 390	23 820	Baugrube	vgl. JAHNEL 1970: Profil XIII
Hesselberggebiet							
412*	VIII c	Sinbronn	6928			Ehem. Steinbruch	GÜMBEL 1891: 242
412 a	VIII c	Sinbronn N	6928	01 600	37 420	Anschnitt	
413	VIII c	Villersbronn	6928	02 110	35 920	Baugrube	
414	VIII c	SE Illenschwang	6928	03 850	35 830	Steinbruch	
415	VIII c	SE Bernhardswend	6928	04 090	38 020	Straßenanschnitt	JAHNEL 1970: Profil XXV
416	VIII c	Bernhardswend	6928	03 490	38 660	Straßenanschnitt	
417	VIII c	NW Weiltingen	6928	05 620	35 220	Steinbruch (+)	JAHNEL 1970: Profil XXX
418*	VIII c	Weiltingen	6928			Brunnengrabung	SCHIEBER 1936: Profil 44
419*	VIII c	S Frankenhofen	6928			Ehem. Steinbruch	SCHIEBER 1936: Profil 51
420*	VIII c	WSW Veitsweiler	6928	04 680	32 540	Bachriß	FRANK 1930: 105; SCHIEBER 1936: Profil 42
421	VIII c	N Uttenstetten	7028	05 190	29 540	Bachriß	BARTHEL 1957: 12; JAHNEL 1970: Profil XII
422*	-	Stixenbrunnen I	7028	07 580	29 160	Sandgrube	BARTHEL 1957: 14; JAHNEL 1970: Profil XV
423*	-	Stixenbrunnen II	7028	07 400	29 220	Sandgrube	BARTHEL 1957: 15; JAHNEL 1970: Profil XVI
424	-	Fremdingen	7028	07 020	27 350	Baugrube	
425	VIII c	NNW Seglohe	6928	08 630	30 780	Sandgr.(*)Straßenbau	GERSTLAUER 1940: 14
426	-	NW Eitersberg	6929	90 620	30 840	Sandgrube	
427	VIII c	W Moritzkreuz	6928	09 550	31 300	Steilhang	
428	VIII c	SW Himmerstall	6928	09 060	31 450	Bachriß	JAHNEL 1970: Profil XXXVIII
429	-	Himmerstall	6928	09 540	32 380	Weganschnitt	
430	-	N Fürnheim	6929	91 800	33 600	Aufgel. Steinbr.	
431	VIII c	W Friedenseiche	6929	94 880	33 040	Steilhang	
431 a	-	N Friedenseiche	6929	95 530	33 480	Steilhang	
431 b	-	NE Friedenseiche	6929	96 120	33 650	Quellaustritt	
431 c	-	W Linkersbaindt	6929	96 650	33 800	Steilhang	
432 a*	-	W Aufkirchen	6928			Bohrung	HAUNSCHILD 1965: 176
432	VIII c	Opfenried	6929	95 520	35 740	Straßenanschnitt	GÜMBEL 1891: 238; VIOHL 1969: Profil 45
433	VIII c	S Altenrüdigen	6929	98 930	36 200	Felswand	
433 a	VIII c	S Altenrüdigen	6929	98 950	36 050	Sandgrube (+)	
434	VIII c	E Wassertrüdigen	6929	98 900	35 130	Wegeinschnitt	
435	-	Gellsheim	6929	01 640	33 340	Straßenanschnitt	
436	VIII c	Westheim E	6930	02 720	30 550	Wegeinschnitt	
437*	VIII c	Höheberg	7030	02 680	29 440	Grube	ZÖLLNER 1946: 15; Jähnel 1970: Profil LII
438*	VIII c	SW Hohentrüdigen	7030	03 810	29 050	Acker	JAHNEL 1970: Profil LIII
439*	VIII c	Ammelbruch	6928				RAUSCHER 1935: Profil 1; SCHIEBER 1936: Profil 53
440	VIII c	SE Schlierberg	6828	08 570	42 830	Bachriß	JAHNEL 1970: Profil XXXIX
441	VIII c	Beyerberg	6829	90 880	42 620	Bachriß (+)	
442*	VIII c	Beyerberg	6829			Schacht	GÜMBEL 1891: 241
443*	VIII c	Dambach	6929			Schacht I	GÜMBEL 1891: 243
443 a	-	Dambach N	6929	95 750	40 720	Wegböschung	
444	VIII c	N Lentersheim	6929	96 440	39 560	Sandgrube	VIOHL 1969: 26; JAHNEL 1970: Profil XLVI
445*	VIII c	Lentersheim	6929	96 690	39 300	Kanalisationsgr.	JAHNEL 1970: Profil XLVII
446	VIII c	E Dennenlohe	6929	98 960	35 740	Straßeneinschnitt	VIOHL 1969: Profil 46
447	VIII c	SE Arberg	6829	98 560	45 640	Straßenbau	
448*	VIII c	Cronheim	6929	01 760	39 780	Ziegeleigrube	FRANK 1930: 106; RAUSCHER 1935: Profil 5 a
Altmühlal							
449	-	Nordstetten	6930	05 340	38 400	Wegböschung	
450	VIII c	Edersfeld	6930	06 950	39 960	Baugrube	
451	VIII c	N Sausenhofen	6930	09 330	38 150	Straßenanschnitt	
452*	VIII c	St. Michael	6930			Weganschnitt	RAUSCHER 1935: Profil 8 b
453*	-	Oberasbach	6830			Weganschnitt	FRANK 1930: 112; RAUSCHER 1935: Profil 9 a
453 a*	VIII c	E Gunzenhausen	6830	11 150	42 370	Baugrube Wbh.	HÖRAUF 1970: 49/50
454*	VIII c	NW Pfofeld	6830			Weganschnitt	RAUSCHER 1935: Profil 10 a u. b
455	VIII c	Gräfensteinberg	6830	13 670	46 500	Kanalisationsgr.	vgl. HÖRAUF 1970: 54
456*	VIII c	N Gräfensteinberg	6830			Weganschnitt	RAUSCHER 1935: Profil 16
Riesgebiet (s. auch Zusammenstellung bei JAHNEL 1970: 100)							
457*	VI b	W Utzmemmingen	7128	04 500	11 200	Weganschnitt	BENTZ 1927: 515; JAHNEL 1970: Profil I (allochthon)
Schwäbische Alb und Alpenvorland							
458*	VI b	Bopfingen	7128			Bohrung Fa. Gnann	MÜNZING 1960, Profil 1
459*	IX	Salach	7324			Mineralw.bohrung	GROSCHOFF 1951: 60
460*	-	Gingen	7324			Mineralw.bohrung	GROSCHOFF 1951: 61
461	IX	Bad Überkingen	7324	58 770	85 140	Thermalw.bohrung 1	CARLÉ 1971: 50-51
462	IX	Bad Ditzenbach	7424	52 030	83 780	Thermalw.bohrung 1	CARLÉ & GROSCHOFF 1972: 24-25
463	IX	Beuren	7422	29 460	80 950	Thermalw.bohrung	
463 a*	-	Neuffen	7422	27 260	79 650	Bohrung	BRANCA 1894/95: 655
464	8, IX	Urach	7422	27 900	74 100	Thermalw.bohrung	GWINNER 1974: 86
465	IX	Buttenhausen 1	7622	33 795	59 118	Erdölbohrung	WIRTH 1958: 120-122
466*	-	Ehingen 1	7724	54 200	48 100	Erdölbohrung	BLOOS 1968: 101 (nach KIDERLEN)
467*	-	Upflamör 1	7722	30 530	41 335	Erdölbohrung	WIRTH 1960: 146-147
468	IX	Veringenstadt 1	7821	14 805	36 917	Erdölbohrung	WIRTH 1968: 875
469	IX	Unterschmeien 3	7920	09 955	27 585	Erdölbohrung	WIRTH 1968: 873
470	IX	Meßkirch 1	8020	02 830	13 605	Erdölbohrung	WIRTH 1968: 876
471	IX	Jedesheim 1 (Iller)	7826	82 140	40 380	Erdölbohrung	
472	IX	Pleiß 2 (Iller)	7927	87 430	29 040	Erdölbohrung	
473	IX	Heimertingen 18				Erdölbohrung	

