

Geol. Paläont. Westf.	60	13 - 45	12 Abb. 5 Tab.	Münster März 2003
--------------------------	----	---------	-------------------	----------------------

## **Geologie im Bereich des Trassenneubau für die Stadtbahnlinie 4 (Universitätslinie) der Stadt Bielefeld: Beckenanalyse, Fazies und Palaeo- environment des Keupers im Raum Bielefeld**

Markus Harting<sup>1</sup>, Otto Leiss<sup>2</sup>, Wolfgang Boenigk<sup>1</sup>, Haino-Uwe Kasper<sup>1</sup>, Gerd Grumm<sup>2</sup> &  
Savvas Semertzidis<sup>3</sup>

### 1 Untersuchungsgebiet (Tunneltrasse)

#### 1.1 Konstruktionsabschnitte und Verlauf der Tunneltrasse

Die Tunneltrasse für die Stadtbahnlinie 4 (Universitätslinie) verläuft inmitten des Innenstadtbereiches der Stadt Bielefeld (Ostwestfalen-Lippe, NRW) und wird von der Topographischen Karte 1 : 25.000, Blatt 3917 Bielefeld erfaßt.

Die Trassenführung für die Stadtbahnlinie 4 wird in neun Konstruktionsabschnitte, davon vier in offener Bauweise (Abb. 1, 2 und 3), unterteilt:

1. Unterfahrung der setzungsempfindlichen Gleisanlagen der Deutschen Bahn AG (10 Gleise, 3 Bahnsteige) und Anschluß an bereits vorhandene Tunnelröhren im Bereich der Haltestelle Hauptbahnhof
2. Weichenstraße (zweigleisig) mit Anfahrschacht 1 (Af 1: offene Bauweise), dem späteren Notausstieg
3. Unterfahrung der Weststraße durch Gleis 11, sowie unterhalb der Bebauung der Weststraße durch die Einzelröhre des Gleises 12
4. Haltestelle Siegfriedplatz und Zugangsanlagen in offener Bauweise
5. Synchron verlaufender Streckenbereich mit Af 2 etwa 80 m vor der Haltestelle Bürgerpark
6. Haltestelle Bürgerpark (Oetkerhalle) und Zugangsanlagen in offener Bauweise
7. Unterfahrung der Stapenhorststraße (zweigleisig)
8. Zusammenführung von Gleis 11 und 12
9. Rampe (Af 3: offene Bauweise); Übergang zur oberirdischen Trassenführung (Kurt-Schumacher Straße)

Die Trasse verläuft zunächst in einem Bogen von Südost nach West, später in Richtung Nordwest. Hierbei wurden weite Teile der Bereiche Jöllenbecker Straße, der Weststraße, der Stapenhorststraße sowie der Kurt-Schumacher Straße unterquert.

#### 1.2 Bohrungen

Zur überregionalen Erfassung der Verbreitungs- und Lagerungsverhältnisse der Keupergesteine im Osnabrücker Bergland, dem Wiehengebirge sowie dem Lippischen Bergland wurden insgesamt sechs Auf-

Anschriften der Verfasser:

<sup>1</sup> Universität zu Köln, Institut für Geologie und Paläontologie, Zülpicherstraße 49a, 50674 Köln

Email: markus.harting@bio-geo.uni-karlsruhe.de

<sup>2</sup> PSP-Beratende Ingenieure, Heinrich-Heine Straße 1, D-80686 München

<sup>3</sup> Universität Bielefeld, OSK, Universitätsstraße 23, 33615 Bielefeld

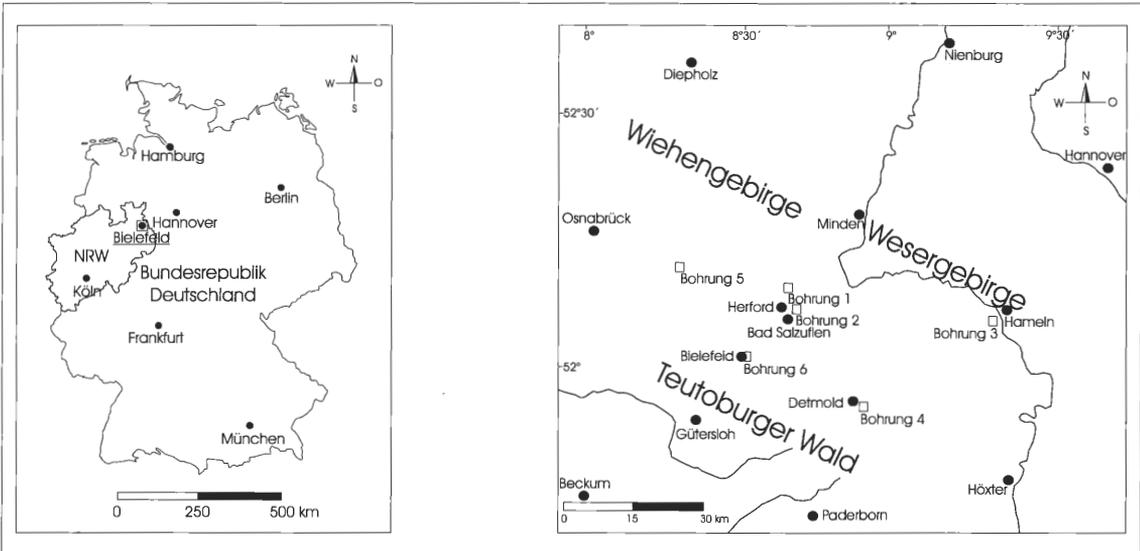


Abb. 1: Geographische Übersichtskarten zur Lage des Arbeitsgebietes sowie zur Lage der Bohrungen (AB) 1-6.

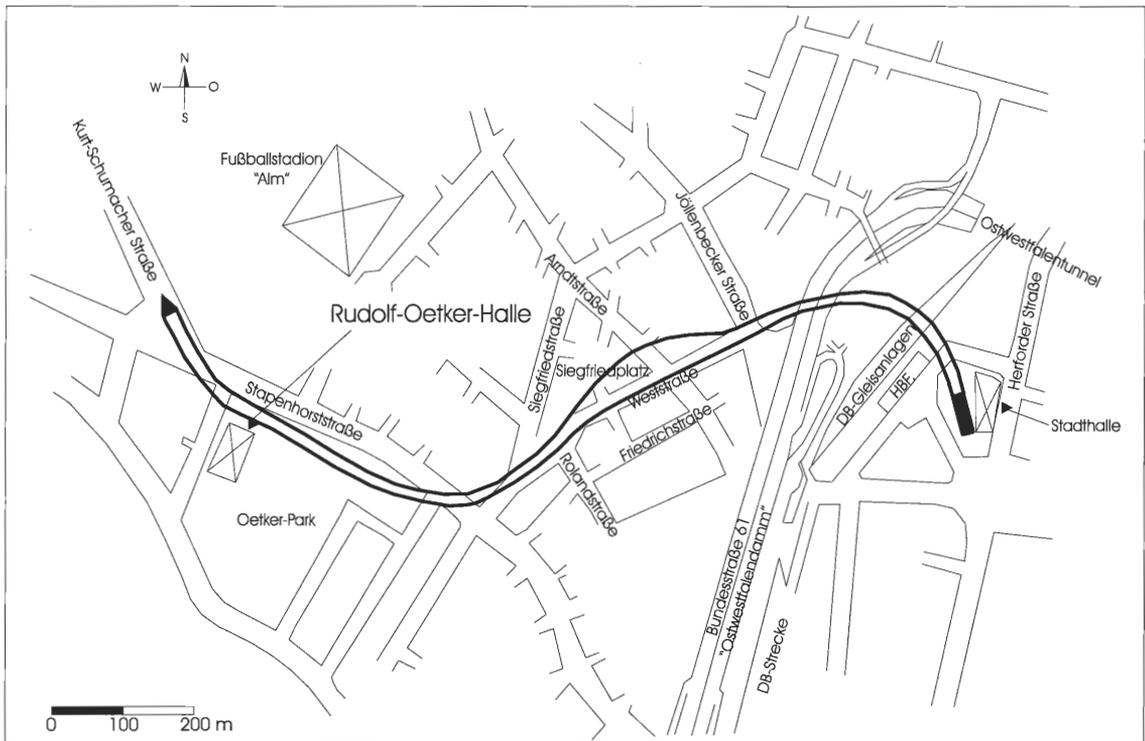


Abb.2: Verlauf der gesamten Tunneltrasse zwischen Hauptbahnhof und dem Übergangsbereich zur überirdischen Trassenführung im Bereich der Kurt-Schumacher Straße.  
Nach NEUMANN & STIPEK (1997), geändert.

schlußbohrungen (AB) der Erdölindustrie (Abb. 1), bei denen der Keuper vollständig durchteuft worden ist, ausgewertet. Bei der Bohrung 1 handelt es sich um den "Alexander von Humboldt Sprudel", der durch SANDER (1977) beschrieben wurde, bei Bohrung 6 um die Bohrung Bielefeld 1, welche durch FABIAN (1956) bearbeitet worden ist. Die Bohrungen 2 – 5 werden im folgenden aus Datenschutzgründen nicht näher benannt.

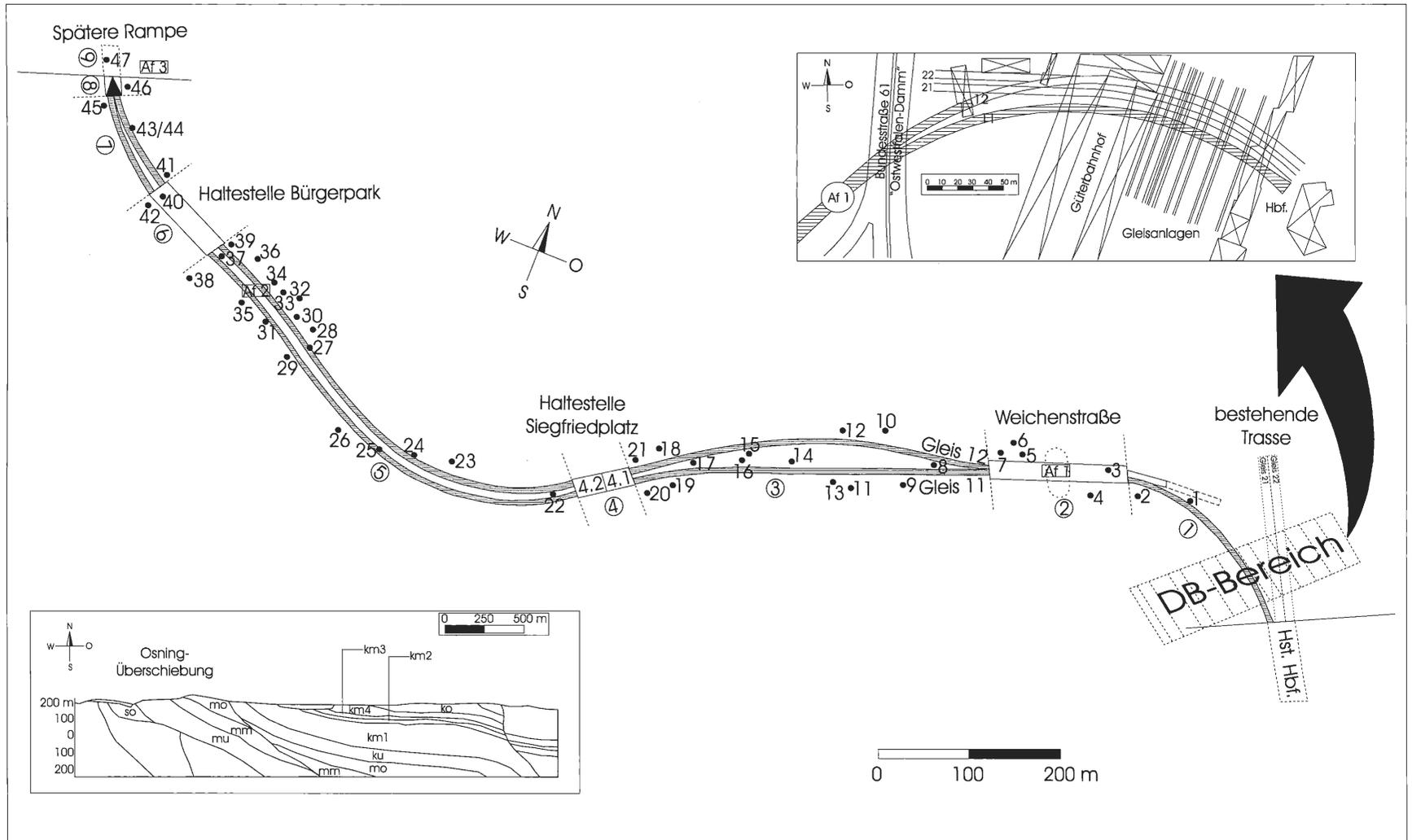


Abb. 3: Trassenführung mit Bauabschnitten, Sondierborhungen (TB) und Anfahrtschächten (Af). Oben rechts: Vergrößerter Ausschnitt des setzungsempfindlichen Bereiches des Hauptbahnhofes; Unten links: Tektonische Übersicht und Lagerungsverhältnisse im Raum Bielefeld. Nach DEUTLOFF KÜHN-VELTEN & MICHEL (1986) und LEISS (1999), geändert.

Der Keuper des Untersuchungsgebietes wird von 47 Bohrungen (TB), die im Rahmen der Voruntersuchungen zur Trassenführung abgeteuft wurden, erfaßt (Abb. 3). Diese 47 Bohrungen dienten der vorliegenden Arbeit zur Festigung und Bestätigung der während des Vortriebes gewonnenen lithologischen Daten, wengleich in keiner der genannten Bohrungen der Keuper vollständig durchteuft worden ist.

## 2 Geologie

### 2.1 Forschungsgeschichte und Stand der Wissenschaft

#### 2.1.1 Keuper

Erste Beschreibungen des Keupers stammen aus dem ersten Viertel des 19. Jahrhunderts. Hier fügte L. VON BUCH (1822, in VON BUCH 1867) den Keuper als jüngste Formation der Trias den Ergebnissen von HAUSMANN, OEYNHAUSEN, DECHEN und DE BEAUMONT (in KRÖMMELBEIN 1991) hinzu. ALBERTI (1834), der anfangs den Keuper als eigenständige Formation, abgetrennt von Muschelkalk und Buntsandstein betrachtete, faßte 1834 die Einheiten zur Trias-Formation zusammen. Im Raum Osnabrück wurde der Keuper erstmalig von HOFFMANN (1826), später von HEINE (1861) in Randbereichen der Ibbenbürener Karbonscholle erkannt und beschrieben. Im Rahmen seiner Arbeit stellte HOFFMANN (1826) einen zunehmenden Mergelanteil der Kalke im Oberen Teil des Oberen Muschelkalkes (mo) fest. Dieser Bereich wurde von ihm als dolomitische Grenzschicht betrachtet und stratigraphisch in den Bereich des Oberen Muschelkalkes (mo), alle darüber folgenden Schichten in den Bereich des Unteren Keupers (ku), gestellt. HEINE (1861) stellte entgegen HOFFMANN (1826) die dolomitische Grenzschicht des Oberen Muschelkalkes (mo) in die "Lettenkohlengruppe" des Unteren Keupers (ku), die darüber folgenden Schichten beschrieb er als Basisschichten des Keupers. Diese Grenzziehung wurde so in der Arbeit von KEMPER & BÖLSCH (1885) übernommen. Das Weserbergland, hier insbesondere der Schilfsandstein (km2), wurde von RÖMER (1857) bzw. JUGLER (in RÖMER 1857) sowie ROSENFELD (1968) beschrieben. Eine Arbeit über den Keuper im Raum des Piesberg-Sattels wurde durch HAARMANN (1909) publiziert. Der geologische Bau der Ravensberger Lande und der Osningüberschiebung wurde durch STILLE (1910 a, 1910 b, 1925), die Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge durch ROSENFELD (1977), und die Mineralneubildungen der regionalen Bruchfaltengebirge durch BÜCHNER & SERAPHIM (1973) beschrieben. STILLE & MESTWERDT (1909) beschäftigten sich grundlegend mit der Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. Untersuchungen im Gipskeuper (km1) wurden durch KLUTH (1894) ausgeführt, erste geologische Kartierungen in Westfalen von SPULSKI (1909), KUHLMANN (1915) nachfolgend von GRUPE (1911, 1927), HAACK (1926, 1930, 1935), HAACK & DIENEMANN (1930) und DIENEMANN (1926, 1928, 1929) durchgeführt. JUBITZ (1952), der sich mit der Feinstratigraphie der Trias zwischen Osnabrück und Melle beschäftigte, stellte in den Arbeiten von DIENEMANN (1926, 1928, 1929) sowie HAACK & DIENEMANN (1930) stratigraphische Fehleinstufungen fest. Verockerungshorizonte (Paläoböden ?) im Rhät im Raum Herford wurden durch BURRE (1920) beschrieben, umfangreiche Beschreibungen zur Geologie Westfalens wurden durch WEGNER (1926) publiziert.

Lithostratigraphische Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning wurden von KÜHL (1956) durchgeführt. WURSTER (1964), der sich mit der "Geologie des Schilfsandsteins" (WURSTER 1964) beschäftigte, stellte für diesen im Germanischen Becken eine vorherrschende SSW-Richtung der Rinnensandsteine fest. Rhätvorkommen (ko) im Lippischen- und Weserbergland wurden durch KISSING (1922) sowie SCHICKOR (1966, 1969) untersucht, welcher sich sowohl mit dem Rhät (ko) als auch mit dem Steinmergelkeuper (km4) beschäftigte. Palynologische bzw. mikropaläontologische Arbeiten wurden durch WICHER (1957) und MÄDLER (1964), Arbeiten zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers zwischen Weser und Ems von RAZAWI (1965) durchgeführt. Eine kurze Abhandlung zur Trias des Münsterlandes findet sich in HESEMANN (1967). Der gesamte Keuper des Lippischen Berglandes wurde von DUCHROW (1968) feinstratigraphisch beschrieben. Paläogeographische Interpretationen der Stufen Rhät bis Alb im Emsland sowie zur Paläogeographie im Münsterland wurden durch MEYER (1969) und ROSENFELD (1978) veröffentlicht. Eine kurze Abhandlung zur Gliederung der mesozoischen Schichten im Raum Bielefeld wurde durch ALTHOFF (1928), zur Geologie des Teutoburger Waldes bei Bielefeld durch ALTHOFF & BÜCHNER (1979) verfaßt. Die Stratigraphie, Genese sowie die Paläontologie des Oberen Keupers Nordwestdeutschlands wurde von WILL (1953, 1969) untersucht. Eine geologische Bearbeitung des westlichen Osnabrücker Berglandes wurde von THIERMANN (1970, 1973, 1975, 1980) ausgeführt. Die Arbeiten von SCHICKOR (1966, 1969) wurden durch die Arbeit von SANDER (1977), der sich im Rahmen der Bohrung "Alexander von Humboldt Sprudel" mit der Roten Wand sowie dem Steinmergelkeuper beschäftigte, korrigiert. SANDER (1963) beschäftigte sich überdies mit der stratigraphischen Bedeutung der Fossilagen des lippischen Steinmergelkeupers. Abhandlungen über die Paläontologie des Keupers in Biele-

feld wurden durch BÜCHNER (1969) und DEPPE (1975) verfaßt. Der Keuper im Raum Borgholzhausen wurde durch KNAPP (1967), im Raum Rintel durch NAUMANN (1915, 1916), im Raum Schwalenberg und Holzminden durch GRUPE (1927, 1929), im Raum Hasbergen durch HAACK (1935), im Raum Blomberg und Bad Salzuflen von MESTWERDT (1911, 1915) sowie KNAUFF (1978), im Raum Vlotho von NAUMANN (1922), im Raum Herford durch BURRE (1926) und THIERMANN (1959), im Raum Halle in Westfalen durch MESTWERDT (1926) sowie im Raum Bielefeld durch MESTWERDT & BURRE (1926, 1981) im Rahmen der Erläuterungen zur jeweiligen geologischen Karte beschrieben. Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes sowie zur Genese des Unteren Gipskeupers (km1) im lippischen Keupergebiet wurden von HAUSCHKE (1982, 1985, 1986) durchgeführt. ROSENFELD (1982) stellt in seiner Arbeit "Beiträge zur Geologie des Lippischen Berglandes" (ROSENFELD 1982) fest, daß eine Gliederung nach DUCHROW (1968) für den Unteren und Mittleren Keuper in SE-Lippe nicht oder nur bedingt anwendbar ist. DUCHROW (1984) veröffentlichte eine Feinstratigraphie des Osnabrücker Berglandes, wobei er durch Profilkorrelationen eine neue lithologische Keupernomenklatur entwickelte. Besondere feinstratigraphische Gliederungen wurden durch HAUSCHKE (1985) im Rahmen seiner Arbeit "Zur Genese des Unteren Gipskeupers" entwickelt. Die Anwendbarkeit der Feinstratigraphie DUCHROW'S (1984) auf das niedersächsische Keuperbecken wurde durch die Arbeit von LEWANDOWSKI (1988) belegt. HESEMANN (1985) widmete sich in seinem Buch mit dem Titel "Geologie von Nordrhein-Westfalen" (HESEMANN 1985) ebenfalls dem Keuper. DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL (1986) beschrieben die Schichten des Keupers in den Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt C 3914 Bielefeld. Eine Umdeutung bzw. Revision des Delta-Modells von WURSTER (1964) wurde durch DITTRICH (1989) publiziert. Beiträge zur Faziesentwicklung liegen von HAUSCHKE & RÖHL (1988) sowie HAUSCHKE & HEUNISCH (1990) vor. BEUTLER (1980, 1995, 1998) beschäftigte sich in seinen Arbeiten insbesondere mit der Unteren und Mittleren Trias sowie der altkimmerischen Tektonik Nordwestdeutschlands, AIGNER & BACHMANN (1992) mit sequenzstratigraphischen Zyklen der Germanischen Trias. Abhandlungen über die Geologie des Bielefelder Tunnelbauloses wurde von NEUMANN & STIPEK (1997) sowie durch LEISS (1999) publiziert, jedoch standen hier geotechnische Aspekte im Vordergrund.

