

## Die Kleintektonik im Lias am NE-Abhang des Röhnberges bei Wandersleben (Hainich-Saalfelder Störungszone)

TORSTEN KRAUSE & GERHARD KATZUNG, Greifswald

### Zusammenfassung

Für die Untersuchung kleintektonischer Gefüge der nur noch in Störungszone vorkommenden unterjurassischen Abfolgen der Thüringer Mulde ist am NE-Abhang des Röhnberges (Hainich-Saalfelder Störungszone) ein Schurfgraben angelegt worden, der bruchtektonisch und durch Biegleitfaltung deformierte Schichten des Lias  $\gamma$ ,  $\epsilon_3$ ,  $\zeta_{1-3}$  und des tiefsten Dogger  $\alpha_1$  aufgeschlossen hat. Als kleintektonische Besonderheiten werden beschrieben: (a) eine an die en-block-Verstellung von älteren Staffelbrüchen und Kleingräben gebundene Grabenbildung im Aufschlußzentrum, (b) die Bildung eines parautochthonen Schollenstapels in den Posidonienschiefern, dessen horizontale, schichtparallele Scherbahnen eine ältere Abschiebung verwerfen, (c) die Auspressung von Grabenfüllungen bei der Anlage von engspannigen Knick- und Spitzfalten im jurensen-Tonmergel sowie (d) das Imbrikationsgefüge im dispansum-Kalk. Im Rahmen der zeitlich-kinematischen Analyse sind die im Schurf beobachteten Falten auf eine ältere Einengung (verworfenen Faltenbau im Lias  $\gamma$ ), eine an die en-bloc-Verstellung gebundene Pressung sowie auf einem jüngeren, südwest-nordost-orientierten Einengungsakt zurückzuführen. Die strukturgeologischen Untersuchungen basieren auf einer biostratigraphischen Gliederung der Lias-Abfolge.

### Vorbemerkungen

Herzynisch streichende Verwerfungen haben das variszische Grundgebirge der Thüringer Mulde in 20 - 25 km breite Leistenschollen zerlegt. Die Verwerfungen spalten bei Eintritt in das jungpaläo-

zoisch-mesozoische Tafeldeckgebirge auf. Sie schließen als Störungszone Sattel ("Gewölbe")- und Mulden-Strukturen mit weit- und mittelspannigen, lokal auch kurzspannigen Falten ein. Die Kartierung dieser Störungszone sowie die Untersuchung der aufschlußspezifischen Kleintektonik waren wesentliche Grundlagen für eine Unterscheidung zwischen Ausweitungs- und Einengungstektonik in der Entwicklung der Thüringer Mulde<sup>1)</sup>. Jura und Kreide sind in der Thüringer Mulde nur noch mit dem Lias und dem Unter-Cenoman vertreten. Die wenigen, zumeist kleinflächigen Lias-Vorkommen liegen in der Creuzburg-Netraer Grabenzone und in der Hainich-Saalfelder Störungszone. Cenoman-Sedimente kommen, mit Ausnahme der Karstspaltenfüllung von Ida-Waldhaus bei Greiz, nur noch in der Grabenzone des Ohmgebirges vor. Als tektonische Grabenfüllungen entgingen diese Relikte bisher der großflächigen Erosion. Diese Kreide- und Lias-Vorkommen nehmen bei der paläogeographischen Rekonstruktion der Jura-Kreide-Sedimentation zwischen der Subherzynen Senke, der Hessischen Senke und dem Süddeutschen Schichtstufenland eine Schlüsselposition ein. Die in diesen Abfolgen beobachteten Kleinstrukturen postliassisch-präcenomanischen sowie postcenomanischen Alters ermöglichen es außerdem, den zeitlichen Ablauf der jungkimmerischen Kompression und Extension in der Thüringer Mulde genauer einzuordnen.

Die Lagerungsverhältnisse der thüringischen Lias-Vorkommen sind bei den Kartierungen und in den biostratigraphischen Bearbeitungen zumindest in groben Zügen erwähnt worden<sup>2)</sup>. Kleintektonische Untersuchungen wurden aber bisher mangels aussagekräftiger Aufschlüssen nicht durchgeführt.

1) Wegweisend sind hierzu die Arbeiten von MICHAEL (1936), MARTINI (1940), von BUBNOFF (1955), BISEWSKI (1955), FAHLBUSCH (1955), WEGENER (1955), DOLEZALEK (1955), SEIBEL (1955), TESCHKE (1957), JUNGWIRTH & PUFF (1963), GRUMBT (1955, 1964), FRANZKE, HEISE & RAUCHE (1986) und FRANZKE & SCHUBERT (1987).

2) Zur Geschichte der Rhät-Lias-Forschung in Thüringen siehe ERNST (1994).

SEIFERT (1940) beschreibt aus den Arietiten-Schichten der Ziegeleigrube Stregda (Creuzburger Graben) eine liegende Falte. Von KUBALD & WEBER (1952) liegen Abbildungen von den beim Autobahnbau zwischen Eisenach-Ost und Eisenach West im Muschelkalk, Keuper und Lias angelegten Aufschlüssen vor. Außer einer überpreßten Abschiebung zwischen Mittlerem Keuper und Unterem Lias an der nordöstlichen Haupttrandstörung des

Creuzburger Grabens (Abschnitt Gänsetal-Wartenberg) stellt die Überschiebung von Mittlerem Muschelkalk auf Lias an der Blauen Leite nordwestlich des Wartenberges die wohl auffälligste Struktur dar. ERNST (1994) stellt - neben der Behandlung der stratigraphischen Abfolge - auch die Lagerungsverhältnisse im Lias des Apfelstädt-Grabens (Hainich-Saalfelder Störungszone) am südöstlichen Uferprofil der Apfelstädt dar.