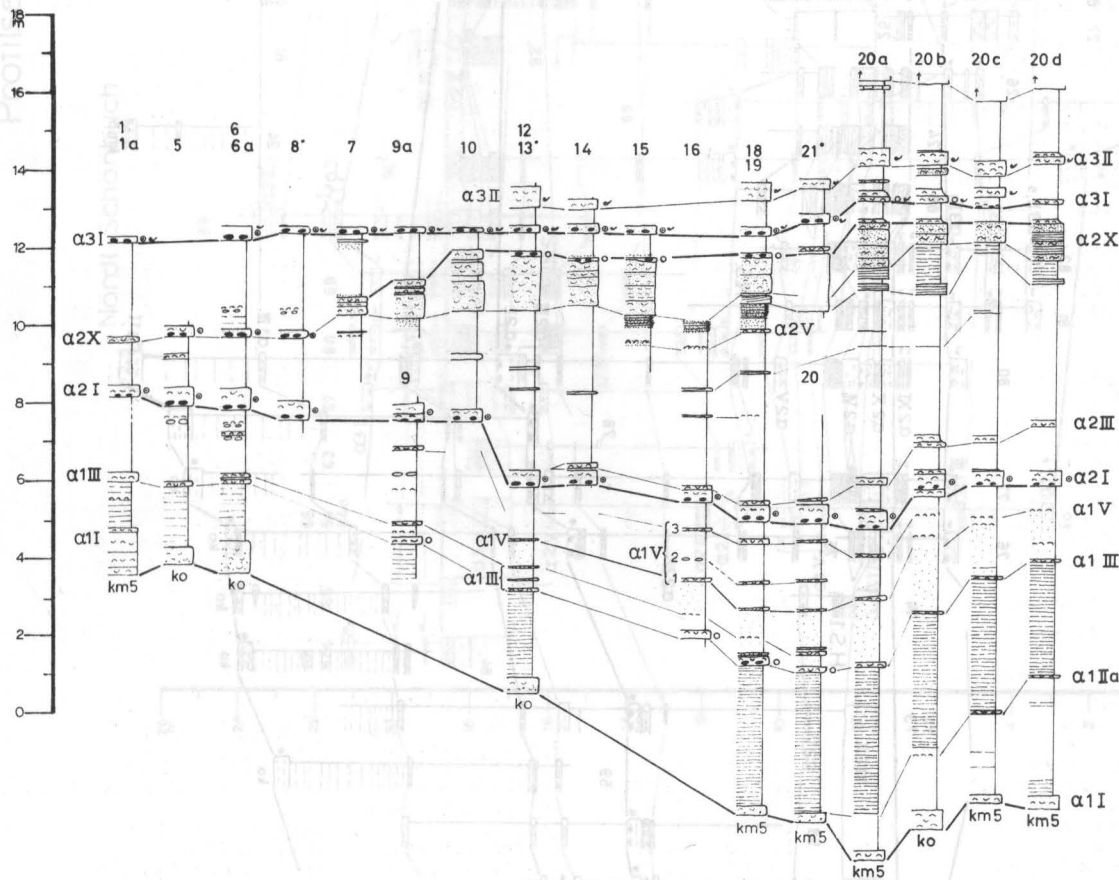
Profilserien

Legende zu den Profilserien

	<p>Schillkalkstein, dicht gepackt, sandfrei bis schwach sandig, mit umgelagerten Konkretionen</p> <p>Tonstein, sandiger Tonstein mit Konkretionslage</p> <p>Kalkstein mit Schillmaterial, ± bioturbat</p> <p>Silttonstein und Siltmergelstein, z.T. bioturbat</p> <p>Kalkstein, sandig</p> <p>Tonstein mit dünnen, wenig verfestigten Schalenlagen</p> <p>Sandstein mit Schillmaterial, ± bioturbat</p> <p>Tonstein mit Sandsteinplättchen, wenig bis mäßig bioturbat</p> <p>Sandstein, meist mergelig, ohne Schillmaterial, bioturbat</p> <p>Siltton mit Sandsteinplättchen, wenig bis mäßig bioturbat</p> <p>Sandstein, eben fein geschichtet</p> <p>Sandflaserschicht, stark bioturbat (unten mit Schillmaterial)</p> <p>Sandstein, flach schräggeschichtet</p> <p>Sandstein, feinschichtig, stark tonig-feinsiltig</p> <p>Sandstein, tafelig, mit dünnen Ton- u Silttonzwischenlagen</p> <p>schlecht aufgeschlossen; bei Fremdprofil: ungliedert</p> <p>Mittel- bis Grobsandstein</p>	<p>↙ Gryphaea sp.</p> <p>○ Schalendetritus mit oxydiertem Pyrit (gelb gefärbt)</p> <p>○ wie vor, mit Chamositoiden</p> <p>● Kalkoide</p> <p>☞ Pflanzenreste (konzentriert)</p> <p>A Stromatolithische Strukturen</p> <p>† das Profil setzt sich nach oben fort (siehe hinterlegte Profilsammlung)</p> <p>⊕ wichtiger Ammonitenfund (s. Text)</p> <p>93* Fremdprofil (Quelle s. Profilverzeichnis)</p> <p>ko Rät</p> <p>km 5 Knollenmergel</p> <p>} Liegendes der Profile (soweit bekannt)</p>
--	---	---