## 2.1.2 Quartär (Pleistozän/Holozän)

Arbeiten zu den quartären Sedimentserien im Großraum Ostwestfalen sowie dem Raum Bielefeld sind von ADRIAN (1972), KLASSEN (1974), HESEMANN (1975), KNAUFF (1978), MESTWERDT & BURRE (1981), DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL (1986) sowie SKUPIN (1995) weitgehend im Rahmen von geologischen Kartierungen beschrieben worden. BÄRTLING (1921), BURRE (1924), FRANKEN (1952), KELLER (1952, 1954), DAHM (1958), HESEMANN (1957, 1971, 1975), BRAUN & THIERMANN (1972), SERAPHIM (1972, 1973, 1978, 1979, 1980), DAHM, HOHENSCHWERT, SKUPIN & SERAPHIM (1980), HARMS & BRÜNING (1980) sowie SKUPIN (1980, 1994) beschäftigten sich in ihren Arbeiten mit der quartären Vereisungs- und Sedimentationsgeschichte im Raum Bielefeld (Ostwestfalen Lippe) bzw. den angrenzenden Gebieten (Lipper Land, Osnabrücker Bergland). Eine kurze Beschreibung der beim Tunnelvortrieb angefahrenen pleistozänen Schichten im Speziellen findet sich in TOLLKIEN (1997), NEUMANN & STIPEK (1997) sowie in LEISS (1999).

## 2.2 Lithofazies

### 2.2.1 Trias

#### 2.2.1.1 Unterer Gipskeuper (km1)

##### 2.2.1.1.1 Aufschlußbedingungen

Der Untere Gipskeuper (km1) konnte in den Konstruktionsabschnitten 5, 6 und 7 mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 63 m nachgewiesen werden. Aufgrund der in den Konstruktionsabschnitten 6 und 7 ansteigenden Tunnelgradienten wurde der untere Teil des Unteren Gipskeupers (km1) nicht aufgeschlossen. Auch die Bohrungen (TB) 33 – 41 durchteufen den Unteren Gipskeuper (km1) nicht vollständig, so daß keine Aussage über die Gesamtmächtigkeit im Untersuchungsgebiet gemacht werden kann. Die Gesteine des Unteren Gipskeupers (km1) zeigen die insgesamt vorherrschende Streichrichtung NW – SE (herzynisch) mit einem Einfallswinkel von 26° – 35° (Tab. 2).

### 2.2.1.1.2 Lithologie

Der Gipskeuper des Untersuchungsgebietes besteht überwiegend aus rotbraunen, grauen, selten grau-grünen, violetten oder gelblichen, scherbilig-bröckeligen, relativ weichen Mergeln und nur schwach geschichteten Tonsteinen, in die rhythmisch, z. T. in großer Häufigkeit, Sulfatlagen (möglicherweise auch Chloridlagen) eingeschaltet sind. Diese Sulfatlagen sind infolge der Oberflächennähe ausgelaugt und nur noch in Form von Residual-Lagen, -Bändern und -Drusen erhalten. Die Umrandung der Residual-Drusen z. T. auch der Residual-Lagen zeigen eine grüngraue Korona, selbst in roten Schichten (KNAUFF 1978). Graue Partien sind in der Regel härter, was auf den erhöhten Karbonatanteil zurückzuführen ist. Eine eng gestaffelte, rhythmische Abfolge zwischen grauen und roten, z. T. bunten Mergeln ist im unteren Teil des Profils besonders deutlich ausgebildet. Im oberen Teil des Unteren Gipskeupers (km1) sind ebenfalls Farbwechsel von grau nach rot zu erkennen, jedoch sind die einzelnen Einheiten mächtiger. Eine enge Staffe-lung fehlt hier mit nur einer Ausnahme. In den obersten Profilanteilen konnten gelbliche, dünnplattige Mer-gellagen beobachtet werden. Intraformationell traten des öfteren Kalzitlagen von wenigen cm Mächtigkeit auf. In den tiefsten aufgefahrenen Sedimentserien des Unteren Gipskeupers (km1) konnte eine etwa 0,7 – 0,85 m mächtige quarzitisches Grobsilt-Bank über den gesamten Bereich der Haltestelle Oetkerhalle (~ 108 m) beobachtet werden (LEISS 1999). Bei genauer Betrachtung zeigten sich hier deutliche Schrägschich-tungs- und Fließgefüge (flute casts) sowie inkohlte Pflanzenreste. Im Dünnschliff wurde ebenfalls eine leichte Schrägschichtung als Interngefüge mit U-förmigen Grabbauten (mm-Bereich) nachgewiesen. Im Übergangsbereich zum Schilfsandstein (km2) wurde eine etwa 3,1 m mächtige, harte Mergelbank beob-achtet (Abb.6), die in ihren lithologischen Eigenschaften extreme Analogien zu denen des Oberen Stein-mergelkeupers (km4  $\beta$ ) aufweist. Etwa gleiche Bildungsbedingungen müssen hier angenommen werden (DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL 1986; LEWANDOWSKI 1988; LEISS 1999). Die Klufflächen des Unteren Gipskeupers (km1) waren oftmals rostrot gefärbt und teilweise mit kleinen Pyritkristallen (mm) oder Kalzitlagen (bis max. 3,1 cm) besetzt.

### 2.2.1.1.3 Paläoenvironment

Für den Unteren Gipskeuper (km1) des Untersuchungsgebietes muß aufgrund der lithologischen Daten ein marines Becken in Form einer Großlagune, die möglicherweise durch eine vorgelagerte Barre geschützt war, angenommen werden, welche temporär durch einmündende Flüsse ausgesüßt gewesen sein dürfte. Hohe Temperaturen begünstigten hierbei die Anhydrit- sowie die Karbonatbildung (Dolomit). Ton dürfte in diesem Faziesystem vornehmlich in Form von Ereignissedimentationen (Sturzfluten, Ruckregen, Schichtenströmung, "sheetflow") von der nahegelegenen Rheinischen Masse eingetragen worden sein. Die besonders im unteren Teil des Profil auftretende rhythmische Wechsellagerung von grauen und roten Mer-geln spiegelt verschiedene Sequenzgrenzen, folglich syndimentäre Wechsel im paläogeographischen Kontext, wieder. Demnach kommt es zur Bildung von grauen Mergeln in Bereichen, die unter stetiger Was-serbedeckung gelegen haben. Rotbunte Bereiche charakterisieren subaerische Exposition, die zur Oxida-tion des Eisenanteils geführt hat. Darüber hinaus beschreibt DUCHROW (1984) einen Farbwechsel infolge migrierender heißer Porenwässer des Bramscher-Vlothoer Doppelmassivs. Ein Einfluß von hydrothermalen Lösungen kann für das Untersuchungsgebiet nicht zweifelsfrei belegt werden, wenngleich nach den Daten von LEWANDOWSKI (1988) ein thermischer Einfluß durch das Bramscher-Vlothoer Doppelmassiv für den Bielefelder Raum nachgewiesen worden ist.

### 2.2.1.2 Schilfsandstein (km2)

#### 2.2.1.2.1 Aufschlußbedingungen

Der Schilfsandstein (km2) konnte im Konstruktionsabschnitt 5 mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 18 m in Augenschein genommen werden. Die Gesteine des Schilfsandsteins (km2) streichen herzy-nisch mit einem Einfallswinkel von 25° – 35° (Tab. 2).

#### 2.2.1.2.2 Lithologie

Der Schilfsandstein (km2) des Untersuchungsgebietes besteht aus überwiegend roten, nur selten aus grauen oder rotgrauen, mergeligen, dünngebankten Tonsteinen, in denen insgesamt vier harte, 0,4 – 0,55 m mächtige, dünnbankige, graue dolomitische Bänke nachgewiesen werden konnten (Abb. 6). Im

Dünnschliff konnten vereinzelt kleine Lagen (mm) der Schlufffraktion beobachtet werden. Der Schilfsandstein (km<sup>2</sup>) des Untersuchungsgebietes zeigt folglich eine deutlich atypische Ausbildung und entspricht dem klassischen Schilfsandstein (km<sup>2</sup>), wie er im Osnabrücker Bergland und dem Wiehengebirge anzutreffen ist, nicht einmal in Ansätzen. LEWANDOWSKI (1988) weist darauf hin, daß es in Annäherung zur Rheinischen Masse, also dem Beckenrand, zu deutlich geänderten Rinnenmächtigkeiten kommen kann. Auch die Auswertung der Bohrung 6 (Bielefeld 1) durch FABIAN (1956) sowie die Beschreibungen von MESTWERDT & BURRE (1926) für drei Schilfsandsteinvorkommen (km<sup>2</sup>) bei Bechterdissen, Hillegossen und bei Stieghorst, also zwischen 6 – 10 km SE der Tunneltrasse, charakterisieren ebenfalls keinen massiven Sandstein einer Rinnenfazies. Sie weisen darauf hin, daß reine Sandsteinhorizonte nur selten auftreten, Wechsellagerungen mit roten, mürben Mergeln häufig sind oder gar anstelle der Sandsteine auftreten (Faziesvertreter). MESTWERDT (1926), der im Raum Halle i. W. Untersuchungen durchführte, weist für den Schilfsandstein (km<sup>2</sup>) darauf hin, daß dieser in Richtung Bielefeld ganz verkümmert oder durch mergelige Serien ersetzt wird. Eine echte Rinnenfazies, wie sie von WURSTER (1964), DUCHROW (1984), LEWANDOWSKI (1988) und DITTRICH (1989) angenommen wurde, wird durch KNAUFF (1978) für das naheliegende Bad Salzuflen beschrieben.

### 2.2.1.2.3 Paläoenvironment

Für die Stufe des Schilfsandsteins (km<sup>2</sup>) müssen im Untersuchungsgebiet weitgehend terrestrisch-litorale, zeitweise intertidale bis supratidale Bedingungen angenommen werden. Die Sandsteinablagerungen des Schilfsandsteins (km<sup>2</sup>) im Umland, die in der Literatur als Ablagerungen eines anastomosierenden Flußlaufes (Braided River – Braided Stream Fazies) beschrieben werden, treten hier nicht mehr auf. Im Kontext einer sich nur unweit des Untersuchungsgebietes erhebenden Rheinischen Masse, also eines positiven Gefälles (gegenläufige Gradienten; LEISS 1999), erscheint die Vorstellung durchaus plausibel, daß der Rinnenverlauf des Schilfsandsteins (km<sup>2</sup>) in einigem Abstand zum Untersuchungsgebiet eine Richtungsänderung vollzog. DUCHROW (1984) gibt ebenfalls Hinweis auf eine Stauwirkung der Rheinischen Masse, wodurch es zu einem Umlenken der normalen SSW Fließrichtung nach WNW (DUCHROW 1984) kam; LEWANDOWSKI (1988) beschreibt eine Änderung der Rinnenmächtigkeit in Annäherung zur Rheinischen Masse. Vermutlich lag das Bielefelder Keuperprofil z. Z. des Schilfsandsteins (km<sup>2</sup>) über dem Wasserspiegel und erhob sich weiter in Richtung W zur Rheinischen Masse. Für die Schilfsandsteinablagerungen (km<sup>2</sup>) des Umlandes muß eine Schüttung aus N vom Festland des Baltischen Schildes angenommen werden (DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL 1986).

### 2.2.1.3 Rote Wand (km<sup>3</sup>)

#### 2.2.1.3.1 Aufschlußverhältnisse

Die Gesteine der Roten Wand (km<sup>3</sup>) wurden in den Konstruktionsabschnitten 4 und 5 mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 48 m angetroffen. Die Schichten streichen NW – SE mit einem Einfallen von 25° – 30° (Tab. 2).

#### 2.2.1.3.2 Lithologie

Die Gesteine der Roten Wand (km<sup>3</sup>) des Untersuchungsgebietes bestehen zum überwiegenden Teil aus roten, ziegelroten, nur sehr selten grau-grünen oder violetten Tonmergeln. Häufig traten in meist konkordanter Lagerung Gips- bzw. Anhydritresiduen in Form von Residual-Lagen, -Bändern (Gekröse-gips), untergeordnet Residual-Drusen auf. In den Oberen Profilm Metern konnten mehrere steinmergelige Bänke mit Mächtigkeiten von 0,1 – 0,4 m nachgewiesen werden (Abb. 6). Hierbei handelt es sich vermutlich um subaerisch gebildete Kalkkrusten (Caliche) mit nur undeutlicher Lamination, welche eine temporäre Exposition des Sedimentationsraumes nachzeichnen (SCHOLLE, BEBOUT & MOORE 1983). Violette Horizonte wurden über als auch unter den Caliche Horizonten nachgewiesen, bei denen es sich möglicherweise um Paläoböden handelt. Paläoböden und Kalkkrusten im Keuper werden von DUCHROW (1984), AIGNER & BACHMANN (1992), BOURQUIN & GUILLOCHEAU (1996) und LEISS (1999) beschrieben. Mehrfach konnten Aufarbeitungsbrekzien (Sturz-/Kollaps-Brekzien ?) beobachtet werden. Direkt an der Basis der Roten Wand (km<sup>3</sup>) konnte als Grenzhorizont zum Schilfsandstein (km<sup>2</sup>) ein brekziöser Horizont nachgewiesen werden, welcher aus intraformationellen überwiegend roten, nur sehr vereinzelt grauen Geröllen und Residualgrus in einer roten Mergelmatrix besteht, bei dem es sich vermutlich um die KÜHL'sche Brekzie (KÜHL

1956) handelt. Diese tritt mit großem Leitwert, der erstmals durch KÜHL (1956) erkannt und beschrieben wurde, überregional sowohl im Osnabrücker Bergland (DUCHROW 1984), als auch dem Wiehengebirge (LEWANDOWSKI 1988) auf. Die Genese der KÜHL'schen Brekzie ist unklar. Zum einen kommt eine postsedimentäre Auslaugung von sulfatischen Sedimenten in Frage, wie sie auch von DUCHROW (1984) beschrieben wurde. Folglich würde es sich um eine Kollaps-Brekzie handeln. Eine weitere Möglichkeit besteht jedoch auch in der synsedimentären Aufarbeitung von Sedimenten infolge eines kurzfristigen Meeresspiegelanstiegs in Form einer Ereignissedimentation (Tempestit), so daß es sich folglich um eine Aufarbeitungsbrekzie handeln würde. Für letztere Variante spricht zumindest für das Untersuchungsgebiet, daß nach jeder Brekzie eine Gekröseegipslage (Gipsresiduallage) entwickelt ist, die Hinweis auf zeitweise subaerische Exposition (langsamer Meeresrückzug, Barre ?/Trockenfallen) gibt. Infolge, des z. Z. der Roten Wand (km<sup>3</sup>) herrschenden semiariden Klimas, kam es dann in der Unteren Roten Wand (km<sup>3</sup>  $\alpha$ ) möglicherweise nur untergeordnet zur Bildung von Calichehorizonten, (vgl. Oberen Roten Wand (km<sup>3</sup>  $\beta$ ); Abb. 6) sondern infolge der allgemein erhöhten Evaporation (TUCKER & WRIGHT 1990; LEISS 1999), oder eines "evaporative pumping" (HSÜ & SIEGENTHALER 1969; MCKENZIE, HSÜ & SCHNEIDER 1980; MCKENZIE 1981) in einem Playa-/Sabkha-Milieu primär zur Fällung von Sulfaten (REINECK 1984). Eine vergleichbare Faziesentwicklung eines Anhydrit Playa-/Sabkha-Litoral wurde für den Keuper des Pariser Beckens von BOURQUIN & GUILLOCHEAU (1996) und BOURQUIN, VAIRON & LE STRAT (1997) beschrieben. Die Mächtigkeit der Roten Wand (km<sup>3</sup>) im Untersuchungsgebiet beträgt etwa 48 m und liegt somit deutlich über den Mächtigkeiten für das Umland (Abb. 5, 6 u. 9).

#### 2.2.1.3.3 Paläoenvironment

Für das Untersuchungsgebiet muß für die Zeit der Roten Wand (km<sup>3</sup>) von einem flachen, zeitweise übersalzten Becken unter geringer Wasserbedeckung ausgegangen werden, welches zeitweise auch trocken-gefallenen war. Durch das gehäufte Auftreten von Brekzien und darüber folgenden Gekröseegips-horizonten muß für die Untere Rote Wand (km<sup>3</sup>  $\beta$ ) des Untersuchungsgebietes von einer Beckenrandlage, möglicherweise einem supratidalen bis zeitweise intertidalen Bereich (Playa/Sabkha) ausgegangen werden, während in der Oberen Roten Wand (km<sup>3</sup>  $\beta$ ) des Untersuchungsgebietes, möglicherweise bedingt durch einen Meeresspiegelanstieg oder eine Senkung des Hinterlandes, intertidale oder subtidale Bedingungen angenommen werden müssen. Zur Bildung der Caliche Horizonte, die eine sehr undeutliche und schwache Lamination zeigten, kam es hier durch zeitweises Trockenfallen bzw. durch einen drastischen Rückgang des Wasserspiegels. Eine solche fazielle Zweiteilung der Roten Wand (km<sup>3</sup>) deckt sich mit den Beschreibungen von WOLBURG (1969) und läßt sich ebenso aus den Daten von BOURQUIN & GUILLOCHEAU (1996) interpretieren. LEISS (1999) weist auf eine "chickenwire-anhydrite"-Struktur in den Gekröseegips-lagen hin, wie sie rezent aus den inter- und supratidalen Wattbereichen des persischen Golfs nachgewiesen wurden (SCHOLLE, BEBOUT & MOORE 1983; LUCCHI 1995; LEISS 1999).