Die ca. 120 km lange Hainich-Saalfelder Störungszone ist die bedeutendste herzynischen Verwerfung in der südlichen Thüringer Mulde. Sie trennt die Treffurt-Plauer Scholle im Südwesten von der Mühlhausen-Orlamünder Scholle im Nordosten (Abb. 1). Zwischen Arnstadt und Gotha markieren zahlreiche schmale, aus Schichten des Muschelkalks und des Keupers aufgebaute Hügelketten den Verlauf der Störungszone. Hinzu kommen die südöstlich von Gotha in den Strukturabschnitten Großer Seeberg, Apfelstädt-Aue und Röhnberg-

Schmallehügel gelegenen Lias-Vorkommen. Am ackerbaulich genutzten NE-Abhang des Röhnberges streicht die Abfolge vom Hettang bis zum tiefsten Aalen aus. Aus der mehrere Meter mächtigen quartären Überdeckung tritt Lias in Form von Lesestein-Vorkommen örtlich zutage.

Um Lagerungsverhältnisse und Kleintektonik im Unteren Jura des Strukturabschnittes Röhnberg-Schmallehügel der Hainich-Saalfelder Störungszone zu untersuchen, wurde vom Institut für Geologische Wissenschaften der Universität Greifswald am NE-Abhang des Röhnberges westlich Wandersleben ein größerer Schurfgraben angelegt. Die strukturgeologische Dokumentation und die kinematische Auswertung der kleintektonischen Gefüge sind Inhalt der Publikation.

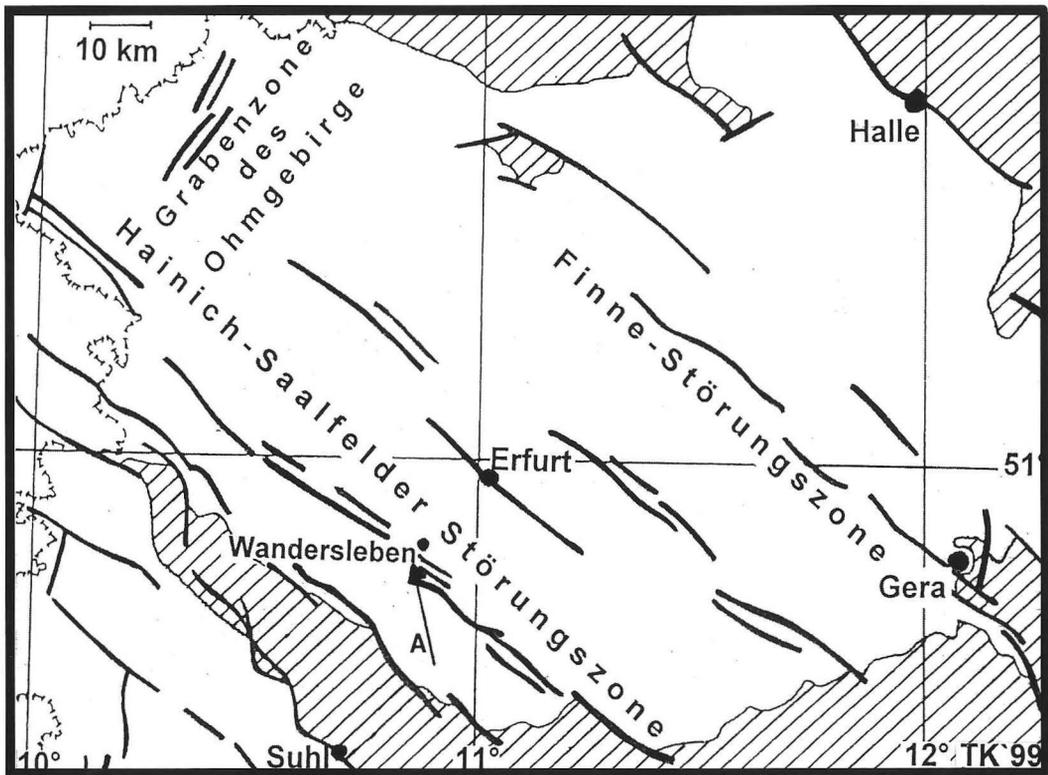


Abb. 1: Lage der Hainich-Saalfelder Störungszone mit dem Lias-Vorkommen am NE-Abhang des Röhnberges bei Wandersleben

## 1. Lage und strukturelle geologische Rahmen des Aufschlusses

Bereits in der Vergangenheit sind am NE-Abhang des Röhnberges zahlreiche Probeschürfungen für lithologisch-biostratigraphische Bearbeitungen der liassischen Abfolgen vorgenommen worden. Mit der Anlage des 30 m langen und bis zu 3 m tiefen Schurfes ist südwestlich des Galgenhügels (290,4 m NN) in dem hinsichtlich seines Kompetenzverhaltens stark kontrastierenden Oberen Lias ein größerer, strukturell geologisch gut zu dokumentierender und hinsichtlich des Deformationsablaufs interpretierbarer zeitweiliger Aufschluß geschaffen worden, der nach Abschluß der Untersuchungen wieder verfüllt wurde. Die Lage des Schurfes im Lias des Strukturabschnittes Röhnberg-Schmallhügel der Hainich-Saalfelder Störungszone ist auf der geologischen Kartenskizze (Taf. 1, Bild 1 - Aufschluß 1) eingetragen. Im Nordwesten liegt der Strukturabschnitt Apfelstädt-Graben (ERNST 1994), nach Südosten schließt sich das Gebiet der Drei Gleichen an.