Profilserie I

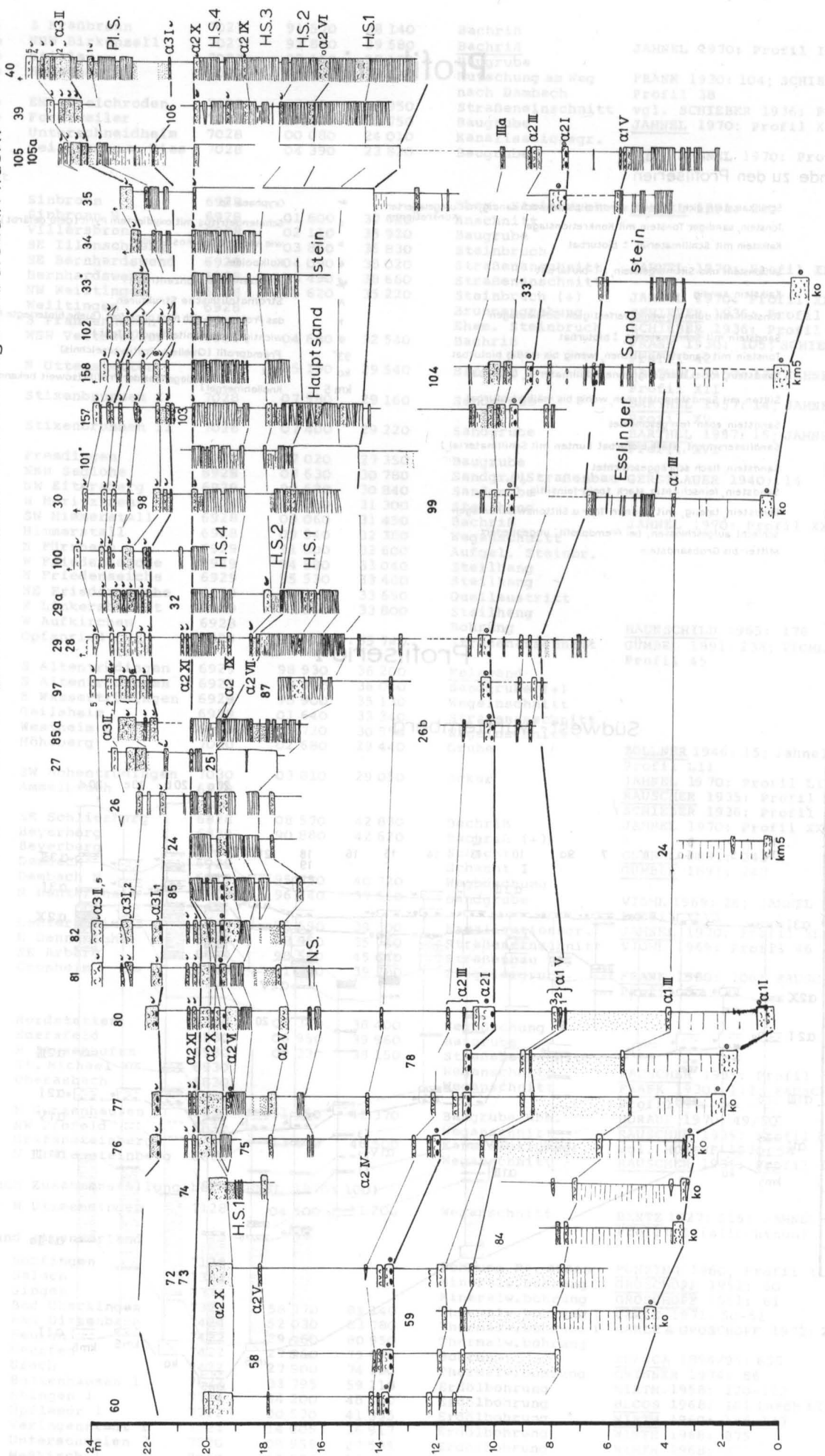
Südwest-Württemberg



Profilsserie II

Südwestl. Schönbuch

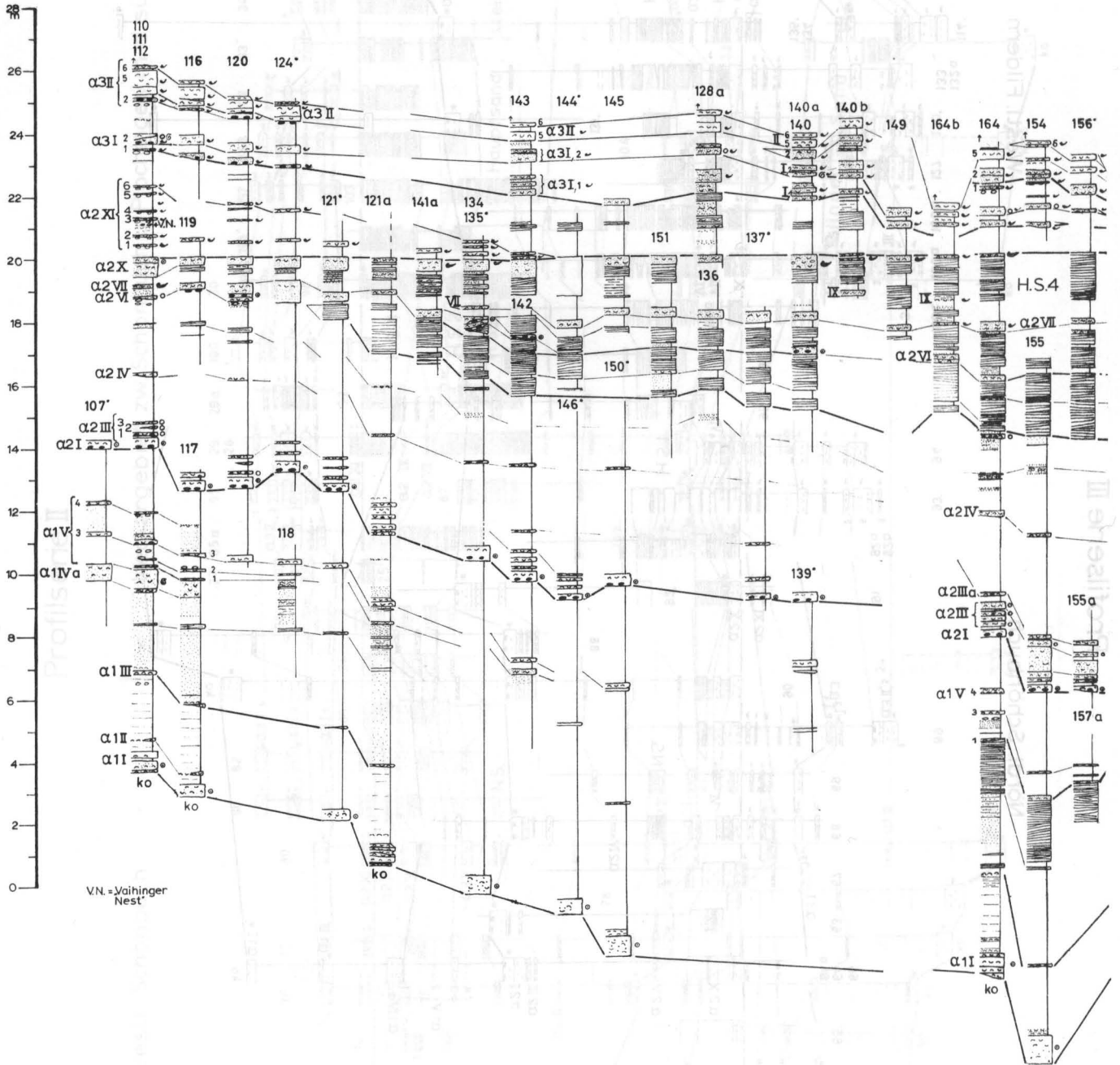
Neckargebiet zw. Schönbuch u. Plochingen m. d. südl. Fildern