Die Existenz einer Barre kann nicht nachgewiesen werden, könnte aber ebenso als Steuerungsfaktor in Betracht gezogen werden, so daß es zur Ausbildung eines Haffs gekommen sein könnte. Hinweis hierauf gibt die deutlich erhöhte Mächtigkeit der Roten Wand (km<sup>3</sup>) des Untersuchungsgebietes bzw. die Beschreibungen von DUCHROW (1984) sowie LEWANDOWSKI (1988), die für das Umland Mächtigkeits-reduktionen infolge von Schwellenbereichen postulieren. Demnach war das Untersuchungsgebiet z. Z. der Roten Wand (km<sup>3</sup>) im Norden als auch im Osten von Schwellen umgeben; im Westen bildete die Rheinische Masse eine Barriere. Als steuernde Faktoren können die Nordwestfälisch-Lippische-Schwelle bzw. Piesberg-Pyrmonter Achse sowie das Becken von Vlotho als jungkimmerische Bewegungseinheiten, die Hunte Schwelle als spätpaläozoisch-frühmesozoische Bewegungseinheit sowie die Eigendynamik der Rheinischen Masse genannt werden. Die vermutlich während des z. Z. der Roten Wand (km<sup>3</sup>) herrschenden semi-ariden Klimas häufig trockenengefallenen Flächen boten ideale Bedingungen für den Absatz von Feinklastika, welche untergeordnet äolisch, in Form von Lateritstaub, überwiegend aquatisch als "sheet-flow" eingetragen worden sind.

#### 2.2.1.4 Steinmergelkeuper (km<sup>4</sup>)

##### 2.2.1.4.1 Aufschlußbedingungen

Der Steinmergelkeuper (km<sup>4</sup>) wurde in den Konstruktionsabschnitten 1, 2 und 3 mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 29 m (incl. der Übergangsschichten) angetroffen. Die Schichten zeigen herzynisches Streichen mit einem Einfallen von 12° – 25° (Tab. 2).

#### 2.2.1.4.2 Lithologie

Der Untere Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) zeigt im Gegensatz zum Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) eine deutlich differenzierte lithologische Ausprägung. Hier finden sich vermehrt graurote bis graugrüne, im Gegensatz zum Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) mit 0,4 – 3,0 m mächtigere und weniger harte Steinmergelbänke, in die mit großer Häufigkeit rhythmisch Tonbänder von grünroter oder grauroter Farbe eingeschaltet sind. Karbonat tritt in diesem Bereich ausschließlich in Form von Dolomit auf. Calichebildungen wurden hier nur stellenweise nachgewiesen. Im Unteren Teil des Unteren Steinmergelkeupers (km4  $\alpha$ ) schalten sich zunehmend dünnlagige Mergel- und Tonmergelbänke von graugrüner Farbe ein. Der Obere Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) besteht zumeist aus Wechselfolgen von harten, splittig, grobscherbigen, grauen, selten grauroten massiven Steinmergelbänken (Mergeldolomit) mit einer Bankmächtigkeit von 0,4 – 1,0 m, in deren Schichtfugen Tone ausgebildet sind. Eine Wechsellagerung von Mergeldolomit und Tonen, wie sie für das Umland beschrieben sind, konnte somit nicht nachgewiesen werden. Der Anteil an nichtkarbonatischen Bestandteilen ist sehr gering, vermutlich unter 20 % (nach den Analysen von HESEMANN (1985) bis max. 24 %). Ein Karbonatanteil in Form von Kalzit mit etwa 27 % konnte nachgewiesen werden. Analogien der lithologischen Prägung zu einer Mergelbank im Unteren Gipskeuper (km1) des Untersuchungsgebietes waren deutlich festzustellen (LEISS 1999). Die daraus zu schließende Ähnlichkeit des Ablagerungsraumes wird von LEWANDOWSKI (1988) bestätigt. Auf Klufflächen, sowie in Gesteinsbruchstücken im Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) selbst, fanden sich häufig Pyrite in Form von Einzelkristallen, wie sie auch durch RAZAWI (1965) in Bohrungen beobachtet werden konnten. Eine im Untersuchungsgebiet häufig auftretende orange Farbe der Kluffläche weist möglicherweise auf einen hydrothermalen Einfluß der naheliegenden Intrusionskomplexe (Bramscher-Massiv, Vlotho-Intrusionskomplex) hin. Es handelt sich hierbei vermutlich um das Verwitterungsprodukt des Pyrit, also Brauneisenstein (Limonit/Goethit, FeOOH), welcher infolge der zirkulierenden Grund- bzw. Kluffwässer oxidierte. Mehrfach nachgewiesene Kalzitapeten auf den Kluffgefügen des Oberen Steinmergelkeupers stützen diese Annahme, ebenso wie die Daten von LEWANDOWSKI (1988), der durch Illit-Kristallinitäten einen Temperaturisolinienvverlauf rekonstruierte. Demnach ergibt sich im Raum Bielefeld ein Illit-Reflektionswert von etwa 400 Hb/rel. Ein geothermischer Einfluß auf die hier anstehenden Keupergesteine muß demnach zumindest zeitweise angenommen werden.

Der Dachbereich des Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) wurde im Gleis 11 überwiegend im Bereich der Sohle und untersten Strosse angetroffen, im Gleis 12 vollständig aufgefahren, so daß im Konstruktionsabschnitt 1 das erste Drittel des Steinmergelkeuperprofils (km4  $\beta$ ) erschlossen wurde. Der konkordante Übergangsbereich vom Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) zum Rhät (ko) zeichnet sich durch eine etwa 2 – 5 m mächtige Partie dunkler Farbgebung sowie einer Leitbank mit schwarzem Farbumschlag aus. Nach dem Auffahren des Muldenzentrums des Rhäts (ko) im Konstruktionsabschnitt 1 wurde das Steinmergelkeuperprofil weiter erschlossen, bis es in Form einer Übergangsschicht (km4  $\alpha$  3) im Konstruktionsabschnitt 3 mit graduelltem Fazieswechsel in der Nähe der Haltestelle Siegfriedplatz in die Schichten der Roten Wand (km3) überleitet.

Das Bielefelder Keuperprofil ordnet sich in die schon von GRUPE (1911) für das Lippische Bergland, später u. a. durch DUCHROW (1965), HAUSCHKE (1985) und LEWANDOWSKI (1988) beschriebene Zweiteilung des Unteren Bunten- und Oberen Grauen Steinmergelkeupers (DUCHROW 1965; LEWANDOWSKI 1988) ein. Sowohl der Untere als auch der Obere Steinmergelkeuper (km4  $\alpha/\beta$ ) erwiesen sich im Untersuchungsgebiet als fossilfrei. Die u. a. durch KLUTH (1894), NAUMANN (1916), KÜHL (1956), BARTENSTEIN & WICHER (1962), SANDER (1963, 1977), DUCHROW (1984), LEWANDOWSKI (1988) und HOPF (1992) beschriebenen Fossilien konnten, ebenso wie Residuallagen, nicht nachgewiesen werden (DUCHROW 1984; LEWANDOWSKI 1988).

#### 2.2.1.4.3 Paläoenvironment

Für den Unteren Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) müssen ähnliche Beckenbedingungen wie für die Obere Rote Wand (km3  $\beta$ ) postuliert werden. In den Übergangsschichten zeigt sich vermutlich eine leichte Änderung der Beckentiefe, die im Bereich des Oberen Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) ihren Höhepunkt erreicht. Eine Gliederung in Form einer sich immer mehr vertiefenden Lagune (Playasee, Sabkhas) mit sich immer wieder einschaltenden Sequenzen in einem hyperhalinen Milieu erscheint als angebracht.

Der Untere Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) zeigt sich durch die häufig auftretenden dolomitischen Bänke als leicht tiefere und stärker marin beeinflusste Fazies als noch in der Oberen Roten Wand (km3  $\beta$ ). Die Entstehung der dolomitischen Mergel kann hierbei als primär angesehen werden, wenngleich eine sekundäre, frühdiagenetische Umwandlung nicht ausgeschlossen werden kann. Nach PRASADA-RAO (1996) lassen sich solche Dolomite in ein Plattform/Sabkha-Faziesmodell in einem semiariden Klimasystem zuordnen.

LEWANDOWSKI (1988) ordnet die Domolit-Mergel Abfolgen des gesamten Steinmergelkeupers (km4) einem "evaporative pumping – Playa/Sabkha" Modell ("Dolcrete-Playa Sequenz") zu, bei dem die Dolomite durch nachströmendes Mg-reiches Meerwasser unter der Oberfläche generiert werden (FÜCHTBAUER 1988). Die Wechsellagerung von Dolomit und Ton, welcher vermutlich zum größten Teil als sheetflow eingeschwemmt ist, spiegelt für den Unteren Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) ein eben solches Plattform/Playa Modell, mit zeitweisem terrestrischen/marinen Übergriff wieder.

Im Bereich des Oberen Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) erreicht das Absinken der Lagune ihren Höhepunkt. Einhergehend mit der sich wohl schon in der Oberen Roten Wand (km3  $\beta$ ) einleitenden Subsidenz des Beckens von Vlotho und einer sich möglicherweise senkenden Rheinischen Masse (Hunte Sporn ?) im Hinterland kam es zu einer leichten Zunahme der Beckentiefe. Dieses System läßt sich so nicht in die Beschreibungen der epiorogenetischen Phasen von WOLBURG (1969) einordnen (Abb. 11). Die dolomiti-schen Mergel des Oberen Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) des Untersuchungsgebietes wurden auf einer vermutlich leicht nach Osten abfallenden Karbonatrampe sedimentiert, welche im Raum Bielefeld während der gesamten Zeit unter Wasserbedeckung gelegen haben dürfte. Das Fehlen von Residuallagen oder mächtigen Toneinschaltungen, wie sie für das Umland insbesondere für das Osnabrücker Bergland und das Wesergebirge beschrieben wurden, unterstreichen diese Annahme. Sich nur noch in Form von sehr dünnen Lagen einschaltende Tone sind vermutlich auf temporäre Sturzregen zurückzuführen. Als nahelie-gendes Liefergebiet kann die Rheinische Masse in Betracht gezogen werden. Eine Sequenz schließt im Untersuchungsgebiet somit nicht wie u. a. von DUCHROW (1984) und LEWANDOWSKI (1988) für das Umland beschrieben mit einer Calichebildung oder Residuallage ab läßt sich folglich auch nicht, wie von LEWANDOWSKI (1988) durchgeführt, in evaporitische Zyklen, welche durch HAUSCHKE (1985) für den Unteren Gipskeuper (km1) durchgeführt wurden, auf das Bielefelder Keuperprofil übertragen. Eine Sequen-zeinteilung kann hier nur aufgrund der feinen Tonbänder der Bankfugen erfolgen, dokumentieren jedoch wahrscheinlich den gleichen Prozeß eines sich temporär zurückziehenden marinen Einflusses, einherge-hend mit starker Trockenheit.

Die Obere Rote Wand (km3  $\beta$ ), die Übergangsschichten als auch der Untere Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) dokumentieren einen erheblichen Fazieswechsel, welcher durch die Auswertung, der in Auftrag gegebene n röntgenographischen Mineralanalysen (Tab. 3, 4 und 5), bestätigt wird. Während in der Oberen Roten Wand (km3  $\beta$ ) ein Karbonatanteil von etwa 21,5 % (davon etwa 7,7 % als Dolomit) vorherrscht, nimmt die- ser in den Übergangsschichten auf etwa 57,5 % (davon etwa 51 % als Dolomit) zu. Im Unteren Steinmer- gelkeuper (km4  $\alpha$ ) erreicht der Karbonatgehalt etwa 74 %, welcher vollständig als Dolomit ausgebildet ist.

## 2.2.1.5 Rhät (ko)

### 2.2.1.5.1 Aufschlußbedingungen

Die Gesteine des Rhäts (ko) konnten in den Konstruktionsabschnitten 1 und 2 mit einer erschlossenen Mächtigkeit von 11,5 m in Augenschein genommen werden. Durch den abschüssigen Verlauf der Tunnel- gradiente wurde der Obere Teil des Rhäts (ko) nicht erschlossen. Die Gesamtmächtigkeit des Rhäts (ko) konnte jedoch aufgrund der Bohrungen (TB) 1 – 4 auf etwa 21,5 m festgelegt werden. Ob es sich hierbei um die tatsächliche Gesamtmächtigkeit handelt bleibt zweifelhaft, da es aufgrund pleistozäner Erosion zum Fehlen der Oberen Schichten gekommen sein könnte. Das Rhät (ko) des Untersuchungsgebietes streicht NW – SE mit einem Einfallen von 10° – 15° (Tab. 2).

### 2.2.1.5.2 Lithologie

Bei den Gesteinen des Rhäts (ko) handelt sich um dunkelgraue bis schwarze, dünngebankte Tonsteine (2 – 8 cm) mit nur geringem Mergelanteil, die lagenweise extrem feinschichtig auftraten und hier als Ton- schiefer angesprochen werden müssen. Vereinzelt wurden darüberhinaus feinbankige Siltlagen von grau- grüner Farbe beobachtet. Trotz der z. T. geringen Überdeckung von 6,5 m konnten keine Verwitterungs- scheinungen ausgemacht werden. Sandige Bänke, wie sie von DUCHROW (1984) und LEWANDOWSKI (1988) als Rhätsandsteine (Glimmersandsteine) für das Umland beschrieben wurden, konnten nicht nach- gewiesen werden, wenngleich diese, während der Vortriebsarbeiten für den etwa 470 m entfernten Straßentunnel des Ostwestfalendamms (B 61), in geringer Mächtigkeit angetroffen wurden (LEISS 1999). Darüber hinaus gibt RAZAWI (1965) Hinweis auf sandig-siltige Partien des Rhäts (ko) in der Bohrung Bie- lefeld 1. LEWANDOWSKI (1988) weist daraufhin, daß westlich von Hannover der Sandgehalt und die Anzahl der Sandsteinbänke kontinuierlich abnimmt (LEWANDOWSKI 1988), im Osnabrücker Bergland die Siltkomponente überwiegt und daß die Sedimentserien des Rhäts (ko) in NW-Deutschland zwei Haupt-

ausbildungen zeigen. Demnach dominiert westlich der Weser eine marine, östlich der Weser eine mehr fluviatile Fazies. Der Übergangsbereich beider Faziestypen liegt nach LEWANDOWSKI (1988) „zwischen der Weser im Osten und einer gedachten Linie Bremen – Bielefeld im Westen“ (LEWANDOWSKI 1988). Hinweise auf eine atypische Ausbildung der Basalquarzit-Gruppe im Osnabrücker Bergland (Herford-Glied, erosiver Ausfall des Bögerhof-Glieds im Osnabrücker Bergland, erst ab Melle in Resten erschlossen) finden sich darüber hinaus in der Arbeit von DUCHROW (1984).

Im Rahmen des Tunnelvortriebs wurde in den Tonsteinen des Rhäts (ko) der einzige Fossilfund des gesamten Tunnelbauloses gemacht. Hierbei handelt es sich um die Muschel *Protocardia rhaetica* (MERIAN 1853; WILL 1969; MOORE 1969; MURRAY 1990; MÜLLER 1993, 1994), die in Form eines Muschelpflasters mit etwa 280 Exemplaren auf einem ca. 120 cm<sup>2</sup> großen Gesteinsstück gefunden wurde. Es handelt sich um relativ kleine, maximal 8 mm breite ( $\varnothing$  3,8 mm) und maximal 7 mm hohe ( $\varnothing$  3,4 mm), durchweg einklappige, gewölbt oben eingebettete Schalen, welche durchweg pyritisiert sind. Die Schalenfragmente zeigen eine leichte, durch Strömung erzeugte Orientierung. Es wird davon ausgegangen, daß die gefundenen Exemplare den von DUCHROW (1984) beschriebenen Zwergenwuchs zeigen und so als Faziesanzeiger (GEYER 1977) genutzt werden können. Diese Vermutung wird durch die Daten von WILL (1969) bestätigt. Bei *Protocardia rhaetica* (MERIAN 1853) handelt es sich nach den Angaben von WILL (1969), um eine parastratigraphische, voll bis minder marine Leitart für den Rhätkeuper von Deutschland, Schweden, England, Frankreich sowie des Apennins und der Karpaten.

Der Übergang vom liegenden Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) zum Rhät (ko) erfolgt graduell in konkordanter Lagerung. Die Grenzziehung wurde an einer Leitbank mit deutlichem Farbumschlag von grau nach schwarz vorgenommen. Eine Zuordnung der angetroffenen lithologischen Daten zu denen der Autoren der Nachbargebiete, also im wesentlichen DUCHROW (1984) und LEWANDOWSKI (1988), ist nicht zweifelsfrei möglich (Abb. 6 u. 9).

#### 2.2.1.5.3 Paläoenvironment

Der Obere Keuper, das Rhät (ko), leitet langsam die Liastransgression ein. Im Laufe des Wechsels vom Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) zum Rhät (ko) kam es zu einer zunehmenden Veränderung des Faziesraumes und somit zu einer veränderten Lithologie. Die dolomitischen Sedimente des Oberen Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) werden hier durch vermehrte Einschalten von zunächst brackisch-fluviatilen Sedimentserien, einhergehend mit einer Veränderung des Wasserchemismus, abgelöst. Ein erhöhter Niederschlag sowie erniedrigte Evaporation müssen angenommen werden, so daß es zur zeitweisen Aussüßung des ehemals halinen Milieus gekommen ist. Die Vorstellung, daß der Faziesraum des Oberen Steinmergelkeupers (km4  $\beta$ ) weitgehend in Form einer gegliederten Großlagune (Schwellen und Becken) erhalten geblieben ist, erscheint angebracht, wenngleich LEWANDOWSKI (1988) für das Nordwestdeutsche Keuperbecken eine zunehmende Beckendifferenzierung in Form von sich zunehmend einschaltenden Schwellenbereichen infolge des Diapirismus (JARITZ 1973) annimmt, welche jedoch kaum bis in den Bielefelder Raum Einfluß gezeigt haben dürften. Insgesamt stellt sich im Rhät (ko) das Absenkungsmuster der norddeutschen Senke ein, welches dann vom Nordatlantik und der Tethys ausgehend die Rhättransgression, also die marine Entwicklung des Saxonischen Beckens einleitete, das während des Juras und der Kreide bestimmend war, und löste so das Germanische Becken, welches seit dem Zechstein existierte, ab.

Das Rhät (ko) des Untersuchungsgebietes zeigt einen deutlich eigenständigen Charakter. Dies ist vermutlich auf die Randlage des Bielefelder Keuperprofils zur Rheinischen Masse zurückzuführen, welche in nur geringer Entfernung von wohl wenigen zehner Kilometern vorgelagert war, der Nähe zum Becken von Vlotho, welches bereits im Steinmergelkeuper (km4) Subsidenz zeigte, und einer vermuteten Lage in Form einer Bucht (lokaler Trog ?; LEWANDOWSKI 1988), die möglicherweise im Osten von einigen Inseln umgeben war. Das durch APPEL (1981) beschriebene Deltamodell, welches von der Böhmisches Massen in Richtung NW schüttete (Allertal-Schüttung) und nach BATTERMANN (1983) vorgegebene Rinnenverläufe nachzeichnet, erreichte das Bielefelder Profil in seiner grobklastischen Ausprägung nicht mehr (LEWANDOWSKI 1988). Stattdessen werden hier überwiegend marine Silte und Tone abgelagert, wobei das Fehlen von stenohalinen Organismengruppen sowie der Fund von *Protocardia rhaetica* (MERIAN 1853) in Form einer Kümmerfauna darauf hindeuten, daß zumindest im Bielefelder Raum kein stenohalines Milieu vorherrscht hat. Hinweis auf eine sich innerhalb kurzer Distanzen ändernde Fazies geben bereits MESTWERDT & BURRE (1926), die in ihren Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Bielefeld darauf hinweisen, daß feinsandige Partien des Rhäts, welche am Nordrand der Herforder Liasmulde (BURRE 1926) erschlossen waren, im Raum Bielefeld nur noch in wenigen mm Stärke auftreten.