Röhnberg-Schmallhügel, Apfelstädt-Aue sowie Großer und Kleiner Seeberg sind in den 50er Jahren von der strukturell geologischen Aufnahme der Hainich-Saalfelder Störungszone ausgeschlossen worden (FAHLBUSCH 1955, WEGENER 1955). Angaben zu den Lagerungsverhältnissen der liassischen Folgen am Röhnberg und im Apfelstädt-Graben liegen von ERNST (1970, 1986, 1992, 1994) vor. Die Darstellung der geologischen Umgebung des Schurfes beschränkt sich deshalb auf wesentliche Merkmale und neue tektonische Beobachtungen.

Als flachherzynisch streichender Halbgraben (Schnittdarstellungen in ERNST 1992) wird das Lias-Vorkommen am Röhnberg im Nordosten von einer herzynisch streichenden, durch Querstörungen versetzten Hauptverwerfungen gegen Gips-<sup>3)</sup> und Steinmergelkeuper in der Umgebung des Galgenhügels auch gegen Rhätkeuper verworfen.

Die Arietiten-Schichten des Lias  $\alpha_3$  und die Posidonienschiefer des  $\epsilon_1$ - $\zeta_1$  treten als Teil der Grabenfüllung in Form kleinerer Erhebungen hervor. Über den Planicosta-Schichten des Sinemur und den Tonsteinen des Pliensbach ist es in Senken zur Bildung von Staunässe und Quellaustritten gekommen.

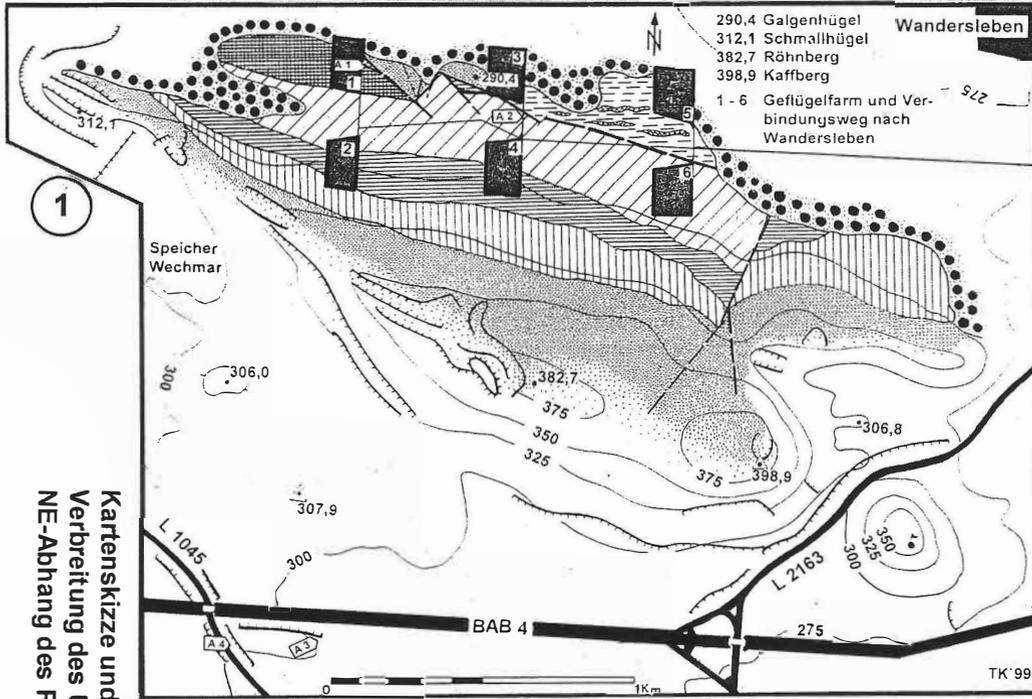
---

3) Ein Leitungsgraben östlich der Zufahrt zur mittleren, nördlich des Fahrweges gelegenen Geflügelfarm hat im Frühjahr 1993 diese Hauptverwerfung zwischen den Amaltheen-Schichten des Pliensbach und dem nicht weiter stratifizierbaren Gipskeuper aufgeschlossen (Taf. 1, Bild 1 - Aufschluß 2). Infolge des tiefgründigen Zersatzes und einer möglichen Überpressung waren Beobachtungen zur Raumlage der Störung nicht möglich.

Am südsüdwestlichen Oberhang des Röhnberg-Kaffberg-Rückens bildet der Rhätkeuper eine Steilstufe. Steinmergel- und Gipskeuper unterlagern ihn und vermitteln nach Südwesten über den Lettenkeuper zu dem aus Muschelkalk aufgebauten "Gewölbe" von Reinsfeld-Gossel (Ohrdruffer Höhe). In dieser von jungpleistozänen Kiessanden aufgeschotterten Verebnungsfläche fehlen Aufschlüsse. Die beim Ausbau der BAB 4 an der Raststätte Mühlberg im Mittleren Keuper angetroffenen, nicht kompressiv überprägten Kleinverwerfungen (Taf. 1, Bild 1 - Aufschluß 3) sind für die Interpretation der Südwestbegrenzung des (Steinmergel)-Rhät-Lias-Halbgrabens wichtig. Die sich zu X- bzw. Y-Strukturen formierenden Abschiebungen ("negativ-flower-structur") sind möglicherweise aus einer Flexur bzw. Monoklinalen hervorgegangen. Ihr Auftreten scheint sich auf die kompetenten Abfolgen des Steinmergelkeupers (und des bereits abgetragenen Rhäts) zu beschränken. Zusammen mit der Nordrandstörung bestätigen diese konjugierten Störungen die Entwicklung des Rhät-Lias-Halbgrabens aus einer antithetischen Flexur bzw. zusammengebrochenen Monoklinalen (Taf. 1).