Profilserie IVa

Westl. Fildergebiet

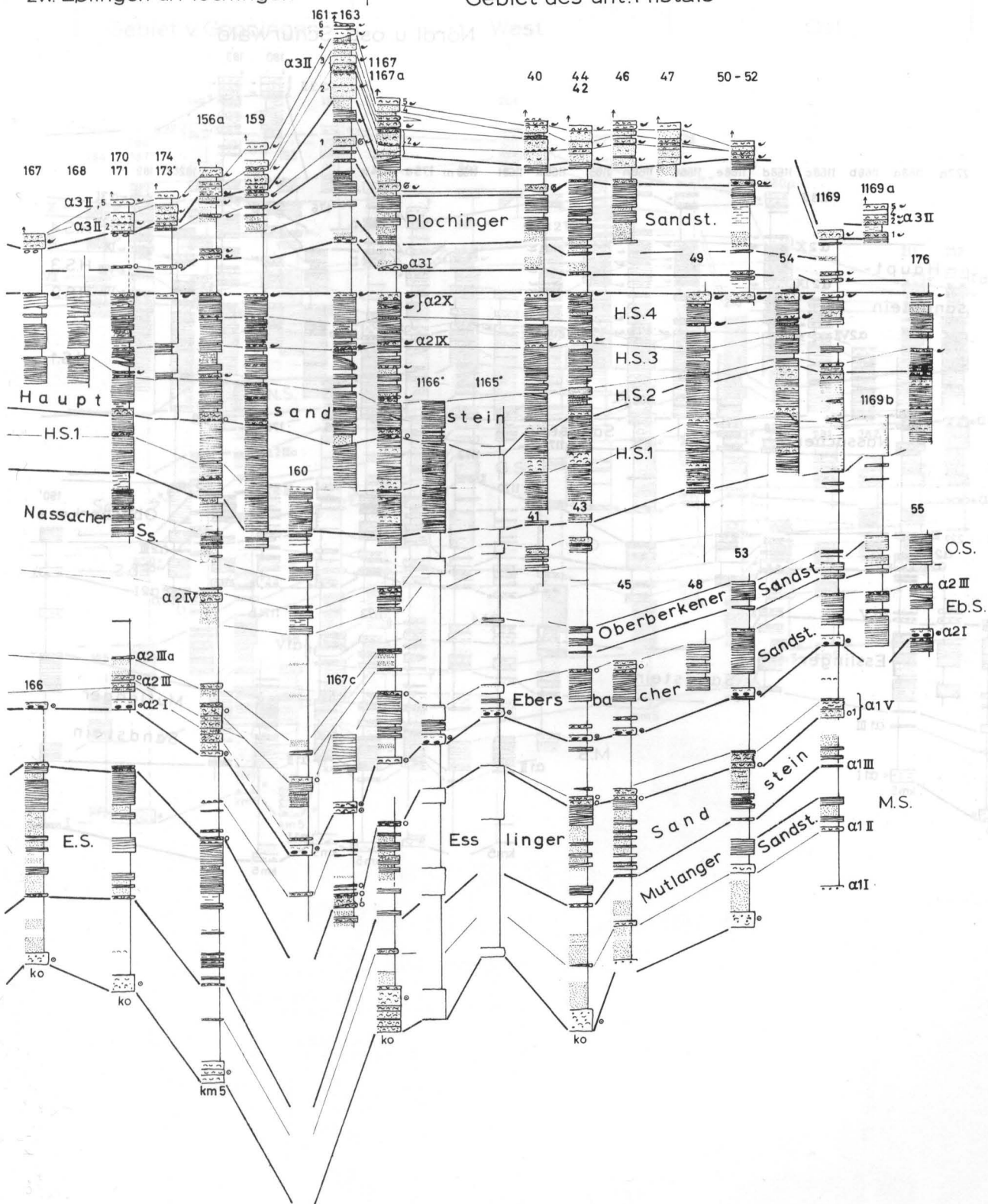
Neckargeb.