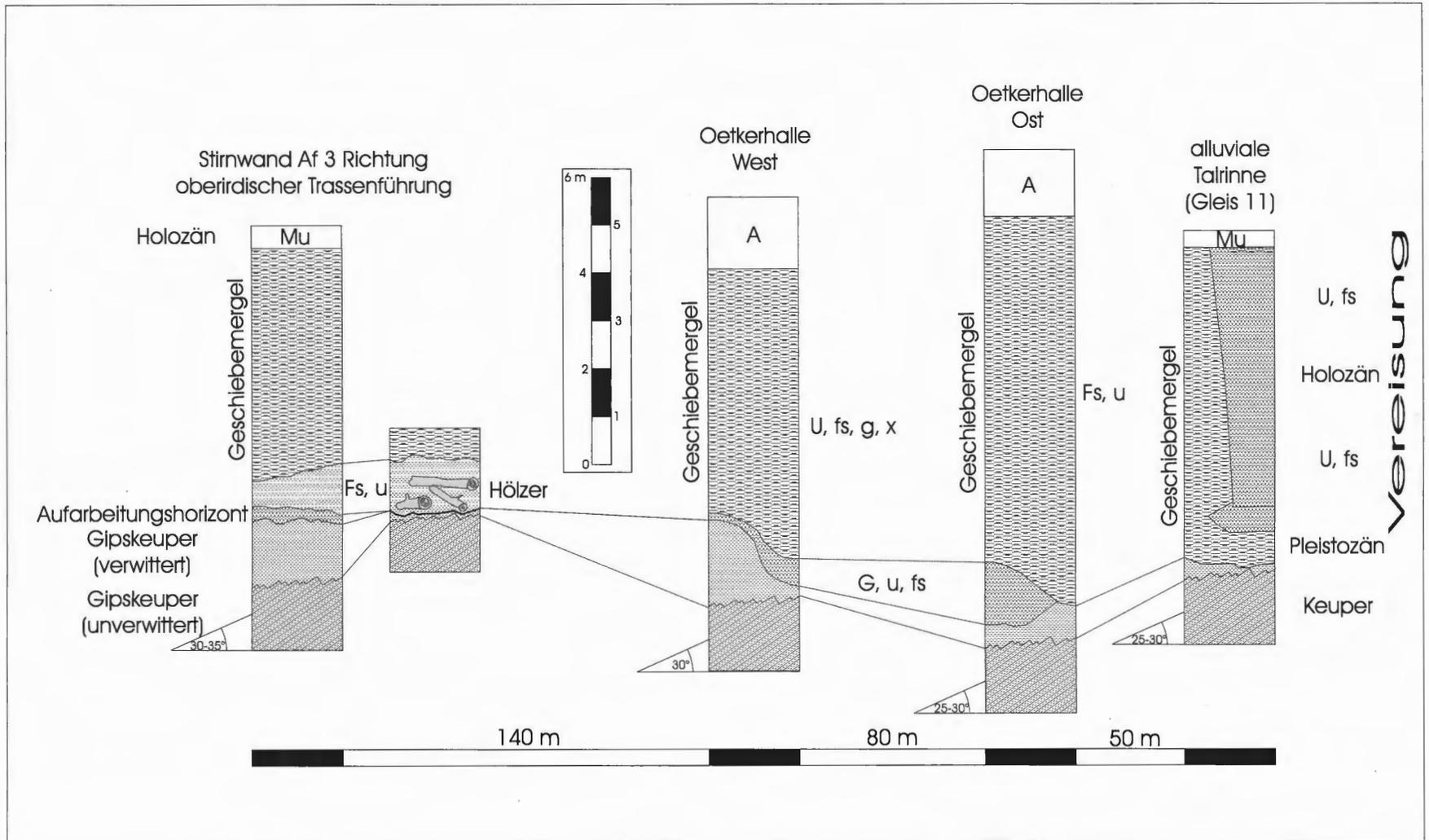


Abb. 4: Geologische Situation im Bereich der Haltestelle "Oetkerhalle". Hier liegen pleistozäne Sedimente in diskordanter Lagerung auf Schichten des Gipskeupers (km1). Im Bereich des Gleises 11 (Richtung Siegfriedplatz) schneiden sich im wesentlichen schluffige Sande in den pleistozänen Geschiebelehm (alluviale Talrinne), welche vorriebstechnische Relevanz zeigen. Nach LEISS (1999), geändert.

## 2.2.2 Quartär

In den Konstruktionsabschnitten 5 und 6 wurden Sedimente des Quartärs angetroffen. Hierbei handelt es sich zum einen um pleistozänen Geschiebemergel zum anderen um holozäne Sande und Schluffe (Abb. 4).

### 2.2.2.1 Pleistozän

#### 2.2.2.1.1 Lithologie

Die Sedimente des Geschiebemergels (dm) bestehen aus einer dunkelbraunen tonig-schluffigen Matrix mit Karbonatanteil (Mergel), welcher in den oberen 0,5 – 0,8 m abgeführt ist, in die willkürlich eingelagert Feuersteine, Kalke, Lydite, Granite sowie eine Reihe von z. T. stark geritzten Geschieben auftraten. Die Größe der einzelnen Gesteine variiert von der Grobsand- bis zur Feinkiesfraktion. Findlinge wurden nicht angetroffen. Allgemein zeigte das mitgeführte Material eine mäßig bis gute Rundung, ungerundete Komponenten konnten nicht nachgewiesen werden. Nur sehr selten wurden sandig-schluffige Linsen beobachtet. Lokal konnten Pflanzenreste, in einem Fall als Baustamm ( $\varnothing$  12 cm, Länge etwa 0,7 m), nachgewiesen werden. Der pleistozäne Geschiebemergel (dm) der Grundmoräne liegt diskordant mit einer Mächtigkeit von etwa 4,5 – 7,8 m in den Konstruktionsabschnitten 6, 7 und 8 über den mit etwa 25° – 35° einfallenden Schichten des Unteren Gipskeupers (km1). An der Basis des Geschiebemergels (dm) sind lokal Aufarbeitungshorizonte mit Mächtigkeiten von 0,1 – 0,5 m entwickelt, welche im Bereich der Haltestelle Oetkerhalle über eine Distanz von etwa 70 m zu beobachten waren. Vermutlich infolge der hohen glazialen Auflast zeigt der Geschiebemergel (dm) eine erstaunlich hohe Verdichtung bzw. Festigkeit. Periglaziale Erscheinungen wie Kryoturbation und Eiskeilpseudomorphosen konnten gelegentlich im Bereich des Konstruktionsabschnittes 6 beobachtet werden. Der Geschiebemergel (dm) ist stratigraphisch der Saale-Kaltzeit zuzurechnen (Abb. 4). Elster-Kaltzeitliche Sedimente haben den Bielefelder Raum nach den Beschreibungen von DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN und MICHEL (1986) nicht erreicht.

### 2.2.2.2 Holozän

#### 2.2.2.2.1 Lithologie

Der pleistozäne Geschiebemergel (dm) der Grundmoräne wird im Bereich des Konstruktionsabschnittes 5 zwischen Haltestelle Oetkerhalle und Af 2 durch eine alluviale Talrinne mit etwa 6,5 m Mächtigkeit durchschnitten, welche aus schluffig-feinsandigen Komponenten besteht (Abb. 4). Bedingt durch den senkrechten Verlauf der Talrinne zum Teutoburger Wald sowie der Morphologie des Bürgerparks (Oetkerpark), in dessen Trogachse die Talrinne verläuft, dient diese vermutlich heute noch als eine Entwässerungsrinne des Teutoburger Waldes. Während der Tunnelvortriebsmaßnahmen wurde eine stetige Wassersättigung beobachtet. Umfangreiche Sicherungsmaßnahmen waren für den Tunnelvortrieb in diesem Bereich erforderlich (Abb. 4).

## 2.3 Stratigraphie

Bislang basierte eine stratigraphische Zuordnung des Keupers auf einer Standardunterteilung (ku, km1, km2, km3, km4, ko) wie sie z. B. in der Erdölindustrie Verwendung findet (BOIGK 1981). DUCHROW (1968) entwickelte zunächst für den Unteren Gipskeuper (km1) des nordwestdeutschen Keupers eine z. T. neue stratigraphische Gliederung, bei der er gegenüber älteren Autoren (GRUPE 1911; SCHOTT 1942; WICHER 1957; THIERMANN 1959; SCHICKOR 1966) detailliertere Unterteilungen vorgenommen hat (Tab. 1).

Eine Neugliederung des Keupers im Raum Osnabrück in Anlehnung an die ICSN-Norm (**I**nternational **C**ode of **S**tratigraphic **N**omenclature) wurde von DUCHROW (1984) durchgeführt (LEWANDOWSKI 1988). Hierbei entwickelte DUCHROW (1984) eine neue Keuper-Nomenklatur, bei der er den Keuper in lokale Sequenzen, Gruppen, Formationen sowie Schichtglieder unterteilte und somit eine "Keuper-Feinstratigraphie" entwickelte.

Stratigraphische Unterteilungen lassen sich im Untersuchungsgebiet nur bedingt vornehmen (ROSENFELD 1982), eine feinstratigraphische Gliederung in Annäherung an DUCHROW (1968, 1984) ist unmöglich. Zur Sicherung der untertage gewonnenen Daten wurden für die stratigraphische Grenzziehung die

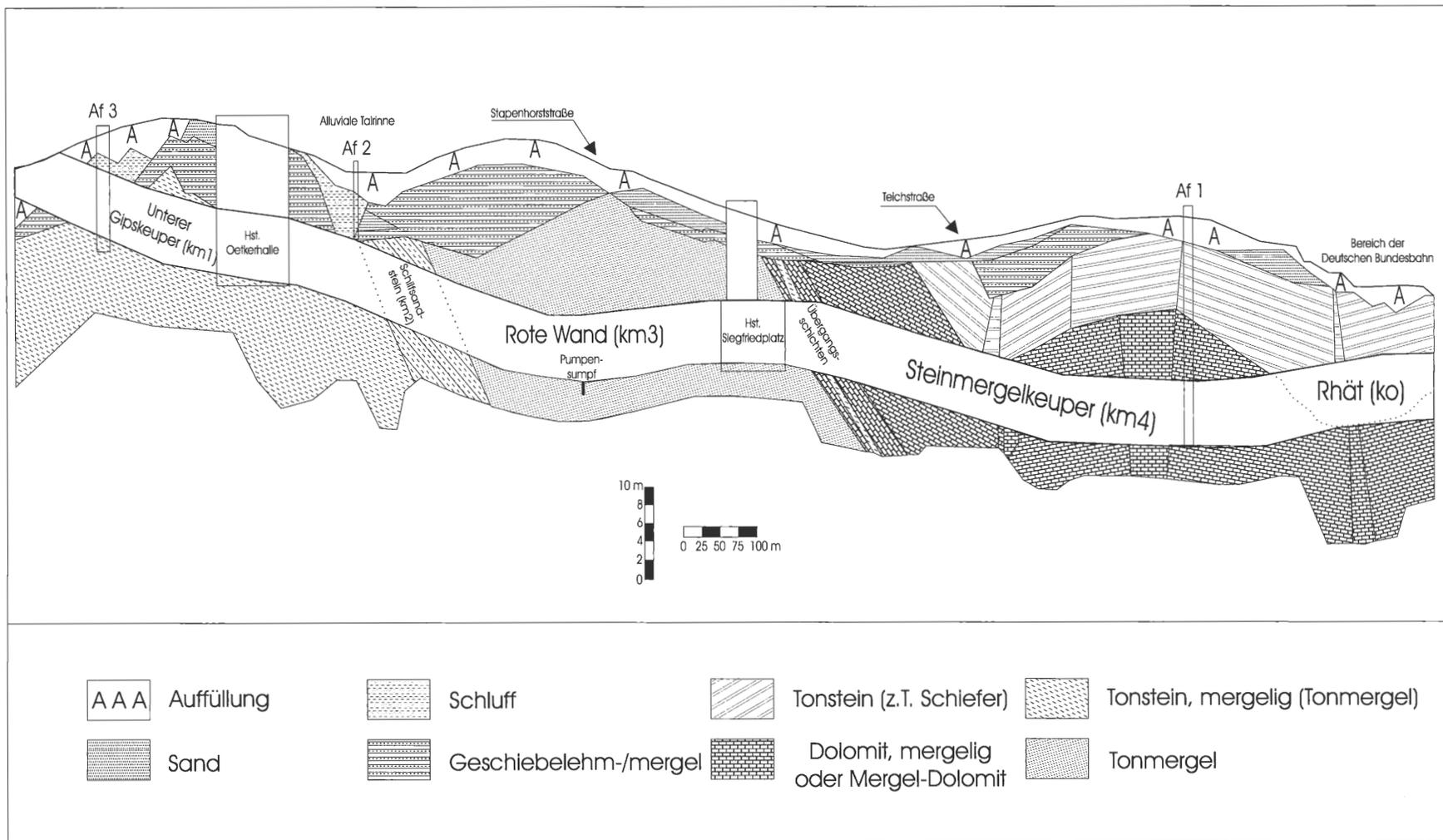


Abb. 5: Geologischer Längsschnitt (schematisch) entlang des Gleises 11. Nach LEISS (1999), geändert.

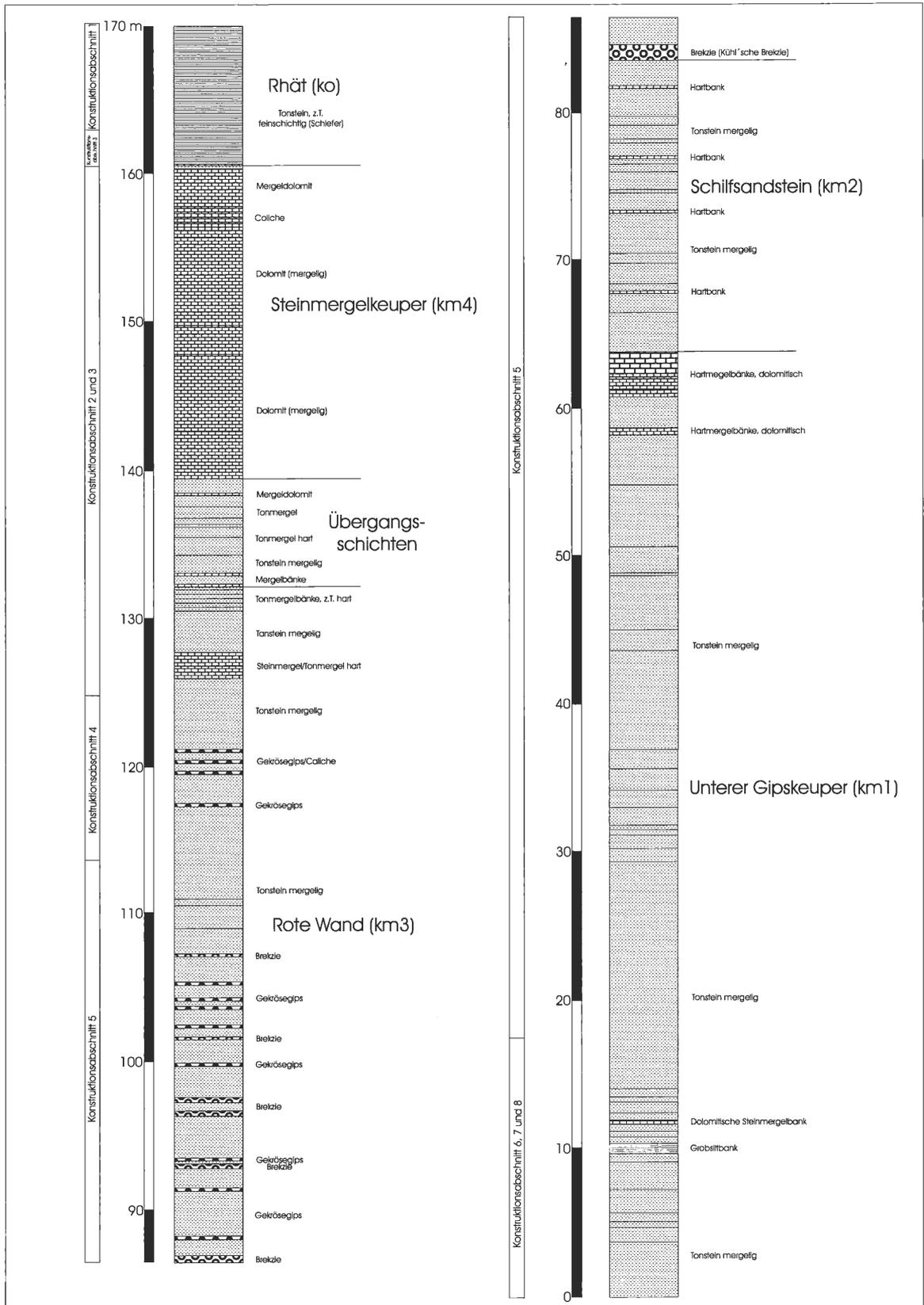


Abb. 6: Idealisertes Säulenprofil. Darstellung für Gleis 11 und 12 (zusammengefaßt) der während des Tunnelvortriebs durchfahrenen Schichten des Keupers (km 1- ko).

DUCHROW (1984) Lipper-, Osnabrücker- und Leine-Bergland					DUCHROW (1968) Südliches Lipper-Bergland					WILL (1969) Nordwestdeutschland					
Sequenz	Abteilung	Gruppe	Formation		Glied										
Osenberg-Sekundenz	Lias	Hettang	Psiloceraten-Schichten		"Pylonoten-Tone"							Pylonoten-Schichten	Unterer Lias		
			Klosterberg-Glied									? Präplanorbis-Schichten			
Schaumburg-Sequenz	Keuper	Exter-Gruppe	Vahlbruch-Formation		Meiborssen-Glied	KeV'M						Glimmersandstein	Triletes-Schichten	Ober Keuper (ko)	
			Oeynhaus-Formation		Ottenstein-Glied	KeV'O						Rhätschiefer-Gruppe	Contorta-Schichten		
			Rinteln-Formation		Holtrup-Glied	KeO'H							Basalquarzit-Gruppe		Postera-Schichten
					Deesberg-Glied	KeO'D									
					Bögerhof-Glied	KeR'B									
Ravensberg-Sequenz	Keuper	Deimold-Gruppe	Kluisberg-Formation	Magdeburg-Formation			4						Steinmergelkeuper	Saurichthys-Schichten	
					Schwalenberg-Formation		Steinbach-Glied	KdS'S	3						
					Hagedorn-Glied	KdS'H	2								
					Vlotho-Formation	Valorf-Glied	KdV'V	3							
						Egge-Glied	KdV'E	1							
Lippe-Sequenz	Keuper	Weser-Gruppe	Rischenau-Formation		Henkenbrink-Glied	KwR'H	2						Oberer Gipskeuper		
					Bierfeld-Glied	KwR'B	1								
			Polle-Formation		Friedland-Glied	KwP'F	Km3 β	Obere Rote Wand							
					Köllergrund-Glied	KwP'K	Km3 α	Untere Rote Wand							
					Lehrberg-Glied	KwP'L									
		Eckberg-Glied	KwPE												
Enger-Sequenz	Keuper	Stuttgart-Gruppe	Plessen-Formation	Schledehausen-Formation								Km2	Schilfsandstein	Schilfsandstein	
			Bredenborn-Formation				kgB	3						Unterer Mittelkeuper, Gipskeuper	Unterer Gipskeuper
		Oldenburg-Formation				kgO	2								
		Hahnenklau-Formation		Vogelsang-Glied		KgH'V	1								
				Hummersen-Glied		KgH'H	Km1 H	Hummersen-Schichten							
		Vörden-Formation		Mönchsberg-Glied		KgH'M	Km1 M	Mönchsberg-Schichten							
				Voxtrup-Glied		KgV'V	Km1 V	Vördener-Schichten							
		Elbrinchen-Formation		Hungerberg-Glied		KgV'H									
				Schulenburg-Glied		KgE'S	3								
		Löwendorf-Formation		Lothe-Glied		KgE'L	2								
				Dörenberg-Glied		KgE'D	1								
				Obere Löwendorf-Formation		Kg L 2	2	Löwendorfer-Formation							
				Untere Löwendorf-Formation		Kg L 1									
		Hohehaus-Formation		Papenhöfen-Glied		KhH'P	3 s	Sandsteinhorizont 3							
				Saumer-Glied		KhH'S	2 d	Dolomithorizont 2							
				Nette-Glied		KhR'N	2 s	Sandsteinhorizont 2							
Ratsiek-Glied				Bramheide-Glied		KhH'R	1 d	Dolomithorizont 1							
						KhR'B	1 s	Sandsteinhorizont 1							
Bödexen-Formation		Wallenhorst-Formation		Bönekenberg-Glied		KhB'B						Anopophorasandstein			
				Kollerbeck-Glied		KhB'K									
				Eilversen-Glied		KhB'E									
Corvey-Sequenz	Muschelkalk	Oberer Muschelkalk	Ceratiten-Schichten		Dolomitische Grenzschicht		Mo 2 i							Ceratitenschichten	

Tab. 1: Keuper-Stratigraphie nach DUCHROW (1968, 1984) und WILL (1969).