An der Böschung der die BAB 4 unterquerenden Landstraße L 1045 Mühlberg-Wechmar wurden flachwellige, halotektonisch bedingte Falten in den bereits subrodierten Salinar-Gips-Tonstein-Wechsellagerungen des Unteren Gipskeupers beobachtet. Entsprechend der vertikaltektonischen Gliederung der Thüringer Mulde in Präsalinar-Salinar-Postsalinar (FRANZKE 1997) kommt auch dieser Wechsellagerung als einer tektonisch mobilen Einschaltung im triassischen Tafeldeckgebirge der Thüringer Mulde Bedeutung zu. Es wird angenommen, daß sie bei einer tangentialen Beanspruchung eine trennende Funktion in der Spannungsübertragung zwischen der Muschelkalk-Lettenkeuper-Scholle im Liegenden und der Steinmergel-Rhätkeuper-Lias-Scholle im Hangenden ausübte.

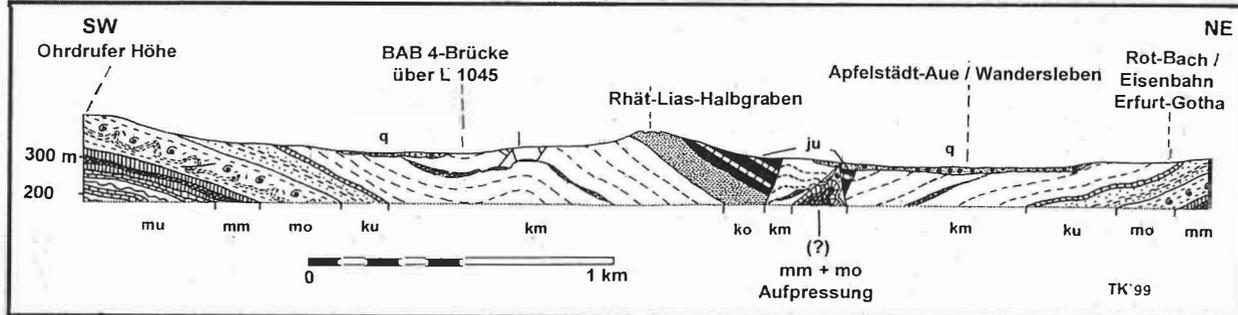
Der Lias streicht gegenüber der Nordrandstörung flachherzynisch, d. h. im Norden des Halbgrabens tritt als jüngste stratigraphische Abfolge das Toarc zutage (vgl. ERNST 1992). Mit der stärkeren Einkippung des Halbgrabens nach Nordnordwesten ist das Lias-Vorkommen in schmale, von Parallelverwerfungen mit geringen Versetzungsbeträgen begrenzte Kippschollen zerlegt worden, die - ver-



**Legende (Kartenskizze und Schnitt)**

- Quartär
- Lias (zusammengefaßt)
- Toarc (und tiefster Dogger α<sub>1</sub> im Schurf)
- Pliensbach
- Sinemur
- Hettang
- Oberer Keuper
- Mittlerer Keuper
- Unterer Keuper
- Oberer Muschelkalk
- Mittlerer Muschelkalk
- Unterer Muschelkalk
- Verwerfung

Kartenskizze und Schnitt zur Verbreitung des Unteren Jura am NE-Abhang des Röhnberges



**Tafel 1**

tikal und horizontal rotiert - von Horst-Strukturen umgebene Kleingräben bilden (**Taf. 1**, Bild 1 - Schnitt, **Taf. 5** - Aufschlußübersicht). Die Verwerfungen sind auf den Ackerflächen nur selten zu erkennen bzw. in ihrem Streichen zu verfolgen.

Die Anlage der Nordrandstörung ist ebenfalls mit der Ausbildung von Staffelbrüchen einhergegangen. So tritt zwischen dem Rhätkeuper des Galgenhügels und dem sich südlich anschließenden Ober-Pliensbach ein schmales Vorkommen von Unter-Sinemur (Lesesteine aus den Arietiten-Schichten) auf. Im Schurf wurden nördlich des Ober-Toarc/Unter-Aalen  $\alpha_1$  auch Sedimente des Carix aufgeschlossen, die vom Lias-Halbgraben zur Nordrandstörung vermittelten. Die regional markante, bereits nordwestlich von Arnstadt beginnende Muschelkalk-Aufpressung Kalkberg-Lengel endet am Aufschluß "Hainbühl" an der BAB 4 bei Wandersleben-Freudental. Im Strukturabschnitt Röhnberg-Schmallhügel und im Gebiet der alluvial aufgeschotterten Apfelstädt-Aue gibt es keine übertägigen Anzeichen einer Aufpressung. Erst an den Seebergen (Maikopf i.e.S.-Kleiner Seeberg) tritt sie, hier wieder an die Evaporit-Dolomitmergel-Wechsellagerungen der Anhydrit-Folge gebunden, als schmaler Kamm in Erscheinung. Ob strukturelle Beziehungen zwischen den von ERNST (1994, S. 54, Abb. 6) postulierten erzgebirgisch streichenden, die Strukturabschnitte Apfelstädt-Graben, Röhnberg-Schmallhügel und Gebiet der Drei Gleichen trennenden Querverwerfungen, der tiefenwärtigen Versenkung des Lias i.S. des Vorsenken-Modells von WAGENBRETH (1961) und dieser Aufpressungszone bestehen, ist noch ungeklärt.