Profilsérie IVb

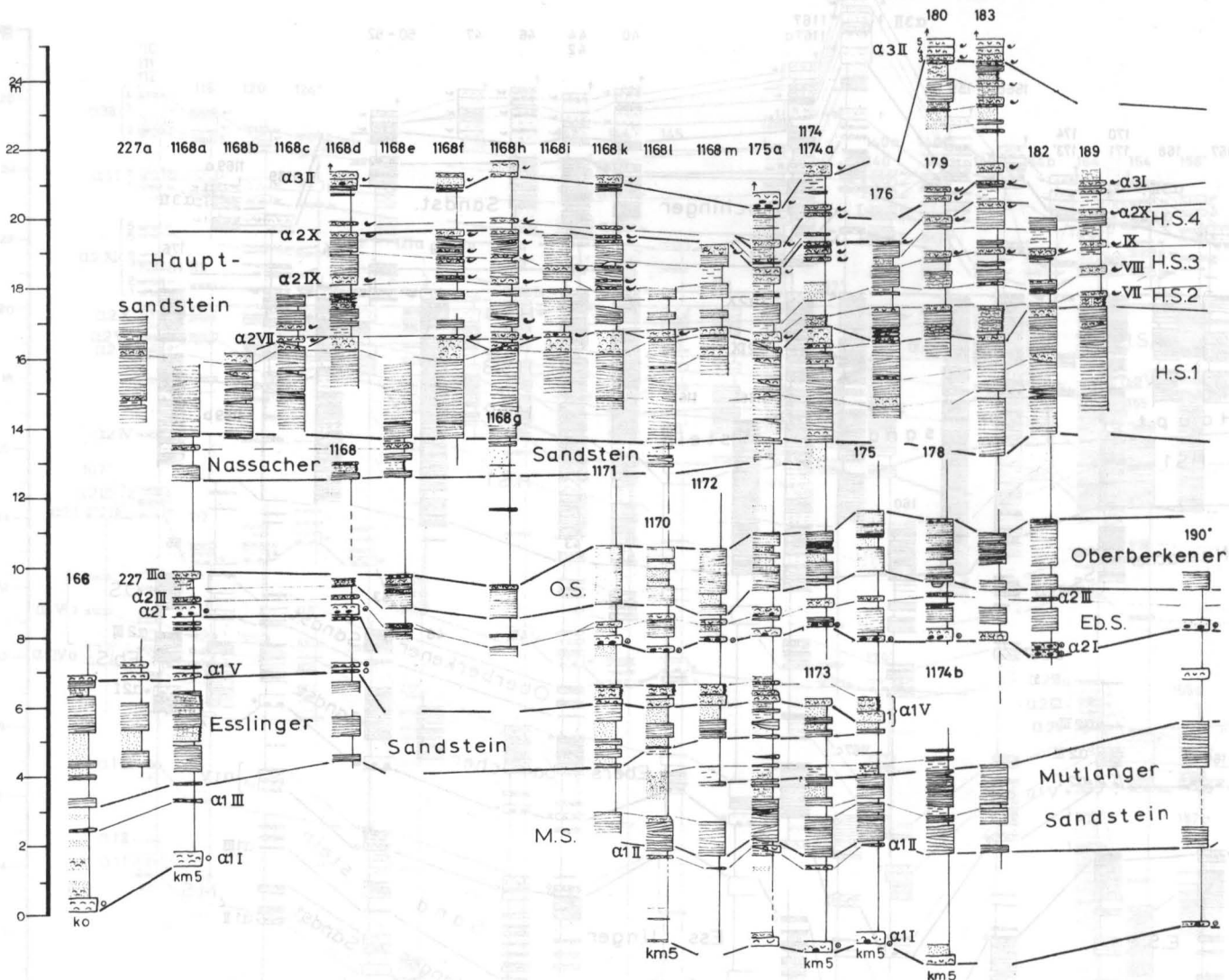
zw. Eßlingen u. Plochingen

Gebiet des unt. Filstals



Profilserie Va

Nördl. u. östl. Schurwald



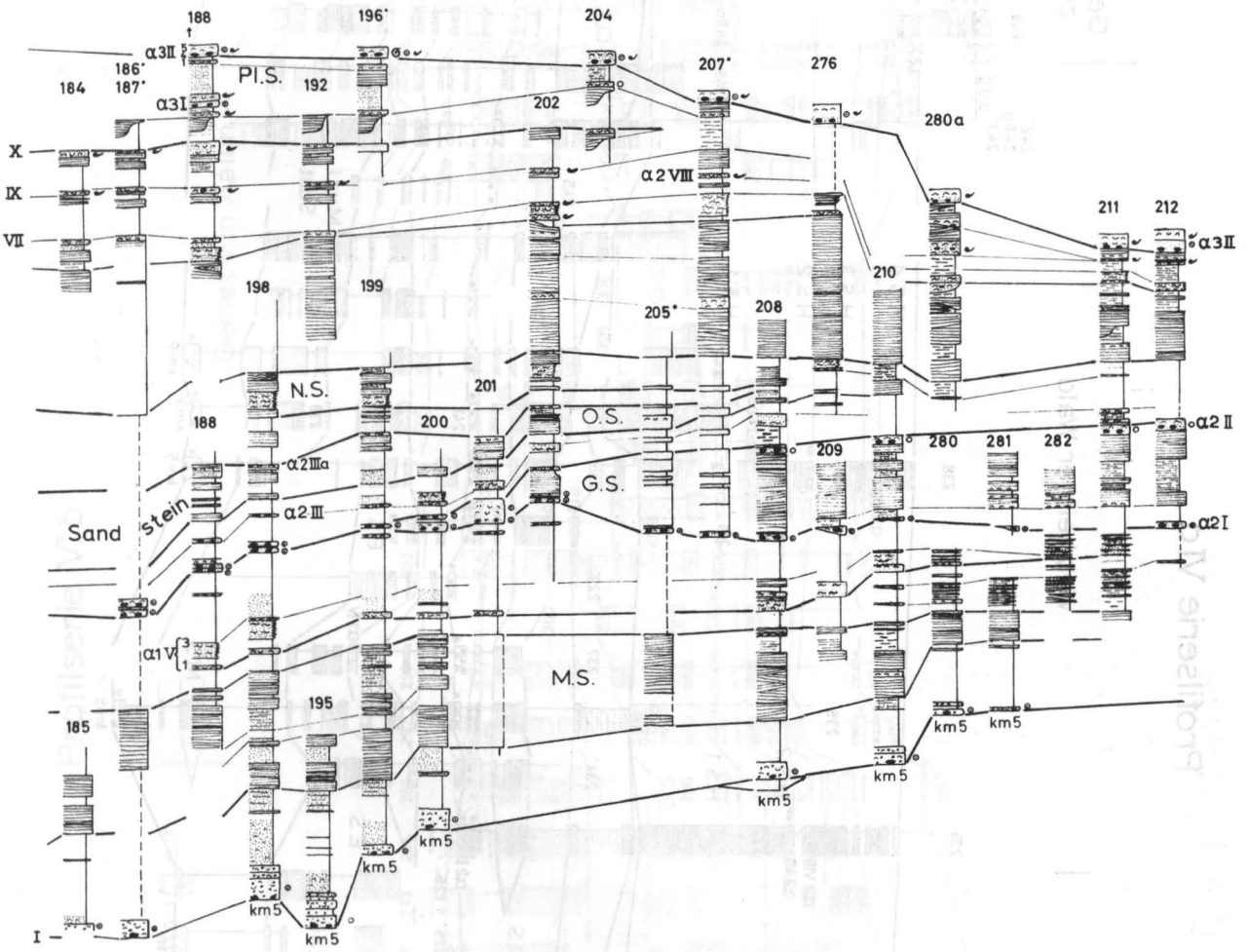
Profilserie Vb

Gebiet von Schw. Gmünd südl. der Rems