Bohrungen TB 1 – 47 ausgewertet, soweit diese einen Übergang dokumentierten.

Der Untere Gipskeuper (km1) konnte im Untersuchungsgebiet nicht vollständig erschlossen werden, da die Tunnelgradienten im Bereich der Konstruktionsabschnitte 5, 6 und 7 nicht tiefgreifend genug war. Es ergibt sich somit eine unvollständige, erschlossene Mächtigkeit von etwa 63 m.

Der Gipskeuper (km1) kann im Untersuchungsgebiet zum hangenden Schilfsandstein (km2) durch einen markanten lithologischen Wechsel von dolomitischem Mergel zu Tonmergel abgegrenzt werden. Die Grenzziehung im Hangenden zur Unteren Roten Wand (km3  $\alpha$ ) basiert auf dem Auftreten der KÜHL'schen Brekzie, welche mit gutem Leitwert überregional als Basalschicht der Roten Wand (km3) definiert ist (KÜHL 1956; DUCHROW 1984; LEWANDOWSKI 1988).

Die Rote Wand (km3) des Untersuchungsgebietes läßt sich stratigraphisch in eine obere und eine untere Abfolge, folglich Untere Rote Wand (km3  $\alpha$ ) und Obere Rote Wand (km3  $\beta$ ) einstufen. Die Grenzziehung zwischen beiden basiert im Untersuchungsgebiet auf dem Einschalten von harten Tonmergelbänken, einhergehend mit dem Ausbleiben der ansonsten in der Unteren Roten Wand (km3  $\alpha$ ) sequenziell einschaltenden Aufarbeitungsbrekzien und Gipsresiduallagen.

Der Übergang zwischen Oberer Roter Wand (km3  $\beta$ ) und dem Unteren Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) erfolgt graduell in Form einer mächtigen Übergangsschicht. Für das Untersuchungsgebiet wurde die stratigraphische Grenzziehung mit Hilfe der röntgendiffraktometrischen Mineralanalyse an einer in beiden Gleisen auftretenden harten Steinmergelbank mit nur noch geringem Anteil an Ton vorgenommen.

Für das Untersuchungsgebiet muß aufgrund der Analysedaten diese Übergangsschicht dem Unteren Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) zugerechnet werden. Die Unterteilung in Unteren Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) und Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) basiert im Untersuchungsgebiet, wie auch in den Nachbargebieten, primär auf einem deutlichen Farbwechsel von rotbunt nach grau einhergehend mit einem Rückgang nichtkarbonatischer Bestandteile (GRUPE 1911; DUCHROW 1965; HAUSCHKE 1985; LEWANDOWSKI 1988). Die Grenzziehung zwischen dem Oberen Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) und dem Rhät (ko) im Hangenden wird im Untersuchungsgebiet aufgrund einer auftretenden Leitbank mit deutlichem Farbwechsel gezogen. Die in Augenschein genommenen Gesteine des Rhäts (ko) der Tunneltrasse, mit einer erschlossenen Mächtigkeit von etwa 11,5 m, sind dem unteren Bereich des Oberen Keupers (Rhätschiefer-Gruppe/Rhät-Keuper) zuzurechnen. Der Dachbereich wird vermutlich z. T. diskordant durch pleistozäne Sedimentserien abgeschnitten. Im Bereich des Af 1 konnte aufgrund der Bohrungen TB 1 – 4 eine mittlere Gesamtmächtigkeit von etwa 21,5 m bestimmt werden. Nach den Beschreibungen von MESTWERDT & BURRE (1981) beträgt die vollständige Mächtigkeit des Rhäts (ko) im Raum Bielefeld (AB 6) etwa 40 m. Ausgehend von dieser "Normalmächtigkeit" für den Raum Bielefeld, liegt die Mächtigkeit für das Rhät (ko) immer noch deutlich unter den Beschreibungen von LEWANDOWSKI (1988) für das Osnabrücker Bergland (~ 80 m), Wesergebiet (~ 60 m) und das nördliche Harzvorland (~ 100 m). Durch den Nachweis von *Protocardia rhaetica* (MERIAN 1853) können die unteren aufgefahrenen Rhätsedimente (ko) nach WILL (1969) biostratigraphisch in die Oberen Contorta-Schichten gestellt werden. Die darauf folgenden Schichten müßten demnach den Triletes-Schichten, die darunter liegenden den Postera-Schichten (WILL 1969) zugerechnet werden. Eine biostratigraphische Beweisführung hierfür ist jedoch nicht möglich. Lediglich durch lithologische Wechsel kann hier eine solche Grenzziehung durchgeführt werden. Ob das Rhät (ko) vollständig ansteht oder ein Teil der Oberen Schichten erodiert wurde, läßt sich trotz der Korrelation mit den Bohrungen TB 1 – 4 nicht gesichert belegen.

## 2.4 Tektonik

Die Gesteine des Keupers zeigen eine deutliche Beeinflussung durch ihre Randlage zur Osningüberschiebung. Es handelt sich hierbei um einen kompressiven Baustil, als Folge der unterkretazischen bis paläogenen Deckenfernwirkung der Alpenin Orogenese (Laramische Phase), der in Form von flexurartigen Schichtverstellungen im Steinmergelkeuper (km4) sowie dem Rhät (ko) am deutlichsten in Erscheinung tritt und für den Raum Bielefeld weder im Schrifttum (mit Ausnahme von LEISS 1999) noch in Aufschlußbohrungen beschrieben wurde. Nach den Daten von LEISS (1999) ergeben sich folgende Gefügewerte:

Meßbereich (Schichtglied)	Streichrichtung	Einfallswinkel der Schichten (der tektonischen Trennflächen)	Σ
Konstruktionsabschnitt 1 (ko)	<b>NW – SE: 150°</b>	10° – 15°	25
Konstruktionsabschnitt 2 (km4)	<b>NW – SE: 145°</b>	12° – 18° (70° – 90°)	50
	N – S: 165°		
	E – W: 110°		
	NE – SW: 35°		
Konstruktionsabschnitt 3 und 4 (km4, km3)	<b>NW – SE: 128°</b>	21° – 28° (75° – 90°)	150
Konstruktionsabschnitt 5 (km3, km2)	N – S: 165°	(75° – 85°)	50
	<b>NW – SE: 140°</b>	(90°)	
	<b>NW – SE: 125°</b>	25° – 35°	
	E – W: 85°	(90°)	
Konstruktionsabschnitt 6 (km3, km1)	<b>NW – SE: 124°</b>	26° – 35° (80° – 90°)	25

Tab 2: Auswertung von insgesamt 300 Kluftrichtungen. Die Haupteinrichtung sind hervorgehoben.  
Nach LEIS (1999), ergänzt.

Die maximale Verkipfung der Keupersedimente beträgt 35° mit dazu oft sehr steil stehenden Trennflächen (70° – 90°). Winkeldiskordant auflagernd finden sich die Gesteine des Pleistozäns (Konstruktionsabschnitte 5, 6, 7 und 8). Die Hauptstreichrichtung folgt dem herzynischen Streichen (NW – SE) des Osning (FIEDLER 1984). Störungen, mit einem maximalen Versatz von bis zu 0,6 m (Konstruktionsabschnitt 5 und 6), folgen zumeist senkrecht dazu.

## 2.5 Paläogeographie

Der Keuper des Untersuchungsgebietes kann paläogeographisch dem norddeutschen Teil des obertriassischen Germanischen Keuperbeckens, das sich im Osten über das polnische Mittelgebirge, im Nordwesten über die Nordsee, den Britischen Inseln und Irland erstreckte, zugerechnet werden. Der nord- und süddeutsche Teil des Germanischen Keuperbeckens war durch das Vindelizische Hochland getrennt und stand nur zeitweise über das Thüringer Becken und die Hessische Straße in Verbindung (RAZAWI 1965). Zu Meeresingressionen der Tethys kam es mehrmalig über die südlich gelegene Burgundische Pforte, über die südöstlich gelegene Schlesisch-Mährische Pforte sowie den nördlich gelegenen Ozean, über die sich im Ober-Keuper öffnende Irische Pforte. Hochgebiete z. Z. des Keupers waren der Fennoskandische Schild im Norden, die Rheinische Masse im Südwesten (in direkter Nachbarschaft zum Untersuchungsgebiet), das Vindelizisch-Böhmische Land im Osten sowie das Zentral-Plateau im Südwesten (LEISS 1999). Die Keuperschichten des Germanischen Beckens, das sehr reliefarm, übersalzen und oft trockengefallen war (zeitweilig Playa- und Sabkha-Milieu; Evaporitbildung; FÜCHTBAUER 1974; GEYER 1977; SCHOLLE, BEBOUT & MOORE 1983; LUCCHI 1995) wurden unter (semi-) aridem Klima abgelagert (DUCHROW 1984). DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL (1986) teilen den Keuper in drei große paläogeographische Zonen: 1. Unterer Keuper (km1): Wechsel von brackisch-terrestrischem und marinem Milieu, 2. Mittlerer Keuper (km2 – km4): brackisch bis limnischer, semiarider Ablagerungsraum in Form einer Großlagune und 3. Oberer Keuper (ko): epikontinentales Flachmeer (Meeresingression). Diese Einteilung läßt sich so für das Untersuchungsgebiet nicht nachvollziehen (Abb. 7 und 8).

Liefergebiete waren die Böhmische Masse während der Zeit des gesamten Keupers und zusätzlich die Rheinische Masse während der Zeit des Unteren Keupers (ku) sowie des Oberen Keupers (ko) (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1987; WALTER 1995). Zu einem Wechsel der Paläogeographie des Germanischen Keuperbeckens im Raum des Untersuchungsgebietes kam es insbesondere durch die altkimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung, die im Raum Osnabrück besonders ausgeprägt war (DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL 1986; SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1987; WALTER 1995).



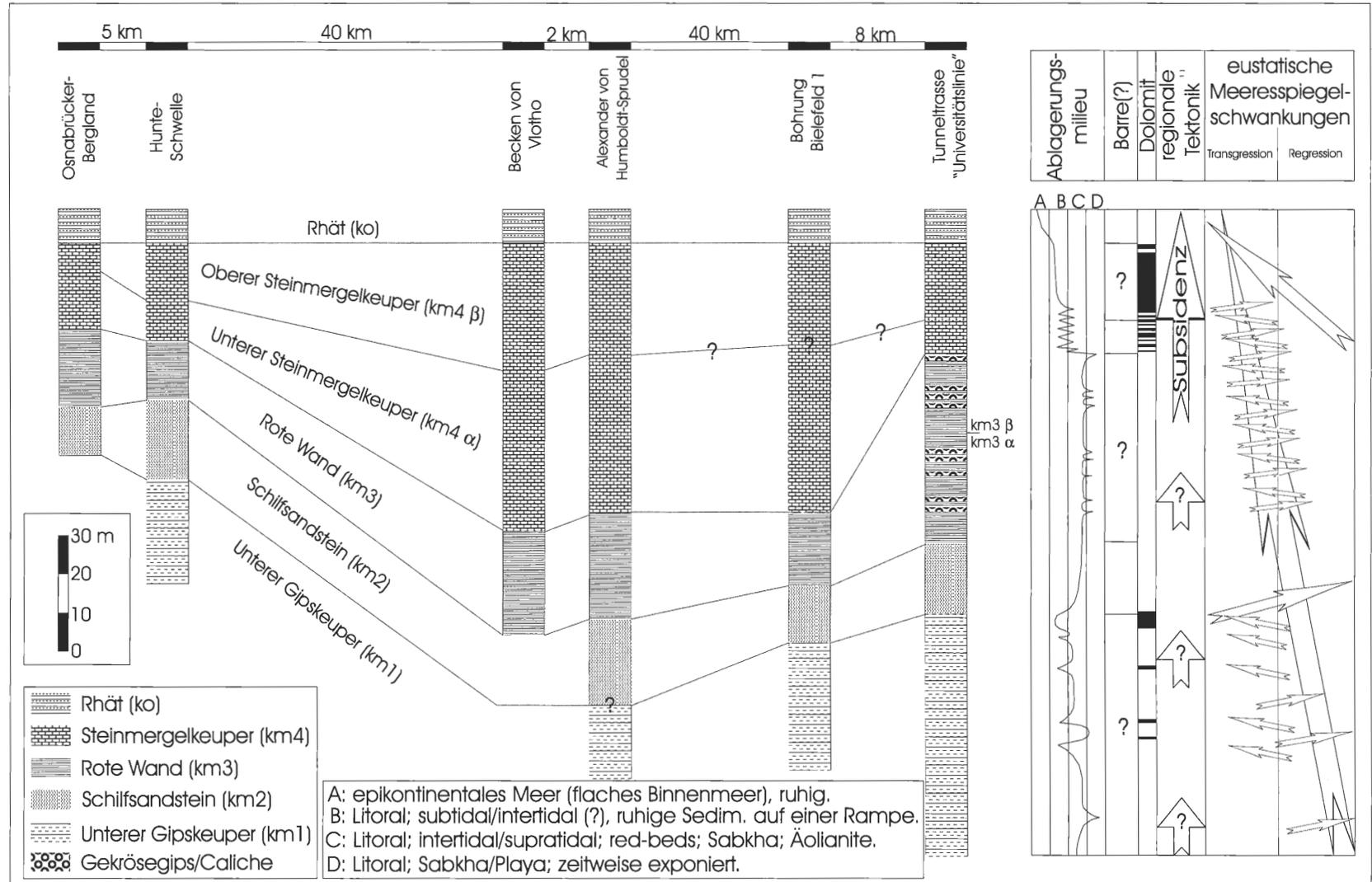


Abb. 9: Schematische Gegenüberstellung der auf der NW-SE verlaufenden Beckenachse liegenden Profile bei Osnabrück, der Hunte-Schwelle sowie dem Becken von Vlotho zu denen des südwestlichen Beckenrands im Raum Bielefeld (Bohrung Bielefeld 1 und Tunnelprofil).  
 "": primär in Bezug auf das Becken von Vlotho, sekundär auf den Hunte-Sporn (Hunte-Schwelle) und die Rheinische Masse.  
 Nach LEISS (1999), geändert.

Becken von Vlotho sowie der Bohrung Bielefeld 1 (FABIAN 1956), der Bohrung "Alexander von Humboldt Sprudel" (SANDER 1977) dem Bielefelder Profil gegenübergestellt (LEISS 1999). Das letztgenannte Profil wird somit in einen NW/SE streichenden Sedimentationsraum eingeordnet (Abb. 9). Der Untere Gipskeuper (km1) zeigt hinsichtlich seiner lithologischen Merkmale zunächst keine bedeutenden Unterschiede. Eine im Unteren Gipskeuper (km1) auftretende Siltbank sowie die im oberen Profiltail beobachteten Hartmergelbänke, lassen sich problemlos den lithologischen Beschreibungen des Umlandes zuordnen. Demnach ordnet sich der Untere Gipskeuper (km1) des Untersuchungsgebietes in ein weitläufiges Küstensystem (intertidal bis supratidal), welches im Untersuchungsgebiet zumindest zeitweise als Playa bzw. Sabkha entwickelt gewesen sein muß, ein. Hinsichtlich der Mächtigkeit kann infolge der nur teilweisen Durchquerung des Unteren Gipskeupers (km1) keine Aussage erfolgen. Der Schilfsandstein (km2) des Untersuchungsgebietes zeigt hingegen eine in dieser Form noch nicht beschriebene stark atypische Ausbildung. Die für das gesamte Umland beschriebenen Sandsteine, normalerweise als ineinander verflochtene Rinnensandsteine (anastomosierender Flußlauf) ausgebildet (WURSTER 1964; KNAUFF 1978; DUCHROW 1984; LEWANDOWSKI 1988), finden sich hier nicht.

Stattdessen treten weitgehend rote oder rotbunte mergelige Tonsteine auf, in die insgesamt vier harte dolomitische Bänke eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit des Schilfsandsteins (km2) des Untersuchungsgebietes liegt leicht unter den Mächtigkeiten, die für das Umland angegeben werden. Der Schilfsandstein (km2) im Untersuchungsgebiet kann nach seinem Lithotypus einer Playafazies zugeordnet werden, die möglicherweise temporär unter supratidalem bis intertidalem Einfluß gestanden hat. In der Bohrung Bielefeld 1 (FABIAN 1956), sowie in den Beschreibungen von MESTWERDT & BURRE (1926) für Schilfsandsteinvorkommen (km2) in Bechterdissen (in 10 km Entfernung), Hillegossen (in 8 km Entfernung) und bei Stieghorst (in 6 km Entfernung), lassen sich deutliche Änderungen in Annäherung an das Profil des Untersuchungsgebietes feststellen (LEWANDOWSKI 1988). Die Rote Wand (km3) des Untersuchungsgebietes zeigt von ihrem lithologischen Erscheinungsbild (red bed Sedimente), als auch von ihrer Mächtigkeit mit etwa 48 m, erhebliche Unterschiede zu den umgebenden Profilen. Schon in der nur etwa 8 km entfernten Bohrung Bielefeld 1 (FABIAN 1956) treten deutliche Unterschiede auf. Die Mächtigkeit der Roten Wand (km3) beträgt hier weniger als die Hälfte der Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet; die Lithologie zeigt einen ebenfalls gänzlich anderen Charakter. Die sich im Untersuchungsgebiet mehrfach einschaltenden Gipsresiduen und Kalkkrusten (Caliche) setzen das Bielefelder Profil in eine Playa-/Sabkha-Fazies, welcher ein zeitweiser intertidaler bis supratidaler Einfluß unterstellt werden muß. Der Steinmergelkeuper (km4) des Untersuchungsgebietes präsentiert sich ebenfalls mit deutlichen Unterschieden zu bereits bekannten Profilen. Der Untere Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) zeigt im Gegensatz zu seinen Nachbarprofilen mit etwa 7 m eine signifikant reduzierte Mächtigkeit, während sich die sonstigen Befunde durchaus diesen Profilen zuordnen lassen. Der Obere Steinmergelkeuper (km4  $\beta$ ) mit 22 m Mächtigkeit hingegen, zeigt eine drastisch differenzierte Lithologie. Hier fehlen die rhythmischen Wechsellagerungen von Ton und Dolomit wie sie für das Umland, insbesondere für das naheliegende Becken von Vlotho, beschrieben wurden (LEISS 1999). Eine deutliche Reduktion der Schichtmächtigkeit, ist ebenfalls zu erkennen. Für den Steinmergelkeuper (km4) muß für das Untersuchungsgebiet von einer intertidalen Rampenfazies (Karbonatrampe) ausgegangen werden.