## 2. Stratigraphie und Lithologie der Schichtenfolge

Die aufgeschlossenen Schichten werden aufgrund der gefundenen Cephalopoden-Reste dem Unter-Pliensbach (Carix - Polymorphiten-Schichten) sowie dem Unter- und Ober-Toarc (Dactylioceraten- und Grammoceraten-Schichten) zugeordnet (**Taf. 2, 3, 4**). Die Abfolge ist durch Störungen in kleine Leistenschollen zerlegt. Während zwischen Unter-Pliensbach (Carix) und Unter-Toarc das Ober-Pliensbach (Domer) im Schurf nicht nachgewiesen werden konnte, ließ sich aus den einzelnen Leistenschollen ein zusammenhängendes Profil für den

Lias  $\epsilon_3$  bis zum tiefsten Dogger  $\alpha_1$  erstellen (**Taf. 2**). Der Übergang vom Lias  $\zeta_3$  (Ober-Toarc) zum tiefsten Dogger  $\alpha_1$  (Unter-Aalen - Leioceraten-Schichten) deutet sich durch den farblichen Wechsel in den Tonsteinen an, eine biostratigraphische Bestätigung des Dogger steht allerdings noch aus.

### 2.1. Lias $\gamma$ (Unter-Pliensbach = Carix)

Die ältesten aufgeschlossenen Schichtglieder werden durch den Fund von *Uptonia sp.* in das Unter-Carix (? jamesoni-Zone) gestellt (**Taf. 9**, Bild 2).

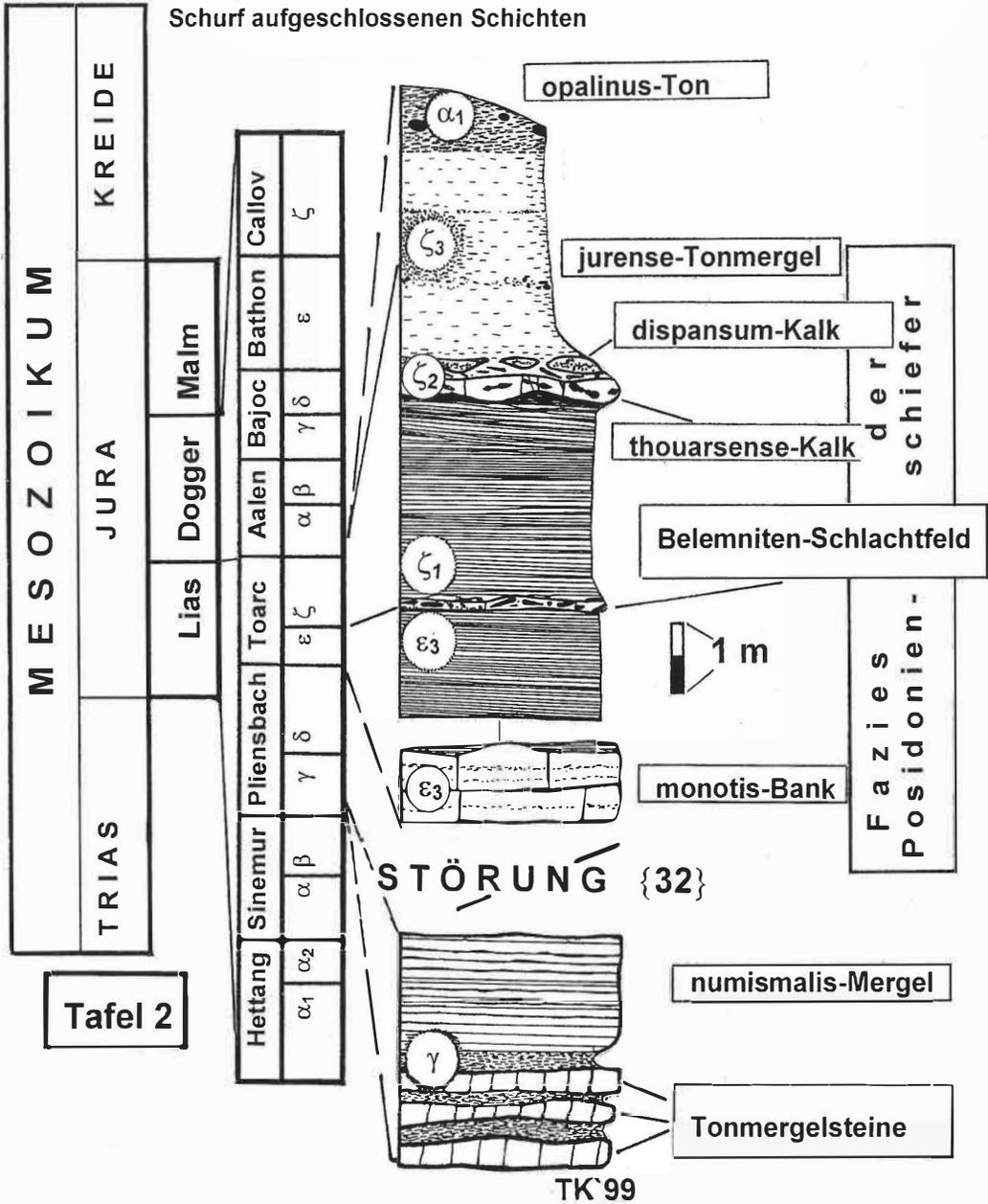
Die schlecht erhaltenen Funde weiterer Leitamoniten, wie *Raststockiceras cf. oppeli* SCHLOENBACH und *Polymorphites sp.*, und des Brachiopoden *Cincta numismalis* SOW. sowie die Rostren von *Hastites sp.* (**Taf. 4**, Bild 1) ergänzen diese Einstufung. Die numismalis-Mergel werden am Röhnberg bis zu 14 m mächtig und können mit der "äußeren Beckenfazies" Frankens verglichen werden (ERNST 1995).