Gebiet v. Göppingen

West

Ost

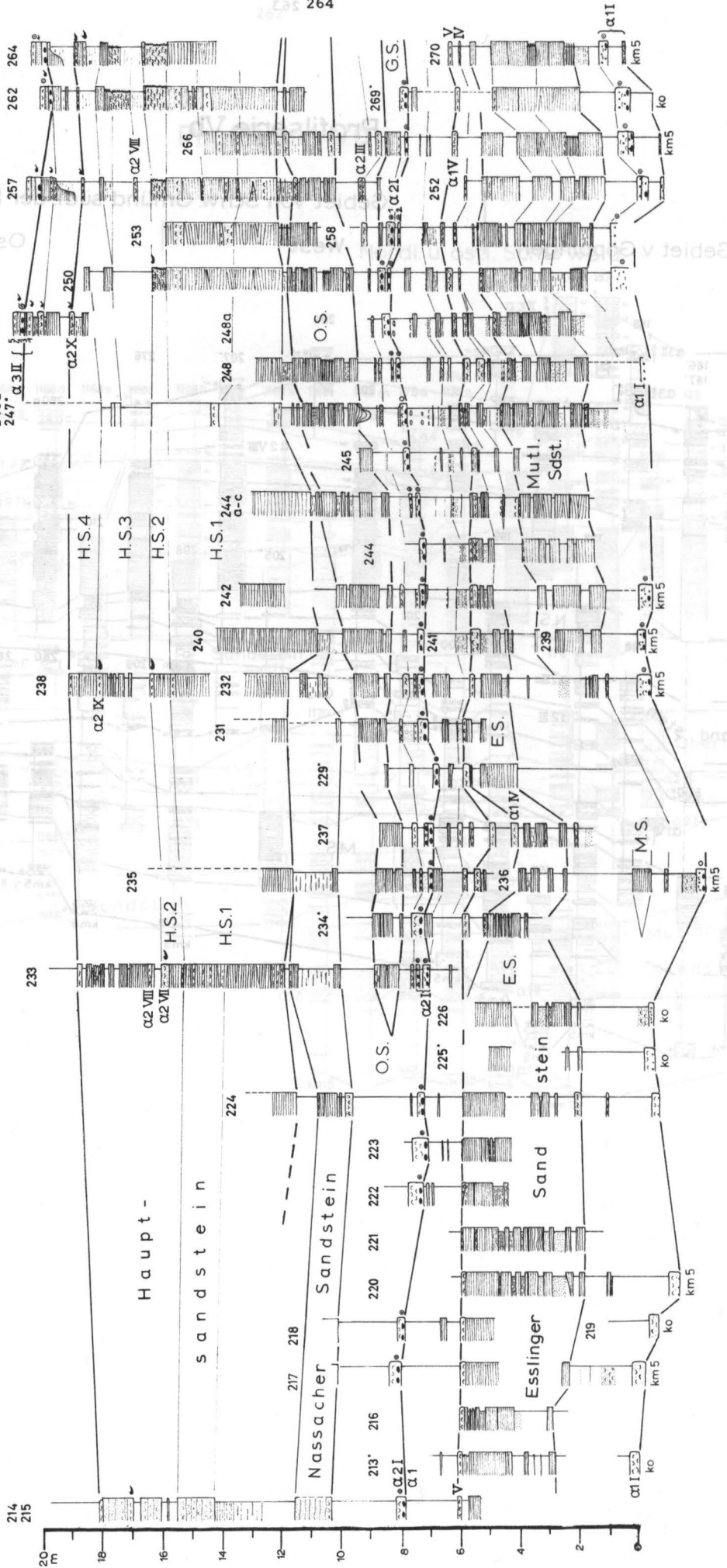


Profilsérie VIa

Löwensteiner Berge

Welzheimer Wald

Gebiet von Schw.Gmünd
zwischen Rems u. Lein
West



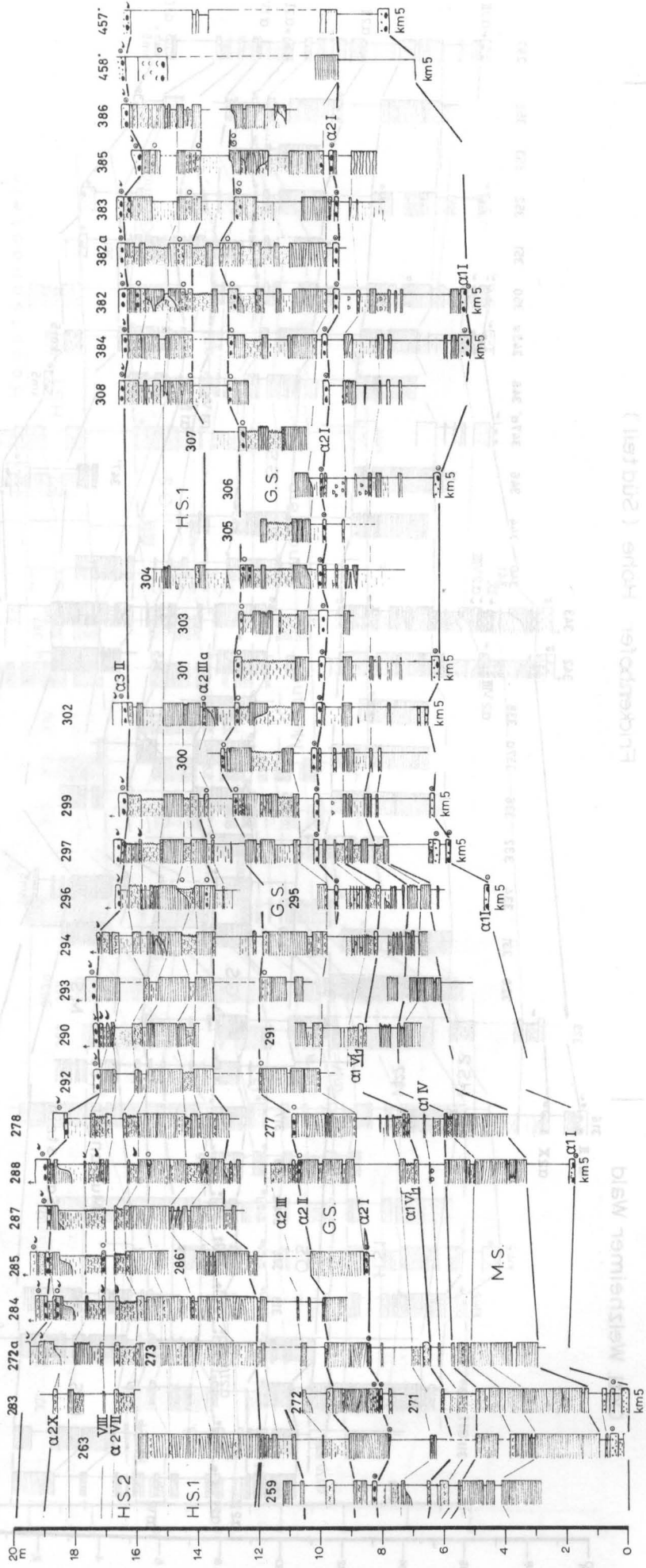