Das Rhät (ko) des Untersuchungsgebietes zeichnet sich durch das Fehlen der ansonsten stets beschriebenen Sandsteinhorizonte aus. Im Schrifttum existieren zahlreiche Hinweise auf eine Reduktion dieser in Richtung auf den Bielefelder Raum. Die Gesamtmächtigkeit im Untersuchungsgebiet konnte unter zur Hilfenahme der Bohrungen TB 1 – 4 auf etwa 21,5 m festgelegt werden und liegt somit deutlich unter den Angaben der Nachbargebiete. Insbesondere durch den Fund von *Protocardia rhaetica* muß für das Untersuchungsgebiet von marin-brakischen bis brackisch-limnischen Bedingungen ausgegangen werden. Hierbei könnte der Ablagerungsraum in Form einer Großlagune, wie sie bereits im Steinmergelkeuper (km4) existierte, weiterhin bestanden haben. Das Rhät (ko) des Untersuchungsgebietes könnte somit einem flachen intertidalen bzw. supratidalen Bereich mit deutlich fluviatilen Einfluß zugeordnet werden.

Für den gesamten Keuper des Untersuchungsgebietes kann von Ablagerung am Rande einer angrenzenden Großlagune, mit zeitweisem marinen, fluviatil-limnischen oder terrestrischen Einfluß, abhängig von Meeresspiegel und Subsidenz, ausgegangen werden, welcher möglicherweise zumindest zeitweise eine Barre vorgeschaltet war und so Steuerungsfunktionen übernahm. Diese Großlagune stand nach den lithologischen Ergebnissen sowie der Beckenanalyse sicherlich zeitweise im Kontakt mit den angrenzenden Faziesräumen (Lagunen/Becken), spiegelt jedoch einen besonderen Faziesbereich in der direkten Randlage zur Rheinischen Masse, einer flachen Rampe eines intertidalen Litoralbereiches (Playa/Sabkha), wieder (Abb. 10). In wieweit überregionale tektonische Ereignisse als Steuerungsfaktoren fungiert haben, läßt sich nicht zweifelsfrei benennen. Nach jüngsten Ergebnissen von BOURQUIN, VAIRON & LE STRAT (1997) für den Keuper des Pariser Beckens, scheinen sich überregionale tektonische Ereignisse sowie eustatische Meeresspiegelschwankungen jedoch nicht entscheidend auf das Sedimentationsgeschehen auszuwirken (WOLBURG 1969; Abb. 11). Der Einfluß von lokalen Faktoren erscheint somit plausibler.

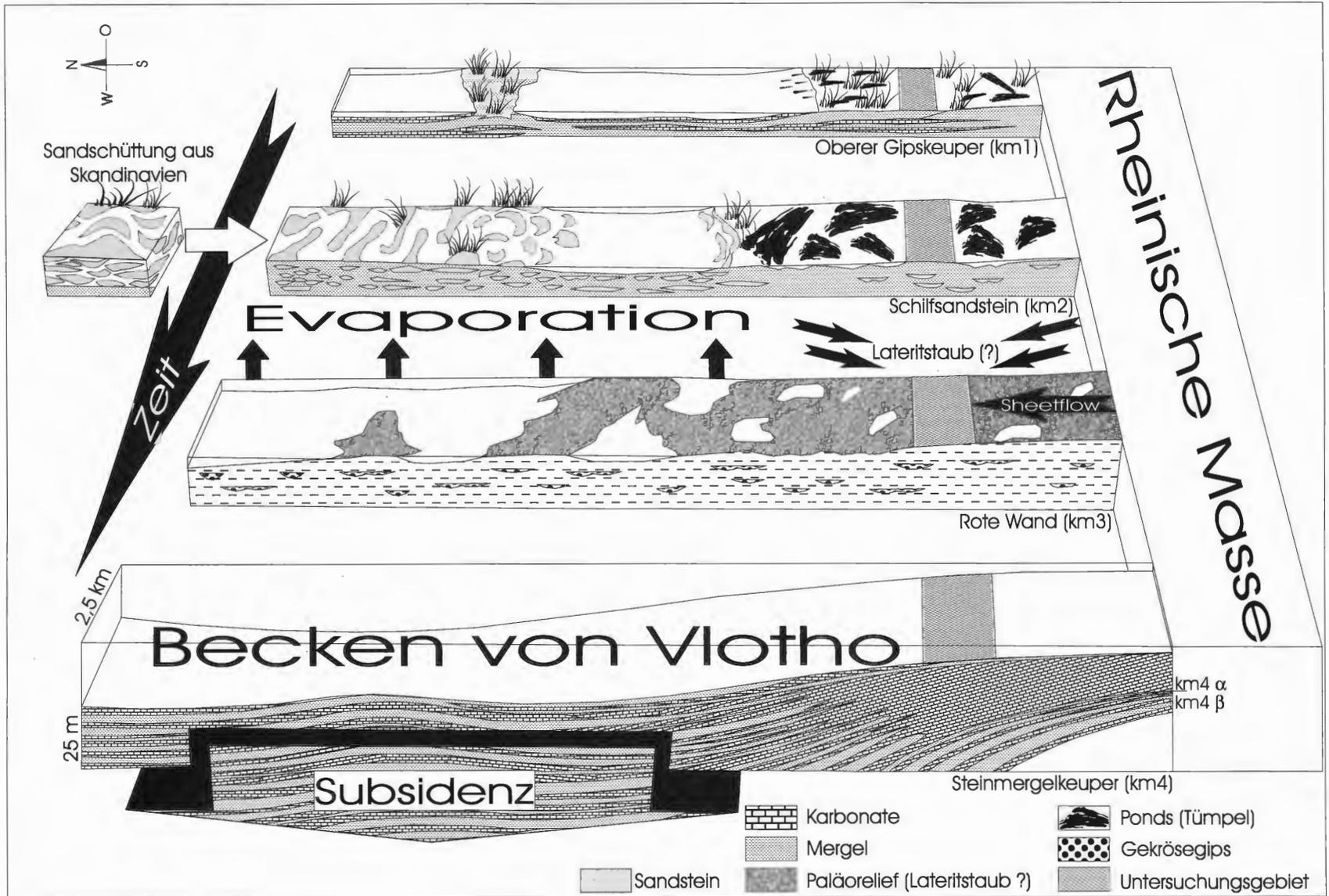


Abb. 10: Graphische Darstellung des Ablagerungsraumes und der Fazies als Raum - Zeit - Modell für den Unteren Gipskeuper (km1), den Schilfsandstein (km2), die Rote Wand (km3) und den Steinmergelkeuper (km4). Nach LEISS (1999), geändert und ergänzt.

## 2.7 Gesteinsfarben

Die häufig auftretenden, beschriebenen Farbwechsel in den Gesteinen des Keupers geben direkten Hinweis auf das Ablagerungsmilieu sowie das Paläoenvironment. Wichtigste Farbträger sind hierbei Eisenminerale wie Hämatit, Goethit und Pyrit. Organische Verbindungen dürften nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben (LEWANDOWSKI 1988). Auffallend ist, daß sich die schnellen lateralen Farbwechsel ohne erkennbaren Wechsel der Korngrößen bzw. des Materials vollziehen, so daß nicht von einer Änderung des Abtragungsraumes (Liefergebiet) ausgegangen werden kann. Es kommen somit folgende Mechanismen der primären und sekundären Farbgebung für die Gesteine des Keupers im Untersuchungsgebiet in Betracht (LEWANDOWSKI 1988):

1. Primär: Eintrag von lateritischem Material, welches bereits rotgefärbt ist. Überwiegend als "sheet-flow", untergeordnet als Lateritstaub (Äolisch) eingetragen.

2. Sekundär: a): Durch Oxidation von Eisenmineralen, infolge der Exposition des Sedimentationsraumes.

b): Veränderung der Farbe durch diagenetische Prozesse entsprechend der vorherrschenden Eh- und pH-Verhältnisse.

c): Veränderung der Farbe infolge des thermischen Einflusses des Bramscher-Vlothoer Doppelmassivs (Migration hydrothermalmer Lösungen).

Hämatit setzt als wichtigster Farbträger semiarides Klima voraus, um dessen chemische Verwitterung zu ermöglichen. Bei der in situ Entstehung sind detritische Fe-haltige Silikate wichtig, bei denen es unter oxidierenden Bedingungen zur Bildung von metastabilen Fe-Hydroxiden kommt, welche zu Hämatit transformiert werden. Bei der Silikatverwitterung können die dann freiwerdenden Oxide intergranular oxidieren oder umkrusten. Als Hauptträger des Eisen vermuten WALKER & HONEA (1969) Fe-haltige Tonminerale. Durch lokale diagenetische Reduktionen können die oft zu beobachtenden rotgrau gefleckten oder vollständig grauen Sedimentfarben erklärt werden. Rote, grüne oder graue Farben sind direkt vom  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ -Verhältnis abhängig (LEWANDOWSKI 1988). Demnach bewirkt ein niedriges  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ -Verhältnis rote Farbtöne, ein hohes  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ -Verhältnis grüne Farbtöne (POTTER, MAYNARD & PRYOR 1980). Eine Schwarzfärbung, wie sie im Untersuchungsgebiet ausnahmslos im Rhät (ko) zu beobachten ist, muß auf einen erhöhten Anteil an organischem Material zurückgeführt werden. Die Gesteinsfarbe kann somit nicht als lithostratigraphisches Kriterium genutzt werden. Bedingt durch die Engräumigkeit der Farbänderung können in einem Faziesbereich mehrere Farben auftreten bzw. innerhalb kurzer Distanzen wechseln (VAN HOUTEN 1973; DUCHROW 1984; LEWANDOWSKI 1988).

## 2.8 Mineraluntersuchungen

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden fünf Gesteinsproben aus der Oberen Roten Wand (km3  $\beta$ ), den Übergangsschichten zwischen Oberer Roter Wand (km3  $\beta$ ) und Unterem Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) mittels Röntgendiffraktometrie analysiert (DIN 22021, 22024, 52105). Die Ergebnisse wurden mit 14 analysierten Proben der Stadt Bielefeld sowie den Daten von LEWANDOWSKI (1988) verglichen und ausgewertet. Hierbei zeigt sich, daß in allen Gesteinsproben Dolomit ( $Ca, Mg (CO_3)_2$ ) und Quarz ( $SiO_2$ ) die dominierenden Minerale sind. Als Nebenbestandteile treten Feldspat ( $K, Al Si_3O_8; Na, Al Si_3O_8; Ca, Al_2Si_2O_8$ ), Glimmer ( $K, Al_3[Si_3O_{10}(OH)_2]$ ) sowie die Tonminerale Kalolinit ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ), Illit ( $K, Al_2Si_3O_9(OH)_4$ ), Chlorit ( $Mg_{10}Al_2(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_{16}$ ) und Corrensit (Chlorit-Montomorillonit)  $Al_2(OH)_2(Si_4O_{19})(Ca, Na, \dots)_4H_2O$  auf. Anhydrit konnte, ebenso wie in den Proben der Stadt Bielefeld, vermutlich aufgrund der Oberflächennähe (Auslaugung), nicht nachgewiesen werden (DUCHROW 1984).

Erwähnenswerte Abweichung der eigenen Analysedaten gegenüber denen der Stadt Bielefeld und denen von LEWANDOWSKI (1988) liegen nicht vor. Die Auswertung von Tabelle 1 spiegelt deutlich den graduellen Faziesübergang von der Oberen Roten Wand (km3  $\beta$ ) zum Unterem Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) wieder. Die Übergangsschicht muß aufgrund der gewonnenen Daten (Tab. 3) dem Unterem Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) zugerechnet werden. Die bereits beschriebene Änderung des Ablagerungsraumes zwischen Oberer Roter Wand (km3  $\beta$ ) und Unterem Steinmergelkeuper (km4  $\alpha$ ) von einem durch das Hinterland dominierten (Supra)-Litoral hin zu einem Intertidalbereich einer Karbontrampe läßt sich ebenso durch die vorliegenden Daten stützen. Möglicherweise wird hier ebenfalls ein deutlicher Klimawechsel dokumentiert. Die Frage der Dolomitgenese in den Proben der Übergangsschicht und des Unterem Steinmergelkeupers (km4  $\alpha$ ) bzw. des Steinmergelkeupers (km4) insgesamt, kann nicht zweifelsfrei geklärt werden. Für das Untersuchungsgebiet erscheint es als plausibel, daß es sich um primäre Dolomitgenese handelt, die einerseits

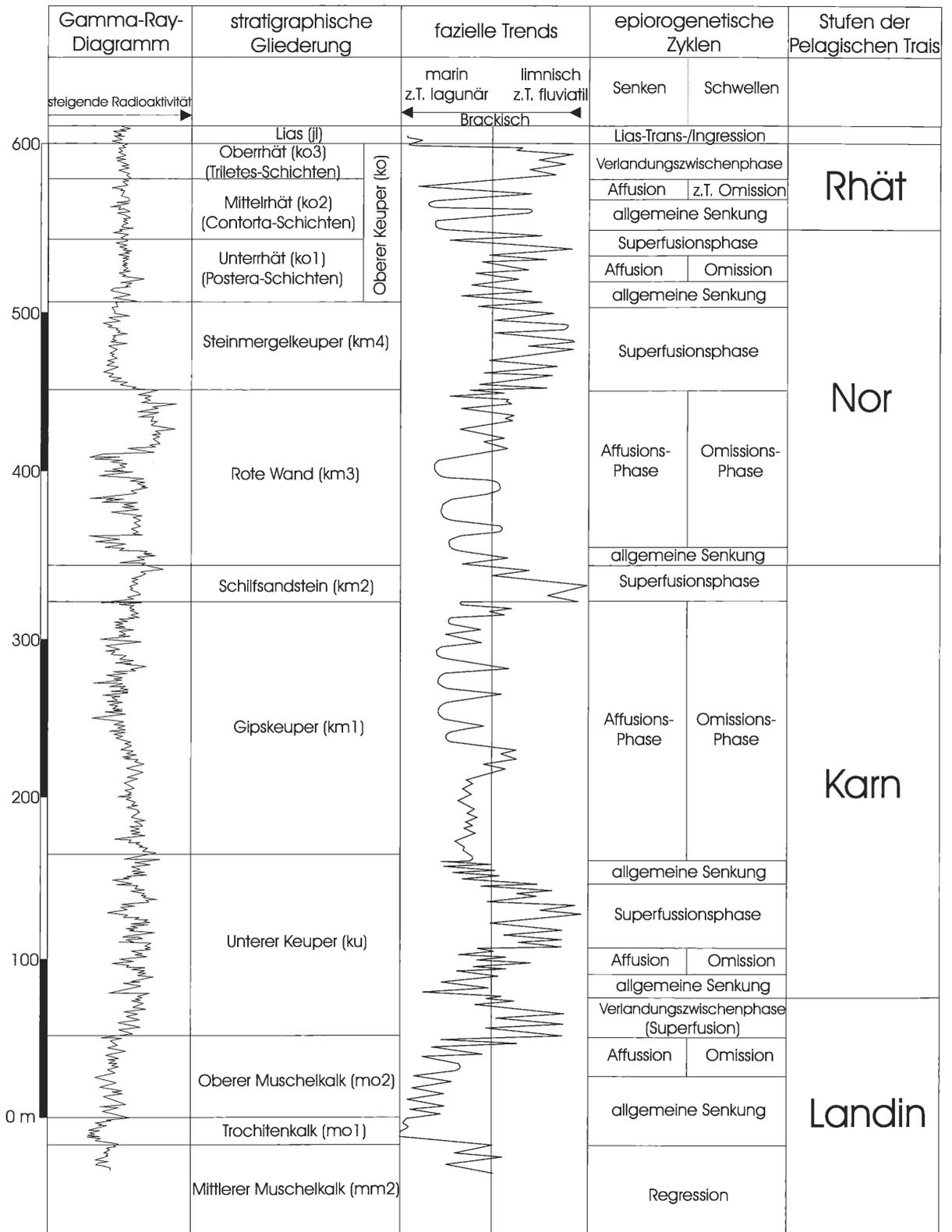


Abb. 11: Standardprofil (Normalprofil) für die Zeit des gesamten Keupers des nordeutschen Beckens nach WOLBURG (1969). Die epiorogenetischen Zyklen lassen sich im Untersuchungsgebiet nicht nachvollziehen. Nach WOLBURG (1969), geändert.

Probe	Karbonat (1+2)	Dolomit (1)	Kalzit (2)	Quarz (3)	Tonminerale (4)	Feldspat (5)	Σ
1. Unterer Steinmergelkeuper (km4 $\alpha$ )	84,6 %	56,9 %	27,7 %	12,4 %	1,5 %	1,5 %	100
2. Unterer Steinmergelkeuper (km4 $\alpha$ ): Grenzhorizont	74,0 %	74,0 %	–	10,0 %	4,0 %	12,0 %	100
3. Übergangsschicht	57,6 %	50,9 %	6,7 %	24,6 %	10,4 %	7,4 %	100
4. Obere Rote Wand (km3 $\beta$ )	21,6 %	7,7 %	13,9 %	50,8 %	18,2 %	9,4 %	100
5. Obere Rote Wand (km3 $\beta$ )	9,4 %	4,7 %	4,7 %	39,3 %	26,6 %	24,7 %	100

Tab. 3: Mineralogische Zusammensetzung der Proben aus der Oberen Roten Wand (km  $\beta$ ), dem Übergangshorizont sowie dem Unteren Steinmergelkeuper (km  $\alpha$ ).

Probe	Illit, Montmorillonit, Smektit	Corrensit
1. Steinmergelkeuper (km4 $\alpha$ )	60 %	40 %
2. Steinmergelkeuper (km4 $\alpha$ ): Grenzhorizont	70 %	30 %
3. Übergangsschicht	40 %	60 %
4. Obere Rote Wand (km3 $\beta$ )	90 %	10 %
5. Obere Rote Wand (km3 $\beta$ )	90 %	10 %

Tab. 4: Auswertung der Mineralanteile für Tonminerale.

Probe	Quarz	Dolomit	Feldspat	Illit	Montmorillonit	Chlorit	Kaolinit
1	X	X	((X))	X	X	((X))	-
2	X	X	((X))	X	X	((X))	-
3	X	X	X	(X)	(X)	((X))	-
4	X	X	X	X	X	((X))	-
5	X	X	X	X	X	((X))	-
6	X	X	((X))	((X))	-	((X))	(X)
7	X	X	(X)	(X)	-	-	((X))
8	X	X	(X)	(X)	-	-	((X))
9	X	X	(X)	(X)	-	-	((X))
10	X	X	(X)	(X)	-	-	(X)
11	X	X	(X)	(X)	-	((X))	(X)
12	X	X	X	X	-	((X))	(X)
13	X	X	X	X	-	((X))	(X)
14	X	X	X	X	-	((X))	(X)
15	X	X	X	X	-	-	(X)
16	X	X	X	X	X	?	(X)
17	X	X	X	X	X	?	(X)
18	X	X	X	X	X	?	((X))
19	X	X	X	X	X	?	((X))

Tab. 5: Übersichtsdarstellung aller Proben. X: Hauptbestandteile, X: Nebenbestandteil, (X): schwacher Nebenbestandteil, ((X)): untergeordnet, (((X))): sehr schwach, ?: unsicher, -: nicht nachweisbar.

durch die Wasserchemie, andererseits durch ein "evaporative pumping system" in einer Dolomite-Playa Fazies (LEWANDOWSKI 1988) gesteuert wurde. Rezentbeispiele für primäre Dolomitgenese unter semiariden Klimabedingungen in Intertidal/Supratidal- bis Playabereichen sind aus dem Nahen Osten bekannt (SCHOLLE, BEBOUT & MOORE 1983; LUCCHI 1995).