Eine ca. 1,5 m mächtige Wechselfolge aus graublauen Tönen und darin eingeschalteten bis zu 0,20 m mächtigen hellgrauen Tonmergelstein-Bänkchen wird von stark verwitterten, bis zu 2 m mächtigen, hellgrauen bis ockerfarbenen ausgebleichen, feinblättrig zerfallenden Schiefertönen überlagert. Verwittert besitzen sie große Ähnlichkeit mit den Zersatzprodukten der Posidonienschiefer, frische Gesteinspartien sind graublau.

### 2.2. Lias $\epsilon$ (Unter-Toarc)

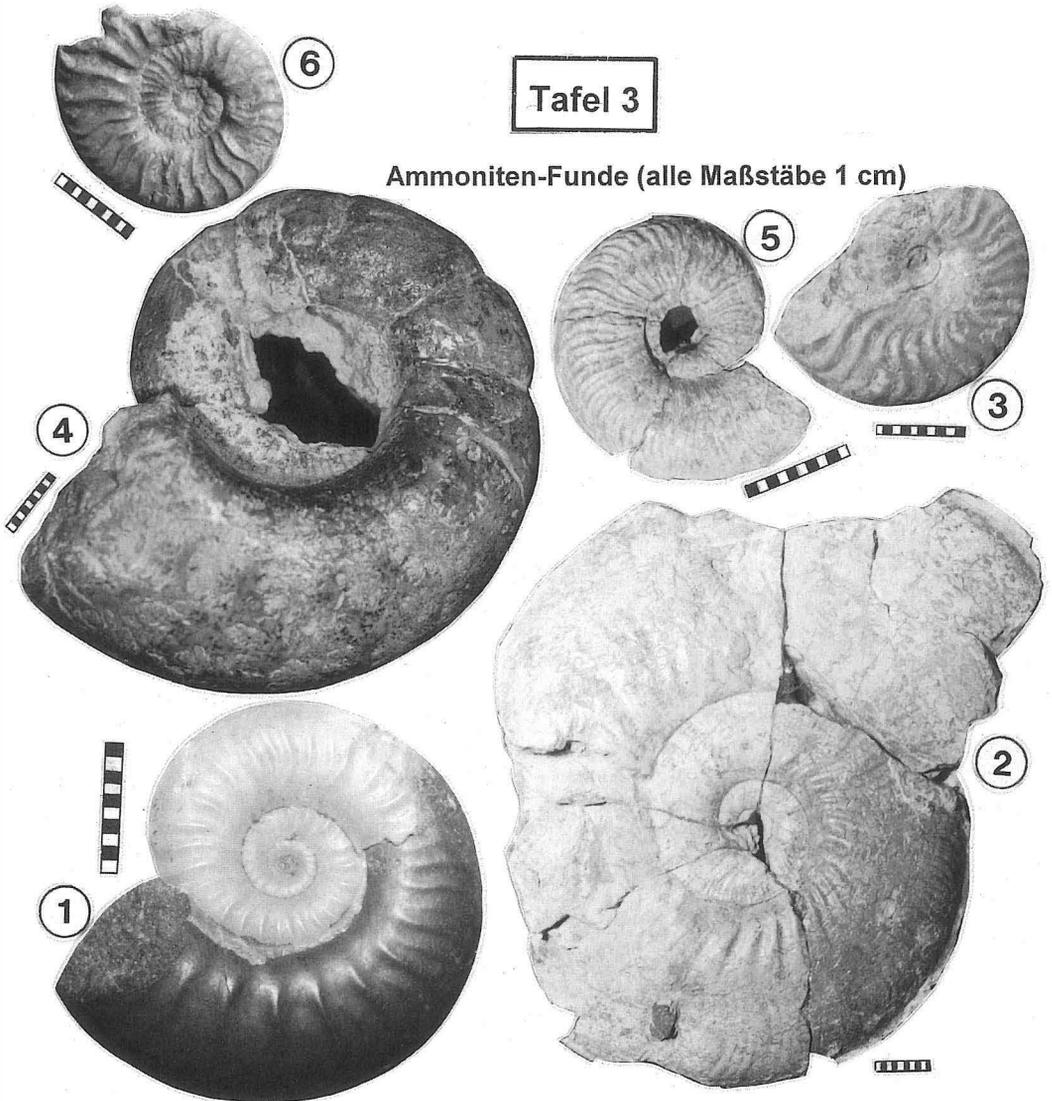
Nach ERNST (1995) erreicht das Unter-Toarc am Röhnberg eine Gesamtmächtigkeit von 8 m. Im Schurf wurden vom Lias  $\epsilon$  - den Posidonienschiefern (Dactylioceraten-Schichten) - nur der Lias  $\epsilon_3$  (oberes Unter-Toarc) mit einer Restmächtigkeit von 3,50 m angetroffen. Der Lias  $\epsilon_3$  beginnt im Schurf mit der monotis-Bank (**Taf. 2**). Der bis zu 0,35 m mächtige dunkelblaue bis grauschwarze Stinkkalk war durch die vom Rande des Schurfes nachbrechenden Gesteinsmassen nur kurzzeitig aufgeschlossen. In ihm kommt die Bivalve *Meleagrinnella substriata* GOLDF. gesteinsbildend vor. Über der monotis-Bank folgen dünnplattig spaltende Tonmergelsteine, die in einer Schurftiefe von mehr als 2,30 m noch ihre ursprüngliche dunkelgraue bis graublaue Färbung besitzen. Die unverwitterten Gesteine des Lias  $\epsilon_3$  zeichnen sich durch einen hohen Bitumen-Anteil aus.