Profilserie VIb

Gebiet von Schw.Gmünd zwischen Rems u.Lein

West | Ost

Gebiet von Aalen

| W Ries

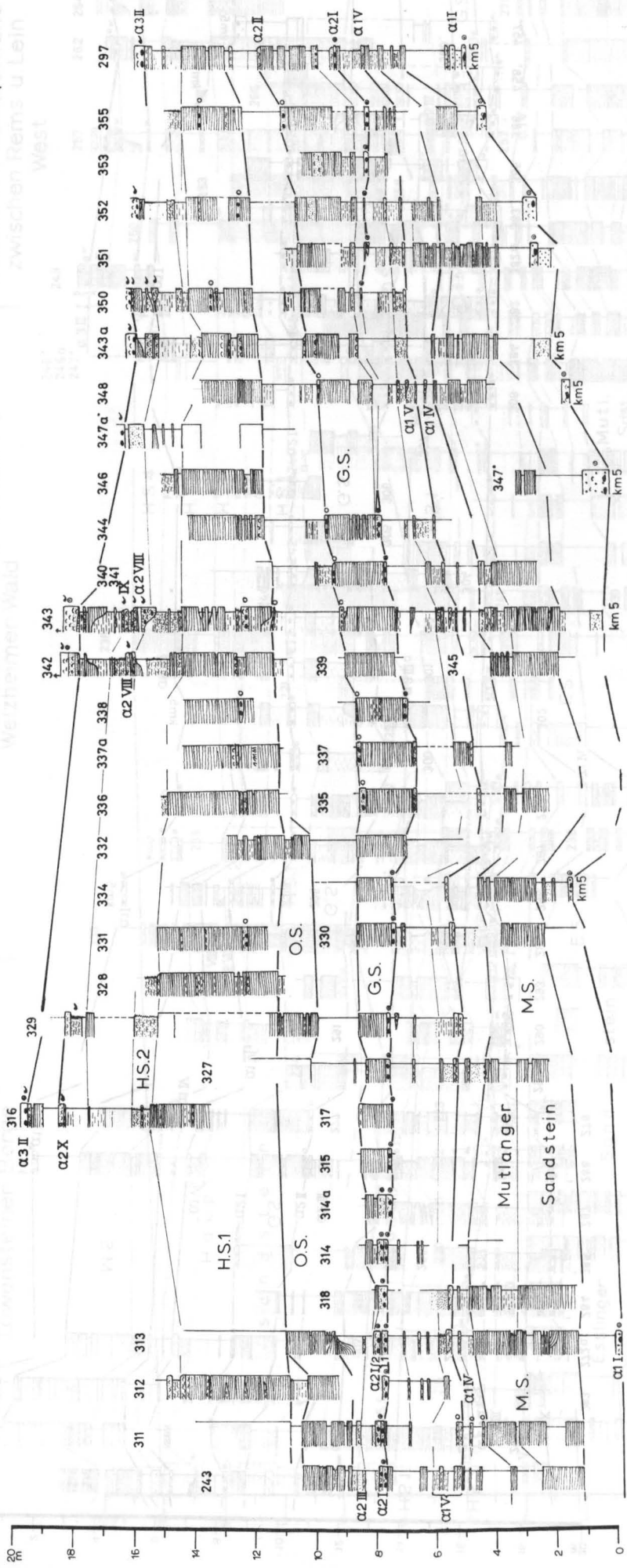


Profilserie VII

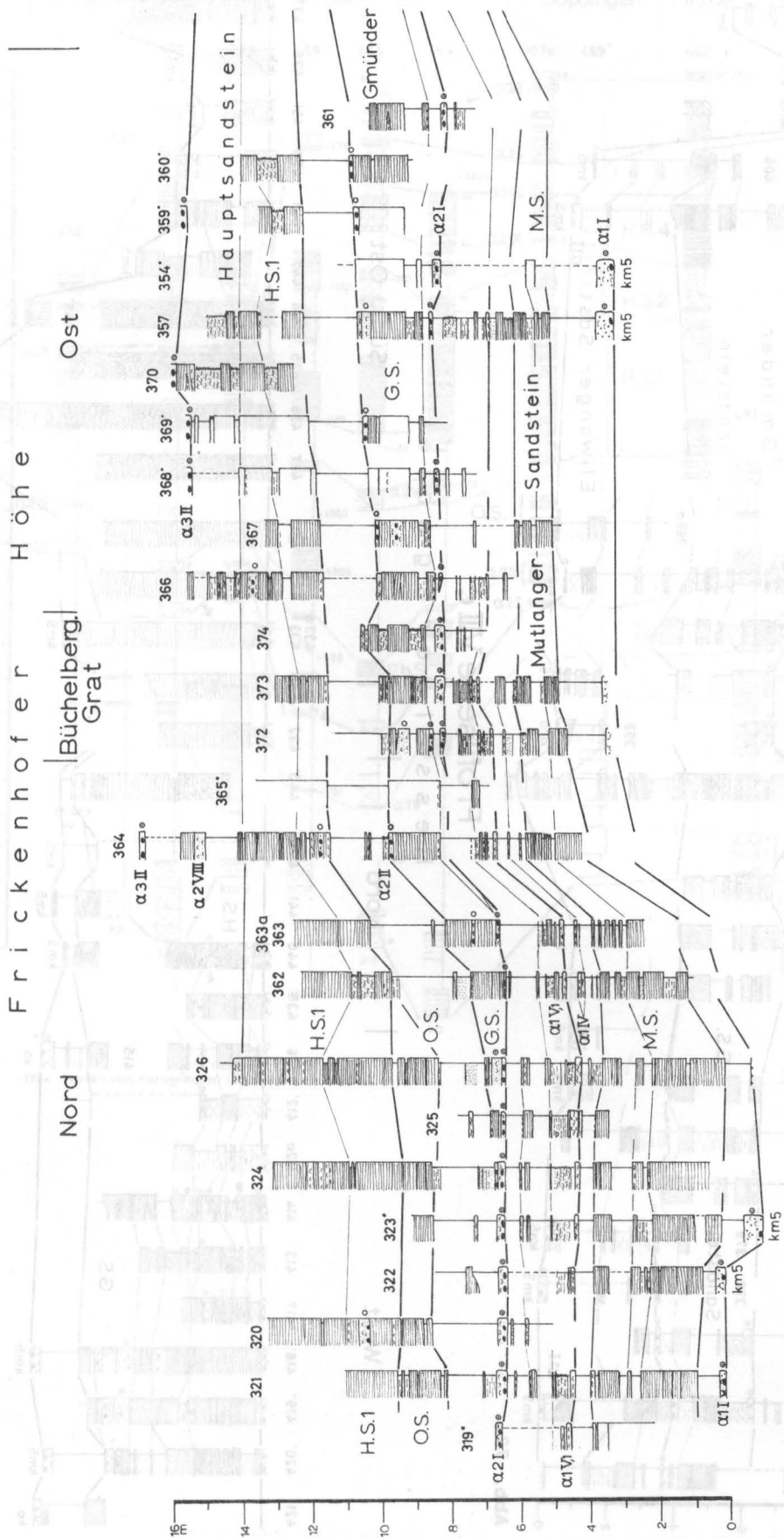
Frickenhofer Höhe (Südteil)