## 2.9 Geländebegehung

Im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit wurde eine Geländebegehung im etwa 18 km entfernten Bad Salzuflen und Umgebung durchgeführt (Abb. 12). Der Bereich um Bad Salzuflen wurde aufgrund seiner Nähe zum Tunnelprofil sowie der Beschreibungen von KNAUFF (1978) gewählt, der in seinen Erläuterungen zur Geologischen Karte auf engem Raum das Auftreten von Rhät (ko), Steinmergelkeuper (km4), Roter Wand (km 3), Schilfsandstein (km2) und Unterem Gipskeuper (km1) beschreibt. Aufgrund der relativ geringen Entfernung zum Untersuchungsgebiet, wurde hier von weitgehend gleichen Faziesbedingungen ausgegangen. Aufschlüsse in anderen Gebieten liegen in deutlich größerer Entfernung, so daß diese nicht in Betracht kamen.

Von den durch KNAUFF (1978) beschriebenen Gesteinsserien des Keupers konnte, vermutlich bedingt durch die fortschreitende Bebauung und ausgiebige Verwitterung und Bodenbildung, nur die Stufe des Schilfsandsteins (km2) in Augenschein genommen werden.

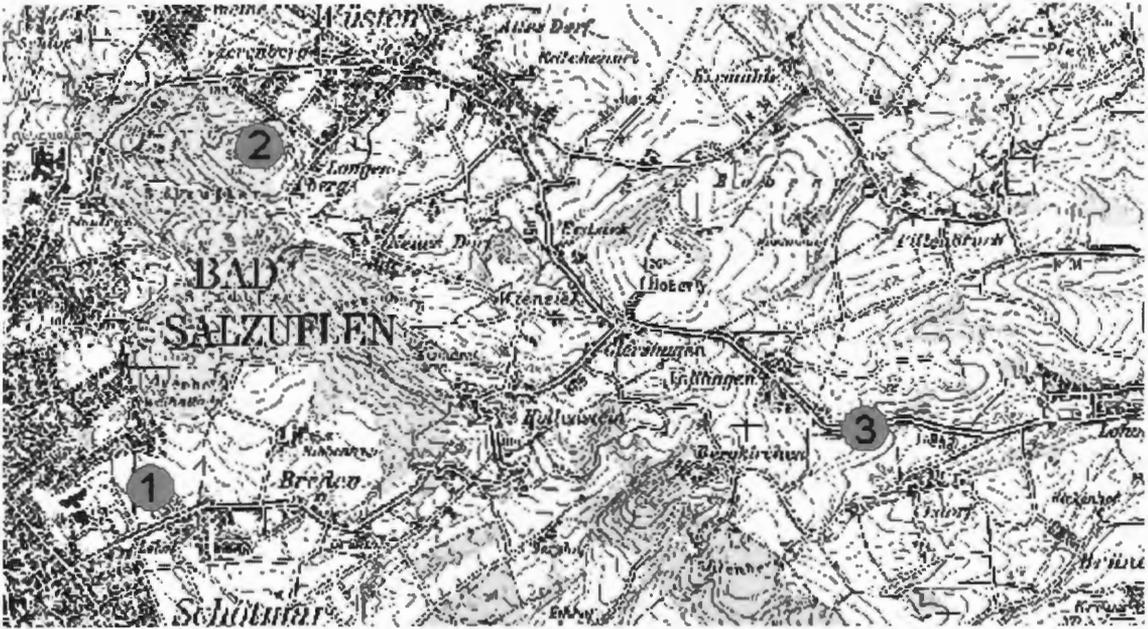


Abb. 12: Lage der Aufschlüsse 1 – 3 in Bad Salzuflen und Umgebung.  
Kartengrundlage: Topographische Karte 1 : 25.000 NRW (Digital), Stand 1997.

### 2.9.1 Aufschluß 1: Neubaugebiet am Asenberg (Bad Salzuflen, Stadtteil Breden)

In einem Neubaugebiet wurden im Bereich eines Neubaubodenaushubes die anstehenden Gesteine untersucht. Hierbei handelt es sich um gebankte stark rote, in nur wenigen Partien graubeige gefärbte, fein- bis mittelkörnige Sandsteine (Schilfsandstein (km2)) mit Mächtigkeiten von 0,2 – 0,4 m. Eine deutliches internes Schichtgefüge war, ebenso wie ein relativ hoher Anteil von Muskovit zu erkennen.

### 2.9.2 Aufschluß 2: Am Vierenberg (Bad Salzuflen, Stadtteil Wüsten)

An einem steilen Berghang (Vierenberg) konnten im Stadtteil Wüsten stark verwitterte Schilfsandsteinbänke mit Mächtigkeiten von 0,2 – 0,4 m beobachtet werden. Hierbei handelt es sich um fein- bis mittelkörnige, hellbraune, braunrote, z.T. beige Sandsteine mit fein laminiertem Interngefüge. Auffällig traten rot bis rotbraun gefärbte geflammte Partien auf, welche im Aufschlußbereich lateral keinerlei Begrenzung zeigten. Zudem wurde in allen untersuchten Sandsteinbänken dieses Aufschlusses ebenfalls Muskovit nachgewiesen.

### 2.9.3 Aufschluß 3: Straße zwischen Giershagen und Kirchheide (nähe Kalletal)

Entlang der Straße zwischen den Orten Giershagen und Kirchheide konnten ebenfalls Gesteine des Schilfsandsteins (km<sup>2</sup>) in einem ehemaligen Steinbruch auf etwa 75 m Länge beobachtet werden. Hierbei handelt es sich um fein- bis mittelkörnige, hellbraune bis beige Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten von 0,3 – 0,5 m, wechsellagernd mit feinsandig schluffigen Bänken mit Mächtigkeiten von etwa 0,1 – 0,3 m. Lageweise konnte eine leichte Rotfärbung beobachtet werden, welche lateral sehr eng begrenzt ist.

Der Schilfsandstein (km<sup>2</sup>) im Raum Bad Salzuflen tritt namensgebend als echter Sandstein in Erscheinung. Nach den Beschreibungen von KRUCK & WOLFF (1975) handelt es sich bei den helleren Sandsteinen (Aufschluß 2 und 3) um die der Rinnenfazies, während die Sandsteine mit deutlicher Rotfärbung (Aufschluß 1) in den Bereich der Überflutungsfazies (Crevasse splay Fazies) gestellt werden müssen. In allen Aufschlüssen konnte ein leichtes Schichteinfallen von 10° - 15° nach SW gemessen werden.

Nach den Daten von KÜHL (1956), ROSENFELD (1968), WURSTER (1964) und KNAUFF (1978) besitzt der Schilfsandstein im Raum Bad Salzuflen eine Gesamtmächtigkeit von 5 – 30 m. Nach KÜHL (1956) und ROSENFELD (1968) handelt es sich im Raum Bad Salzuflen um Sandsteine, welche in einem weiten Bereich einer Deltaebene stark durch die Fließgeschwindigkeit des Wassers beeinflusst wurden, was sich nach ROSENFELD (1968) in Ostlippe in einer sich drei Mal wiederholenden, rhythmischen Sedimentation erkennen läßt.

## 3 Zusammenfassung und Ergebnis

Die Keupersedimente des Untersuchungsgebietes bestehen zum überwiegenden Teil aus feinklastischen Sedimenten. Eingeschaltet finden sich Grobsilte und Feinsande. Reine Tone sind selten und treten in der Regel als Mergel auf. Karbonate liegen weitgehend in Form von Dolomit vor. Erwartete sulfatische Lagen fehlen in den durchfahrenen Keupersedimenten ganz, stattdessen treten im gesamten Vortriebsbereich Gips- bzw. Anhydritresiduen (KLUTH 1894; GRUPE 1911, 1927, 1929; KÜHL 1956; RAZAWI 1965; HAUSCHKE 1982; DUCHROW 1968; DUCHROW 1984; LEWANDOWSKI 1988) in Form von Residualknollen, -Lagen, -Bänder oder -Drusen auf, welche zum größten Teil durch rekristallisierten Kalzit (teil-) verfüllt sind. Auf einem Großteil der Klufflächen in den Schichten des Steinmergelkeupers (km<sup>4</sup>) sowie des Rhäts (ko) wurden Pyrit- sowie Hämatitkristalle nachgewiesen. In den Schichten der Roten Wand (km<sup>3</sup>) fanden sich mehrfach, sequenziell eingeschaltete Aufarbeitungshorizonte, die möglicherweise als Aufarbeitungs-/Kollapsbrekzien gedeutet werden können. Bei der ersten sich in die Rote Wand (km<sup>3</sup>) einschaltenden Brekzie handelt es sich möglicherweise um die KÜHL'sche Brekzie (KÜHL 1956), die als basale Schicht der Roten Wand (km<sup>3</sup>) beschrieben ist (DUCHROW 1984). Die für den Keuper charakteristische Rotfärbung (Buntfärbung), hervorgerufen sowohl durch synsedimentäre als auch diagenetische Prozesse (LEWANDOWSKI 1988; VAN HOUTEN 1973) tritt mit Ausnahme des Rhäts (ko) in allen durchfahrenen Keupersedimenten auf. Besonders im Steinmergelkeuper (km<sup>4</sup>) sowie in der Roten Wand (km<sup>3</sup>) fanden sich häufig farblabile Zonen, bei denen es sich um engräumige, laterale Farbwechsel von bunt zu grau handelt, die an bestimmte Fazieszonen gebunden sind (DUCHROW 1984).

Der Keuper im Raum Bielefeld weist nach den Daten der Bohrung Bielefeld 1 (FABIAN 1956; etwa 8 km östlich der Tunneltrasse, Stadtteil Oldentrup-Bröninghausen) eine Mächtigkeit von ca. 348 m, nach den Beschreibungen von MESTWERDT & BURRE (1981) von 305 m auf. Im östlich gelegenen Lipper- bzw. Weserbergland nimmt die Mächtigkeit auf ca. 390 m (km<sup>1</sup> – ko = 335 m) zu; im westlich gelegenen Osnabrücker Bergland wieder ab, so daß hier Mächtigkeiten von 227 – 330 m (km<sup>1</sup> – ko = 285 m) erreicht werden. DUCHROW (1984) erklärt die letztgenannte Mächtigkeitsreduktion durch eine Schichtausdünnung infolge des Senkungswiderstandes der Hunte Schwelle. Die Mächtigkeit des Keupers nimmt generell in Richtung E – NE zu, so daß im nördlichen Harzvorland bereits Mächtigkeiten von ca. 475 m (km<sup>1</sup> – ko = 440 m), weiter in Richtung NE > 500 m erreicht werden (RAZAWI 1965; LEWANDOWSKI 1988). Die Mächtigkeit der durchfahrenen Keupersedimente weist generell mit etwa 170 m deutlich geringere Mächtigkeit (km<sup>1</sup> – ko) auf. Auch die Verteilung der Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder im Bielefelder Keuperprofil unterscheidet sich größtenteils von den Angaben für das Umland, was vermutlich auf die direkte Randlage des Keuperprofils (südliches Randbecken des nordwestdeutschen Keuperbeckens) zur Rheinischen Masse sowie auf lokale tektonische Ereignisse zurückzuführen ist. Die im gesamten nordwestdeutschen Keuper vorherrschende Fossilarmut erschwerte stratigraphische Einstufungen. Im Untersuchungsgebiet selbst konnten nur ein einziges Mal, in den Schichten des Rhäts (ko), Fossilien in Form von Peleciopoden (*Protocardia rhaetica*; MERIAN 1853) nachgewiesen werden.

Durch die Vortriebsmaßnahmen für die Tunneltrasse der Stadtbahn-Linie 4 (Universitätslinie) konnte im Raum Bielefeld das erste Mal überhaupt ein vollständiges bergfrisches Keuperprofil von etwa 170 m Mächtigkeit (km1 – ko) in Augenschein genommen werden. Das Bielefelder Profil zeigt hierbei einen gänzlich eigenen Charakter, der in dieser Form für den Großraum Ostwestfalen Lippe noch nicht beschrieben wurde. Die Vermutungen anderer Autoren, die sich mit dem Keuper in den angrenzenden Gebieten beschäftigten und in Annäherung an den Bielefelder Raum lithostratigraphische Besonderheiten vermuteten, konnten so das erste Mal bestätigt werden.

Der Untere Gipskeuper (km1) zeigt hinsichtlich seines lithologischen Erscheinungsbildes sowie der Mächtigkeit keine besonderen Abweichungen zu den Beschreibungen für das Umland. Der Schilfsandstein (km2) hingegen tritt atypisch als mergeliger Tonstein auf, die namensgebenden Sandsteine fehlen hier, einhergehend mit einer leichten Reduktion der Schichtmächtigkeit im Gegensatz zum Osnabrücker, Weser und Lipper Bergland. Die Rote Wand (km3) repräsentiert sich mit stark erhöhter Schichtmächtigkeit. Hinsichtlich der Lithologie läßt sich eine klare Zweiteilung in Untere Rote Wand (km3  $\alpha$ ) und Obere Rote Wand (km3  $\beta$ ) erkennen. In den obersten Profilanteilen wurde, eine ansonsten nicht beschriebene Übergangsschicht hin zu den Gesteinen des Unteren Steinmergelkeupers (km4  $\alpha$ ) beobachtet, welche nach den Daten der mineralogischen Untersuchungen in den Bereich des Unteren Steinmergelkeupers (km4  $\alpha$ ) zu stellen ist. Der gesamte Steinmergelkeuper (km4) des Untersuchungsgebietes zeigt mit weniger als der Hälfte der Mächtigkeit, wie sie für die nur 8 km entfernte Bohrung Bielefeld 1 beschrieben wurde, deutlich reduzierte Schichtmächtigkeiten. Teile des Rhäts (ko) des Untersuchungsgebietes konnten aufgrund des Fundes von *Protocardia rhaetica* (MERIAN 1853) in die Oberen Contorta-Schichten (WILL 1969) gestellt werden.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Becken- und Faziesanalyse, in Korrelation mit der Beckenanalyse von LEISS (1999), stellen das gesamte Bielefelder Keuperprofil in die Nähe eines Hochlandes der Rheinischen Masse, welche vermutlich verknüpft mit anderen regionalen tektonischen Ereignissen eine Beckensteuerfunktion übernommen haben dürfte (Abb. 6, 9 u. 10). Die Keupersedimente zeigen für den Unteren Gipskeuper (km1), den Schilfsandstein (km2), die Rote Wand (km3) sowie den Steinmergelkeuper (km4) immer wieder hierfür typische litorale, supratidale, intertidale oder schwach subtidale Sedimente. Zum Teil lassen sich die Sedimente des Tunnelbaus deutlich von denen für das Umland unterscheiden, was die Vermutung eines besonderen Faziesraumes, möglicherweise in Form einer Bucht (Lagune), bestätigt. Der gesamte paläogeographische Kontext mit der Rheinischen Masse, dem Hunte-Sporn (Hunte-Schwelle) und dem Becken von Vlotho im Umkreis von z. T. nur wenigen km Entfernung spricht ebenfalls für einen gesonderten Beckenbereich. Die Existenz einer Barre als vorgelagertes Steuerungselement läßt sich nicht nachweisen, kann aber aufgrund der rekonstruierten Bedingungen für den Unteren Gipskeuper (km1), die Rote Wand (km3) sowie den Steinmergelkeuper (km4) durchaus in Betracht gezogen werden.

Entgegen anfänglicher Vermutungen, bedingt durch die beschriebene differenzierte Ausbildung des Keupers im Raum Bielefeld, konnte eine stratigraphische Einstufung, wie für das Umland üblich, nach DUCHROW (1984) nicht einmal in Ansätzen, nach LEWANDOWSKI (1988), nur sehr bedingt, nach WILL (1969) gesichert durchgeführt werden.

Im Gegensatz zu anderen Autoren, welche sich mit dem Keuper im angrenzenden Osnabrücker Bergland, dem Wiehengebirge und dem Lipper Bergland beschäftigten und für diese Bereiche überwiegend abrupte Fazieswechsel beschreiben, konnten im Bielefelder Tunnelprofil weitgehend graduelle Fazieswechsel nachgewiesen werden.

Die in den Schichten der Roten Wand (km3) sowie des Steinmergelkeupers (km4) nachgewiesenen Calichebildungen bzw. Gekröseegipslagen (Paläoböden i.w.S.) zeichnen eine im Untersuchungsgebiet mehrfache Sedimentationsunterbrechung (Hiatus) nach, welche durch andere Autoren noch nicht beschrieben wurden.

Der beschriebene kompressive Baustil, besonders des Steinmergelkeupers (km4) sowie des Rhäts (ko) im Untersuchungsgebiet, in Form einer Doppelflexur läßt sich vermutlich auf die direkte Randlage zum Teutoburger Wald (Osnungüberschiebung) zurückführen und konnte durch die Vortriebsmaßnahmen des Tunnelbaus das erste Mal in Augenschein genommen werden (LEISS 1999).

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Geländebegehung im Raum Bad Salzuflen, zeigte für die Stufe des Schilfsandsteins (km2) eine deutliche lithologische Differenzierung, welche die Unterschiede zum Schilfsandstein (km2) des Bielefelder Tunnelprofils bestätigte.

## 4 Danksagung

Herrn Dr. R. BECKER-HAUMANN gebührt mein Dank für vielfach gegebene Hinweise und stetiges Interesse an meiner Arbeit.

Mein Dank gilt ebenfalls der Stadt Bielefeld, Fachbereich Verkehr, Abteilung Stadtbahn und Brückenbau, für die freundliche Unterstützung und Bereitstellung von Unterlagen. An dieser Stelle seien auch Herr Dipl. Ing. LEPPER sowie Herr Dipl. Ing. NEUMANN (Stadt Bielefeld) erwähnt, denen ich für ihre immerwährende Hilfe und Diskussionsbereitschaft während der Geländearbeiten meinen besonderen Dank aussprechen möchte.

Für das Überlassen von Bohrungsunterlagen gilt mein Dank den Firmen Wintershall AG (Erdölwerke Barnsdorf), BEB (Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover) sowie der Preussag GmbH (Lingen/Ems).

Für die röntgendiffraktometrische Mineralanalyse möchte ich Herrn Dr. G. KUHN vom Alfred-Wegener-Institut für Meeres- und Polarforschung in Bremerhafen danken, der die erforderlichen Untersuchungen ausführte.

An dieser Stelle sei auch den Vortriebsmannschaften der ARGE, deren Vorarbeitern und Schichtleitern sowie der Bauleitung gedankt, denen ich für ihre Unterstützung und Rücksichtnahme untertage meinen herzlichen Dank zum Ausdruck bringen möchte.

Frau S. HÖFER, Herr M. RECH sowie Herr R. TOLLKIEN übernahmen, wie auch bei früheren Arbeiten dankenswerterweise die Korrekturlesung.