Stratigraphisches Profil zu den im Schurf aufgeschlossenen Schichten



Tafel 3

Ammoniten-Funde (alle Maßstäbe 1 cm)



- 1 *Grammoceras thouarsense* D'ORB., thouarsense-Kalk
- 2 Phragmocon von *Phlyseogrammoceras dispansum* ZIET., dispansum Kalk
- 3 *Pseudolioceras beyrichi* SCHLOENBACH, jurense-Tonmergel
- 4 Phragmocon von *Lytoceras* cf. *jurense* ZIET., jurense-Tonmergel
- 5 *Dumortieria nicklesi* BENECKE, jurense-Tonmergel
- 6 *Pleydellia mactra* DUM., jurense-Tonmergel

## 2.3. Lias $\zeta$ (Ober-Toarc)

### 2.3.1. Lias $\zeta_1$

Der Lias  $\zeta_1$  wird im Schurf 2,20 m mächtig. Eine 5 cm dicke Lage ist reich an pyritisierten Belemniten-Rostren (*Dactylotheuthis digitalis* VOLTZ., *Acrocoelites* sp. und *Salpingoteuthis* sp. - Taf. 4, Bild 2-4) und verwittert zu einer Ocker-Lage. Dieses "Belemniten-Schlachtfeld" (Taf. 2) wird als Basis des Lias  $\zeta_1$  angesehen (ERNST 1970, KRAUSE 1999). Es bildet einen gut verfolgbaren Leithorizont im Aufschluß.

Im Hangenden schließen 2 m hellgraubraune, dünn-schichtig-blättrig zerfallende mürbe Mergel an, die die Fazies der Posidonien-schiefer - i.S. der "Wilden Schiefer" oder des "Leberbodens" (Taf. 2 - fortsetzen <sup>4)</sup>). Außerdem nimmt die Zahl der bis zu einem Zentimeter große "Ocker-Knollen" und Phosphorit-Konkretionen zum Hangenden zu. Lias  $\epsilon_3$  und der im Hangenden anschließende Lias  $\zeta_1$  bilden hier palökologisch sowohl letal-lipostate als auch letal-pantostate Biofazies-Typen (ZIEGLER 1986) bzw. liegen als Faunengemeinschaften der bituminösen Tone vor (SELLWOOD 1992).

### 2.3.2. Lias $\zeta_2$

Eine bis 0,10 m mächtige schwarzblaue, Pyrit-führende Karbonat-Bank - der thouarsense-Kalk - bildet die Basis des Lias  $\zeta_2$ . Sie führt neben gesteinsaufbauenden protoconchen Ammoniten häufig sehr gut erhaltene Exemplare des namengebenden *Grammoceras thouarsense* D'ORB. (Taf. 3, Bild 1) sowie *G. striatulum* Sow. . Petrographisch handelt es sich um ein Ammoniten-Bioklastkalk.

Wegen zahlreicher Abschiebungen war der thouarsense-Kalk im Schurf nur zwischen Meter 14 und 16 zusammenhängend zu beobachten. Eine freigelegte 1,5 m<sup>2</sup> große Fläche zeigt zwar reduzierte Mächtigkeiten (Rinnen-Sediment), ein Auskeilen des Horizontes wurde jedoch nicht beobachtet.

Über dem thouarsense-Kalk folgen 0,10 m blaugraue Tonmergel (Taf. 2), die sich durch den Reichtum an Belemniten-Rostren und Ammoniten (letztere meist nur als Steinkerne aus dem Bereich der Wohnkammern oder den Ansätzen des Phragmokon erhalten) von *Hammatoceras* sp., *Lytoceras* sp., *Dumortieria* sp. auszeichnen. Örtlich treten im Hangenden dieses geringmächtigen, meist tekto-

nisch unterdrückten (ausgequetschten) Tonmergels ooidführende, grünlichgraue Kalk-Linsen mit einer maximalen Längsachse von 0,20 m und einer Mächtigkeit von max. 0,12 m auf (Taf. 2). Bemerkenswert ist die Tatsache, daß diese Kalkknauern dort am größten sind, wo der thouarsense-Kalk geringmächtiger wird.

Der Kalk führt sehr häufig *Phlyseogrammoceras dispansum* LYCETT (Taf. 3, Bild 2) und Wohnkammern von *Lytoceras jureense* ZIET. (Taf. 3, Bild 4). Er ist der dispansum-Subzone (dispansum-Kalk) zuzuordnen. Mit dieser Subzone endet der Lias  $\zeta_2$ , der mit maximal 0,6 m am Röhnberg stark reduziert vorliegt (ERNST 1986).

### 2.3.3. Lias $\zeta_3$

Der intensiv gefaltete Lias  $\zeta_3$  - der jureense-Tonmergel (Taf. 2) - erreicht im Schurf maximal 2,0 m Mächtigkeit. Er besteht aus einer Wechselfolge von graublauen, grünlichgrau-olivgrünen und braungelben Tonen und Tonmergeln, in denen gehäuft Ammoniten ("Ammoniten-Seifen" - vgl. GEYER & GWINNER 1986) sowie bis zu zwei Zentimeter Durchmesser große Karbonat-Konkretionen auftreten.

Die Ammoniten liegen als isolierte Steinkerne, häufig aber auch als limonitische Abdrücke vor. Meistens sind sie unvollständig (Phragmokon, Wohnkammer-Teile) und wurden durch die intensive Faltung der Tonmergel weiter deformiert bzw. fragmentiert. Vollständige Exemplare finden sich in den Konkretionen. Häufig sind die Gattungen *Pleydellia* sp., *Dumortieria* sp. sowie *Pseudolioceras spec.* (Taf. 3, Bilder 3, 5 u. 6); Reste von *Hudlestonia* sp. sind dagegen selten.