Östl. Welzheimer Wald

Gebiet von Schwabmünd
zwischen Rems u Lein
West



Profilserie VIII a



HOHE IM KOCHER- u. ISAR

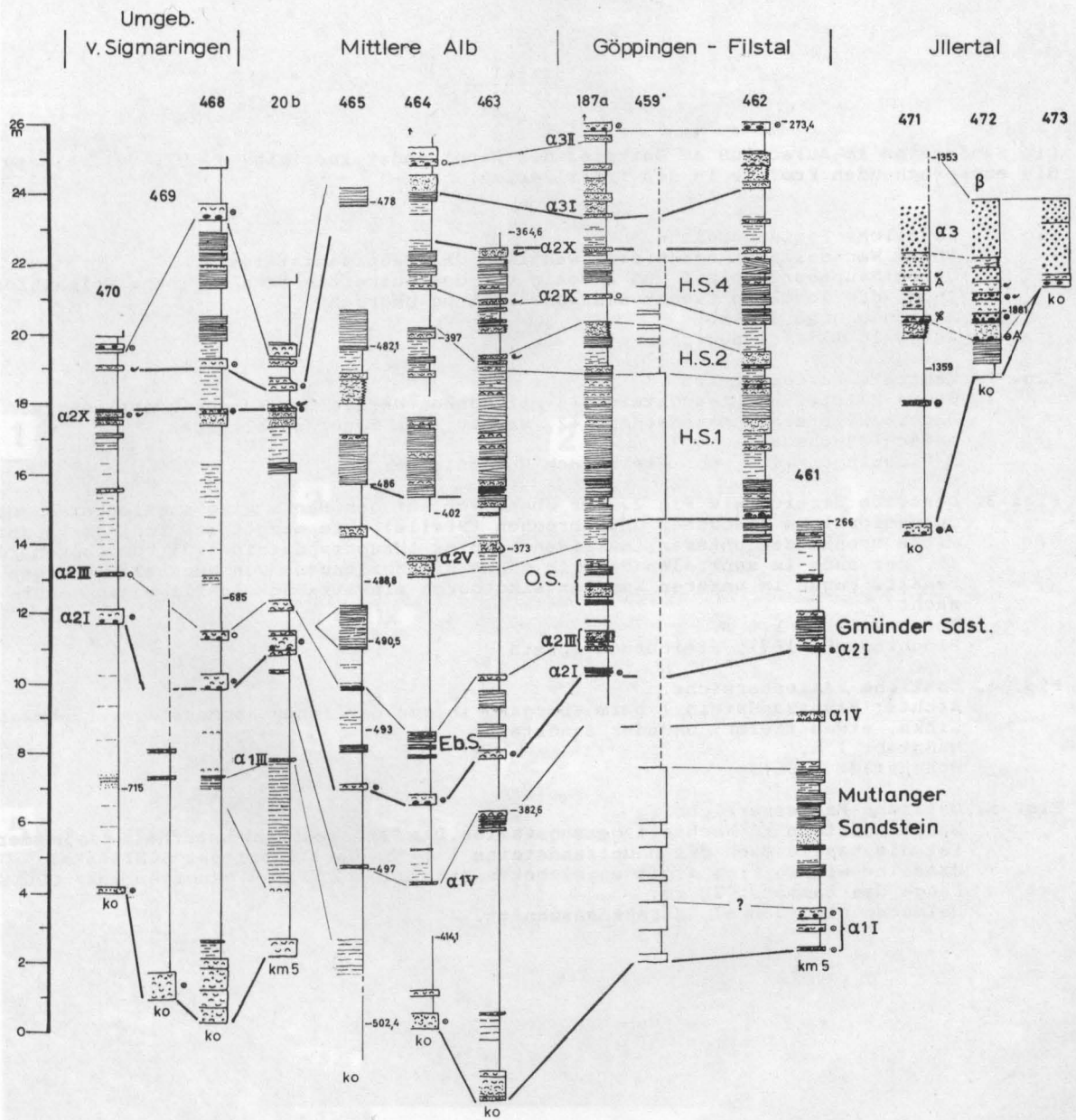
E EIMSÜD

Metz HESZOLISUD

БЛОЖЕЦКЕ АИР

Profilserie IX

Profilserie IX



-273,4 Teufen von Kerngrenzen (in Metern)

Fehlerberichtigung

Seite	Abschnitt	Zeile	statt:	lies:
5	2.	4	dip	dips
9	1.	3	Instituts	Institut
20	4.	3	Aufbaus deutlich	Aufbaus zwei deutlich
24	Überschr.	2	(vgl. hierzu Abb. 6, 19	(vgl. hierzu Abb. 6, 20
30	6.	6	(z.B. Vaihingen 113)	(z.B. Vaihingen 113 b)
32	4.	7	(Abb. 7 u. 19)	Abb. 7 u. 20)
33	3.	3	sind. Zunächst	ist. Zunächst
35	2.	7	det, selten	det (Taf. 24, Fig. 6), selte
38	7.	3	Die Grenze in den	Die Grenze zum
41	6.	5	Ripplen	Rippeln
42	2.	7	Aalener Gebiet.	Aalener Gebiet
43	8.	1	Schalenreste Li-	Schalenreste von Li-
48	3.	11	bestimmbaren Muschel-	bestimmbare Muschel-
			resten	reste
52	2.	3	Echterdingen (128).	Echterdingen (127).
56	Überschr.	2	FRANK (1930).	FRANK (1930), oberer Teil.
59	4.	6	Mächtigkeitminimum	Mächtigkeitminimums
62	2.	4	(s. Abb. 74,	(s. Profilserie IX,
72	Legende	5	Liogryphaea	Gryphaea
74	6.	7	N gereicht hat,	N gereicht haben
101	Abb. 24	3	grenze der Variations	grenze des Variations
104	3.	3	feiner. (Abb. 28,	feiner (Abb. 28,
118	Legende (Abkürz.)	7	50-75 % Silt	95-75 % Silt
119	Abb. 40	1	a) ... Oberfrankens	a) ... Nordfrankens
134	Überschr.	5	Alle Überschriften sind	zu unterstreichen
135	4.	6	ALDINGER 1957) läßt	ALDINGER 1957), läßt
149	Legende	4	zur Deckung ge-	zum Schnitt ge-
149	1.	1	seedimenten	seedimenten
151	1.	4	(Abb. 47).	(Abb. 49).
152	4.	3	am SW-Ende der Wand	am SE-Ende der Wand
172	5.	20	Silt und Tonblättern	Silt- und Tonblättern
175	5.	2	(Kap. 5.2.2.	(Kap. 5.2.2.)
177	7.	1	Millimeter	Millimeter
182	6.	4	Sandsteinplättchen, als	Sandsteinplättchen als
188	5.	2	nur von Sandstein ausge	nur von Sand ausge
192	5.	3	nur ein dünner	nur einen dünnen
196	6.	4	(= α 3 I) ... (= α 3 II)	(= α 3 I, 1) ... (= α 3 I, 2)
200	5.	8	steine s.u.).	steine s.u.)
200	7.	5	schlecht erhalten	schlecht erhalten.
202	6.	9/10	dichten Kalks wähnt	dichten Kalks erwähnt
209	2.	4	kompakten Sandstein-	kompaktem Sandstein-
			körpern	körper
209	2.	4	des Gebiets, eine	des Gebiets nicht, eine
209	2.	16	hat, weder	hat, aufgrund der Faunen weder
226	5.	13	wirsam	wirksam
250 → T. 8	Fig. 1	1	Repetition	Repetition
T. 11	Fig. 7	6	20 cm über α 2 VIII	20 cm über α 2 IX
T. 12	Fig. 1	6	Steinbruch Spieth).	Steinbruch Spieth.
T. 19	Fig. 5	4	Repetition	Repetition
T. 21	Fig. 9	5	-	Beleuchtung von rechts ob.
T. 23	Fig. 4	8	Batschenhof (324),	Batschenhof (362),
T. 25	Fig. 3	6	Jedesheim 1 (471 m),	Jedesheim 1 (471),
173	2.	5	(1965: 45)	(1965: 48)
250	Profil 44	-	34 970	33970

Liste der Korrigierten Seiten