## 5 Literaturverzeichnis

- ADRIAN, W. (1972): Der Urgeschichtliche Mensch im Bielefelder Raum. – 30 S.; Bielefeld (Bentrop).
- ALBERTI, F. VON (1834): Beiträge zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalk und Keuper und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation (Trias). – 366 S.; Stuttgart-Tübingen (Cotta).
- ALTHOFF, W. (1928): Übersicht über die Gliederung der mesozoischen Schichten bei Bielefeld. – Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld, **5**: 1 – 20; Bielefeld.
- ALTHOFF, W. & BÜCHNER, M. (1979): Geologie des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. – Geologie und Mineralogie aus dem Naturkundemuseum Bielefeld, **1**: 24 S.; Bielefeld.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequenzstratigraphic framework of the German Triassic. – Sedimentary Geology, **80**: 115 – 135; Amsterdam.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelrhäts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). – Mitt. geol. Inst. Univers. Hannover, **20**: 133 S.; Hannover.
- BARTENSTEIN, H. & WICHER, C. A. (1962): Leitfossilien der Mikropaläontologie, B 2 Trias, 67. – 72 S.; Berlin (Bornträger).
- BATTERMANN, C. (1983): Fazieskorrelation des Rhäts in Tiefbohrungen im östlichen Niedersachsen. – 132 S., unver. Dipl. Arbeit; Hannover.
- BÄRTLING, R. (1921): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Zt. Dt. geol. Ges. [Jg. 1920], **72**, Mber.: 3 – 23; Berlin.
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Gliederung des Unteren und mittleren Keupers. – Z. geol. Wiss., **8** (8): 1001 – 1018; Berlin.
- BEUTLER, G. (1995): Quantifizierung der altkimmerischen Bewegung in Nordwestdeutschland. Teil 1: Stratigraphie des Keupers, Band 1 und 2. – Ber. Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe, 147 S.; Berlin (Bundesanstalt).
- BEUTLER, G. (1998): Keuper. – In: BACHMANN, G. –H., BEUTLER, G. & LERCHE, I. (eds.): Epicontinental Triassic International Symposium, Excursions. – Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft **6**: 45 – 58; Halle.
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland. – 330 S.; Stuttgart (Enke).
- BRANDL, H. (1979): Vorlesungsskript (SS 79) der Technischen Universität in Graz, Institut für Bodenmechanik, Felsmechanik und Grundbau. – 78 S.; Graz (Universität zu Graz).
- BRAUN, F. J. & THIERMANN, A. (1972): Frühweichselkaltzeitliche Fließerden am Fuß des Teutoburger Waldes und des Schafberges im Tecklenburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf., **21**: 297 – 302; Krefeld.
- BUCH, L. VON (1867): Gesammelte Schriften. Bd. 1. – 740 S.; Berlin (Reimer).
- BURRE, O. (1920): Ein Vorkommen von Ockererden im Rhät am Nordrand der Herforder Liasmulde. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **13**: 42 – 44; Hannover.

- BURRE, O. (1924): Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.- Anst., **44**: 306 – 311; Berlin.
- BURRE, O. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Herford. – 44 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- BOURQUIN, S., VAIRON, J. & LE STRAT, P. (1997): Three-dimensional evolution of the Keuper of the Paris basin based on detailed isopach maps of the stratigraphic cycles: tectonic influences. – Geol. Rdsch., **86**: 670 – 685; Berlin.
- BOURQUIN, S. & GUILLOCHEAU, F. (1996): Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse – Jura Basin). – Sedimentary Geology, **105**: 159 – 182; Amsterdam.
- BÜCHNER, M. (1969): Rhät-Bonebed im Stadtgebiet von Bielefeld. – Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld, **19**: 37 – 54; Bielefeld.
- BÜCHNER, M. & SERAPHIM, E. TH. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. Teil 1: Karbon bis Keuper. – Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld, **21**: 17 – 95; Bielefeld.
- DAHM, H.- D. (1958): Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im nördlichen Egge-Gebirge. – Geol. Jb., **76**: 25 – 36; Hannover.
- DAHM, H.- D., HOHENSCHWERT, F., SKUPIN, K. & SERAPHIM, E. TH. (1980): Exkursion B2. Quartär im östlichen Münsterland und in Südost Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **36**: 183 – 193; Münster.
- DEPPE, A. (1975): Bemerkenswerte Fossilien aus Muschelkalk, Keuper, Jura und Kreide von Bielefeld. – Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld, **17**: 8 – 16; Bielefeld.
- DEUTLOFF, O., KÜHN-VELTEN, H. & MICHEL, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – 140 S.; Krefeld (J. v. Acken).
- DIENEMANN, W. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3816 Neuenkirchen. – 24 S; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- DIENEMANN, W. (1928): Beiträge zur Kenntnis des Gebietes der Piesberg-Parmonter Achse zwischen Herford und Schleddehausen. – Jb. preuß. geol. L-Anst., **49**, 1: 471 – 500; Berlin.
- DIENEMANN, W. (1929): Nachtrag zur Arbeit von DIENEMANN (1928): Beitrag zur Kenntnis des Gebietes der Piesberg-Parmonter Achse zwischen Herford und Schleddehausen. – Jb. preuß. geol. L-Anst., **49**, 2: 1265 – 1266; Berlin.
- DITTRICH, D. (1989): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment – eine Umdeutung bisheriger Funde. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 295 – 310; Hannover.
- DUCHROW, H. (1965): Stratigraphie und Lithologie des Keupers im Lippischen Berglande. – Zt. dt. geol. Ges., **117**: 371 – 387; Hannover.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwest-deutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620 – 662; Hannover.
- DUCHROW, H. (1984): Der Keuper im Osnabrücker Bergland. In KLASSEN, H. (ed.), Geologie des Osnabrücker Berglandes. – 113 S.; Osnabrück (Rasch).
- FABIAN, H. J. (1956): Das Namur der Bohrung Bielefeld 1. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 66 – 72; Hannover.
- FIEDLER, K. (1984): Tektonik (Baugeschichte). In Klassen, H. (1984). – 46 S.; Osnabrück (Rasch).
- FRANKEN, A. (1952): Bodenstrukturen am Südhang des Teutoburger Waldes. – Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld, **12**: 7 – 29; Bielefeld.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Sediments and Sedimentary Rocks 1, Part II. – 464 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. – 1141 S; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, O. F. (1977): Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde, Bd. II. – 341 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. – Jber. nieders. Geol. Ver., **4**: 1 – 102; Hannover.
- GRUPE, O. (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Schwalenberg. – 47 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- GRUPE, O. (1929): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 4122 Holzminden. – 35 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- HAACK, W. (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. Preuß. geol. L. Anst., **40**: 160 - 207; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- HAACK, W. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3714 Osnabrück. – 44 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- HAACK, W. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3713 Hasbergen. – 39 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- HAACK, W. & DIENEMANN, W. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt 3715 Schleddehausen. – 38 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- HAARMANN, E. (1909): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Dies. Jb. F. 1921, Bd. XXX, T.1: 58 S.; Osnabrück.

- HARMS, F.-J. & BRÜNING, U. (1980): Gletscherschrammen auf dem Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 43 – 48; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km1) des Lippischen Berglandes. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **55**: 113 – 147; Münster.
- HAUSCHKE, N. (1985): Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers. – 258 S., Diss. Univers. Münster; Münster (Universität).
- HAUSCHKE, N. (1986): Zur Genese des Unteren Gipskeupers (km1) im Lippischen Keupergebiet/Nordwestdeutschland. – 1. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Kurzf.; Freiburg (Universität).
- HAUSCHKE, N. & RÖHL, U. (1988): Zyklen im Oberen Muschelkalk und Keuper Ostwestfalens. – 19 S., Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Exk. Führ. **D**; Bochum (Universität).
- HAUSCHKE, N. & HEUNISCH, C. (1990): Lithologie und Palynologie der Bohrung USB 3 Horn Bad Meinburg, Ostwestfalen: Ein Beitrag zur Faziesentwicklung im Keuper. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **181**: 79 – 105; Stuttgart.
- HEINE, T. (1861): Geognostische Untersuchung der Umgebung von Ibbenbüren.- Z. dt. geol. Ges., **13**: 149 – 243; Berlin.
- HESEMANN, J. (1957): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956** (2): 49 – 54; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1967): Das Münsterland zur Triaszeit. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 15 – 18; Köln.
- HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand-Kieszug im Raum Bielefeld – Halle (Westf.). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **20**: 61 – 65; Bielefeld.
- HESEMANN, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S.; Krefeld (GLA).
- HESEMANN, J. (1985): Geologie von Nordrhein-Westfalen: Bochumer Geogr. Arbeiten; Sonderr. Bd. II. – 416 S.; Paderborn (Schöningh).
- HOFFMANN, A. (1826): Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. – Arch. Bergb. Hüttenwes., **12**: 264 – 336 & **13**: 3 – 34; Berlin.
- HOPF, H. (1992): Erster Nachweis von Dinosaurierresten im Steinmergelkeuper der Drei Gleichen bei Arnstadt – Beiträge zur Fauna des Mittleren Keupers in Thüringen. – Zt. geol. Wiss., **20**: 327 – 355; Berlin.
- HSÜ, K. J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing in the dolomite problem. – Sedimentology, **12**: 11 – 25; Amsterdam.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., A **10**: 77 S.; Hannover.
- JUBITZ, K. (1952): Feinstratigraphische - petrographische Untersuchungen in der Trias zwischen Osnabrück und Melle. – Hann.- Geol., **1**, H. 5: 398 S.; Berlin.
- KELLER, G. (1952): Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1952**: 71 – 79; Stuttgart.
- KELLER, G. (1954): Fluviale Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1953**: 350 – 357; Stuttgart.
- KEMPER, R. & BÖLSCH, W. (1885): Einige Bemerkungen über die Gliederung der Trias-formationen und ihre Verbreitung in der Umgebung von Bissendorf. – Jb. Naturwiss. Ver. Osnabrück, **6**: 272 – 284; Osnabrück.
- KNAUFF, W. (1978), mit Beitr. von DEUTLOFF, O., JÄGER, B., MICHEL, G. & WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3918 Bad Salzuffen. – 143 S.; Krefeld (J. v. Acken).
- KNAPP, G. (1967): Aufnahmebericht zur geologischen Karte Blatt Borgholzhausen. – 9 S., Manusk. Geol. L-Amt NRW; Krefeld (GLA).
- KRUCK, W. & WOLFF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 417 – 421; Hamburg.
- KUHLMANN, L. (1915): Die Osningachse zwischen Hüggen und Schafberg. – Jb. Preuß. Geol. L.- Anst., **35**, 1: 1 – 62; Berlin.
- KÜHL, K. W. (1956): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – 199 S., Diss. Univers. Braunschweig; Braunschweig (Universität).
- KISSING, W. (1922): Der Rhätkeuper und seine Grenzschichten im Lippischen Weserberglande. – 78 S., Diss. Univers. Clausthal; Clausthal (Universität).
- KLASSEN, H. (1974): Geo – Documenta. – 56 S.; Bielefeld (Ravens).
- KLUTH, R. (1894): Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet. – 47 S.; Diss. Univers. Göttingen (Universität).
- KRÖMMELBEIN, K. (1991): Abriss der Geologie. – 404 S.; Stuttgart (Enke).
- LEISS, O. (mit einem Beitrag von HARTING, M.) (1999): Geotechnik und Geologie der Oberen Trias (Keuper) im Vortrieb des Stadtbahntunnels Uni-Linie Bielefeld. – 24 S., Münchner geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe B, 10; München (Pfeil).
- LEWANDOWSKI, J. (1988): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Keuper Nordwestdeutschlands. – 356 S.; Diss. Universität Bochum; Bochum (Universität).
- LUCCHI, F. R. (1995): Sedimentographica. – 255 S.; New York (Columbia).

- MÄDLER, K. (1964): Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. – Beih. geol. Jb., **65**: 147 S.; Hannover.
- MCKENZIE, J. A., HSÜ, K. J. & SCHNEIDER, J. F.: (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UEA, and its relation to evaporative dolomite genesis. In: Concepts and Models of Dolomitisation (Ed. By D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. **28**, 11 – 30; Cambridge.
- MCKENZIE, J. A. (1981): Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UEA: a stable isotope study. – J. Geol. **89**: 195 – 189; New York.
- MERIAN, P. (1853): In: Escher von der Linth: Geologische Bemerkung über das nördliche Vorarlberg und die angrenzenden Gebiete. – N. Mem. Soc. Hel. Sci. Natur., **13**: 1 – 34; Zürich.
- MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Blomberg. – 35 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- MESTWERDT, A. (1915): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Salzuflen. – 77 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- MESTWERDT, A. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Halle i. W. – 40 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- MESTWERDT, A. & BURRE, O. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Bielefeld. – 40 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- MESTWERDT, A. & BURRE, O. (1981): Erläuterungen zu Blatt 3917 Bielefeld. – 39 S.; Krefeld (Weiler).
- MEYER, K. (1969): Zur Paläogeographie der Stufen Rhät bis Alb im Emsland. – Erdöl-Erdgas Z., **85**: 484 – 505; Wien.
- MOORE, R. C. (1969): Treatise on Invertebrate Paleontology – Volume 2 (of 3), Mollusca **6**, Bivalvia. – 235 S.; Kansas (Geological Society).
- MURRAY, W. (1990): Wirbellose Makrofossilien - Ein Bestimmungsatlas. – 189 S; Stuttgart (Enke).
- MÜLLER, A. H. (1993): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd.2 Invertebraten, Teil 1: Protozoa-Mollusca 1. – 685 S.; Stuttgart (Fischer).
- MÜLLER, A. H. (1994): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd.2 Invertebraten, Teil 2: Mollusca 2 - Arthropoda 1. – 618 S.; Stuttgart (Fischer).
- NAUMANN, E. (1915): Bericht über Aufnahmen auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1913 (Gipskeuper, Rhät). – Jb. preuß. geol. L-Anst., **34**, 2: 578 – 588; Berlin.
- NAUMANN, E. (1916): Ergebnisse der Aufnahme auf dem Blatte Rinteln im Sommer 1914, sie Muschelkalk und Keuper betreffen. – Jb. preuß. geol. L-Anst., **35**, 2: 565 – 581; Berlin.
- NAUMANN, E. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Vlotho. – 54 S.; Berlin (Preußische Landesanstalt).
- NEUMANN, H.- W. & STIPEK, W. (1997): Das Bauvorhaben Stadtbahn Bielefeld – Uni Linie. – Felsbau, **15**, 6: 500 – 506; Essen.
- POTTER, P. E., MAYNARD, J. B. & PRYOR, W. A. (1980): Sedimentology of Shale. – 306 S.; Berlin (Springer).
- PRASADA-RAO, C. (1996): Modern Carbonates. – 206 S.; Tasmania (Universität).
- RAZAWI, B. (1965): Die Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers zwischen Weser und Ems. – 35 S.; unveröff. Dipl. Arbeit; Barnstorf.
- REINECK, H. E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente. – 348 S.; Frankfurt (Kramer).
- ROSENFELD, U. (1968): Beobachtungen zur Stratigraphie des Schilfsandstein im ost-lippischen Bergland. – Geol. Rundschau, **57**: 402 – 424; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1977): Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. – Zt. dt. geol. Ges., **128**: 25 – 39; Hannover.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. U. Paläont., Abh., **156** (1): 132 – 155; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1982): Beiträge zur Geologie des Lippischen Berglandes. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **55**: 147 S.; Münster.
- RÖMER, F. (1857): Die jurassische Weserkette. – Z. dt. geol. Ges., **9**: 581 – 728; Berlin.
- SANDER, A. (1963): Zur Parallelisierung und stratigraphischen Bedeutung der Fossilien des lippischen Steinmergelkeupers. – N. Jb. f. Geol. Paläont., **117**: 340 – 345; Stuttgart.
- SANDER, A. (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander von Humbold Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 89 – 108; Krefeld.
- SCHICKOR, G. (1966): Feinstratigraphisch - fazielle Untersuchungen im Rhät zwischen Osning und Weser (mit besonderer Berücksichtigung der Petrographie und Sedimentologie). – 156 S.; Diss. Univers. Münster; Münster (Universität).
- SCHICKOR, G. (1969): Zur Paläogeographie und Sedimentologie des Rhäts zwischen Osning und Weser. – Geotekt. Forsch., **32**: 66 – 97; Stuttgart.
- SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (1983): Carbonate Depositional Environments. – 708 S., AAPG-Memoir **33**; Oklahoma (AAPG).

- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – Ber. Reichsamt Bodenforsch., **1942**: 61 – 77; Wien.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas. – 294 S.; Freiburg (Rombach).
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saaleeiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A 3**: 85 S.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **2**: 41 – 87; Osnabrück.
- SERAPHIM, E. TH. (1978): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologisches Gliederung der Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, Sonderh. Beitr. Ökol. der Senne, **1**: 7 – 24; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Der sog. Senne-Sander, eine Kames-Terrasse – Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **24**: 319 – 344; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – Westf. geogr. Stud., **36**: 11 – 20; Münster.
- SKUPIN, K. (1980): Die Sanderablagerungen der südlichen Senne bei Paderborn. – Westf. geogr. Stud., **36**: 53 – 56 & 186 – 187; Münster.
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. U. Paläont. West., **28**: 41 – 72; Münster.
- SKUPIN, K. (1995): Geologie im Münsterland. – 195 S.; Krefeld (Meinke).
- SPULSKI, B. (1909): Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. – Jb. nieders. geol. Ver., **2**: 1 – 33; Hannover.
- STILLE, H. & MESTWERTD, A. (1909): Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. – Jb. kgl. preuß. Geol. L.-Anst., **27**: 210 – 229; Berlin.
- STILLE, H. (1910 a): Der geologische Bau der Ravensberger Lande. – Jb. nieders. geol. Ver., **3**: 234 S.; Hannover.
- STILLE, H. (1910 b): Der Mechanismus der Osningauffaltung. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **31**: 357 – 382; Berlin.
- STILLE, H. (1925): Die Osning-Überschiebung. – Abh. preuß. geol. L.-Anst. N. F., **95**: 32 – 56; Berlin.
- THIERMANN, A. (1959): Geologische Untersuchungen im Mittleren und Oberen Keuper östlich der Herforder Mulde. – 99 S., unver. Dipl. Arbeit Univers. Hamburg.
- THIERMANN, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 3712 Tecklenburg. – 243 S.; Krefeld (GLA).
- THIERMANN, A. (1973): Erläuterungen zur geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 3710 Rheine. – 174 S.; Krefeld (GLA).
- THIERMANN, A. (1975): Erläuterungen zur geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 3611 Hopsten. – 214 S.; Krefeld (GLA).
- THIERMANN, A. (1980): Erläuterungen zur geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 3612 Mettingen. – 200 S.; Krefeld (GLA).
- TOLLKIEN, R. M. (1997): Die Qualität quartärer Sande, zwischen Quelle und Steinhagen, für die Betonherstellung. – 37 S., unveröff. Studienarbeit des OSK a.d. Univers. Bielefeld.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate Sedimentology. – 482 S.; Cambridge (Blackwell).
- VAN HOUTEN, F. B. (1973): Origin of Red Beds: A Review 1961 – 1972: Ann. Rev. Earth Planet. – Sci., **1**, 39 – 42; Amsterdam.
- WALKER, T. R. & HONEA, R. M. (1969): Iron Content of Modern Deposits in Sonora Desert: A Contribution of the Origin of Red Beds. – Bull. Geol. Soc. Amer., **80**: 535 – 544; Boulder.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. – 566 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens. – 500 S.; Paderborn (Schöningh).
- WICHER, C. A. (1957): Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keupers. – Erdöl und Kohle, **10**: 3 – 7; Hamburg.
- WILL, H.- J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – 288 S., Diss. Univers. Tübingen; Tübingen (Universität).
- WILL, H.- J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., Beih., **54**: 240 S.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Bundsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteines. – Mitt. geol. Staatsinst; Hamburg, **33**: 140 S.; Hamburg.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [60](#)

Autor(en)/Author(s): Hartig Markus, Leiss Otto, Boenigk Wolfgang, Kasper Haino-Uwe, Grumm Gerd, Semertzidis Savvas

Artikel/Article: [Geologie im Bereich des Trassenneubau für die Stadtbahnlinie 4 \(Universitätslinie\) der Stadt Bielefeld: Beckenanalyse, Fazies und Palaeoenvironment des Keupers im Raum Bielefeld 13-45](#)