Die Bildung dieser Kalk-Konkretionen des Lias  $\zeta_2$  und Lias  $\zeta_3$  sind das Ergebnis reduzierter Sedimentation. Belemniten und Ammoniten zeigen einbettungsbedingte Korrosions- und Aufarbeitungserscheinungen. Die geringe Sedimentationsrate führte zur Bildung biogener Hartgründe mit Spuren einer reichen benthischen Mikrofauna. Merkmale sind u. a. Bohrspuren an Schalenfossilien wie auch *Serpuliten*-Bauten sowie überlieferte Wurzelplatten von Crinoideen und Bryozoen-Kolonien auf den Belemniten-Rostren und Ammoniten-Schalen bzw. -Prägesteinkernen. Faunenökologie und Lithologie lassen auf eine Schwellenposition bzw. einen küstennahen Sedimentationsraum schließen (SELLWOOD 1992).

## 2.4. Dogger $\alpha_1$ (Unter-Aalen)

Im Aufschluß fanden sich zwischen Meter 20,5 und 21 zusammen mit dem intensiv gefalteten jureense-Tonmergel dunkle, schwarzblaue bis grauschwarze,

4) In den Schnitten wurden die bituminösen Tonmergel im Liegenden des "Belemniten-Schlachtfeldes" (=  $\epsilon_3$ ) als "Posidonien-schiefer i. engeren Sinn", im Hangenden (=  $\zeta_1$ ) als "Posidonien-schiefer i. weiteren Sinn" bezeichnet.

teilweise schwach siltige, schiefrige zerfallende Tonmergel, die selten bis zu acht Zentimeter große Tonstein-Geoden und zersetzte Pyrit-Konkretionen führen. Sie kontrastieren farblich zu den helleren Tonmergeln des Lias  $\zeta_3$  im Liegenden.

Nach GEYER & GWINNER (1986) und durch lithologische Vergleiche mit den im Grenzbereich Lias/Dogger gelegenen Aufschlüssen in der Umgebung von Aalen (Schwäbische Alb) treffen diese lithologischen Merkmale durchaus für die im Hangenden des Lias  $\zeta_3$  anschließenden Leioceraten-Schichten bzw. opalinus-Tone (Taf. 2) des Dogger  $\alpha_1$  zu.

Bereits ERNST (1986) erwähnte Pleydellien-Reste, die den Beripungstyp der Gattung *Leioceras* zeigen und unter denen auch *Leioceras opalinus* REIN. vermutet wird. Bemerkenswert sind hier Belmitten-Rostren der Gattung *Neoclavibehus* sp. (Taf. 4, Bild 5), die im Grenzbereich Lias/Dogger verbreitet ist.

Durch die fortgeschrittene Erosion und Bodenbildung ist im Faltenverband nur noch die Basis (ca. 0,9 m) des tektonisch stark deformierten opalinus-Tons (Basis der Leioceraten-Schichten) erhalten. Dennoch gilt die Restmächtigkeit als Bestätigung für eine Sedimentation zur Zeit des Unter-Aalen in der Thüringischen Senke. Aufgrund der tektonischen Verhältnisse werden unter den quartären Ablagerungen der Apfelstädt-Aue durchaus weitere, möglicherweise auch stratigraphisch jüngere Ablagerungen des Unter-Aalen vermutet.

## 2.5. Quartär

Neben dem lokalen Auftreten von Würgeböden und dem Hakenschlagen an den steilgestellten numismalis-Mergeln und an den Schichtköpfen der Posidonienschiefer finden sich in der südlichen Hälfte des Schurfes bereits einzelne Grobkies- bzw. Kiessand-Linsen. In der nördlichen Hälfte des Grabens wird der Lias zunehmend von Grobkiesen und Blockwerk diskordant überlagert und taucht dann nordwärts unter einem durch Schwarzerde zweigeteilten, hier noch geringmächtigen (< 1,0 m) Kieslager unter.

Aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes stammende Rhyolithe und Tuffe bauen den Kieskörper

im Liegenden der Schwarzerde auf. Entsprechend seiner Lage zum heutigen Niveau der Apfelstädt ist er als Warthe-zeitlich einzustufen (ERNST 1992). Durch jüngere (Hang-) Erosion ist es bereits zur Verzahnung zwischen dieser Mittelterrasse und den holozänen Apfelstädt-Schottern gekommen.

## 3. Strukturgeologie

### 3.1. Böschungsübersicht

Im Böschungsprofil bestimmen **Verwerfungen** und speziell **Horst-Graben-Strukturen, Biegegleitfallen** sowie **schichtparallele Abscherungen** das Aufschlußbild. Sie sind das Ergebnis von zeitlich differenzierbaren Extensions- und Kompressionsereignissen und überlagernder Grabenbildung, die bei en-bloc-Verstellung Ausweitung und zeitgleiche Einengung einschließt (vgl. Kap. 3.3). Die beobachteten Kleinstrukturen geben in diesem kleinen Ausschnitt einen Einblick in den internen Aufbau des Lias-(Dogger)-Halbgrabens am Röhnberg.

Die Verwerfungen treten - abhängig vom Kompetenzverhalten der Gesteine - vor allem in den Posidonienschiefern, die Biegegleitfallen dagegen bevorzugt in den Tonen des Lias  $\zeta_{2,3}$ /Dogger  $\alpha_1$  sowie in den Ton-Tonstein-Wechsellagerungen des Lias  $\gamma$  auf.

Zu bemerken ist, daß die Verwitterung die ursprüngliche Reaktionsweise auf Scherspannungen (Kompetenz) in den Posidonienschiefern tiefgreifend verändert hat. Die primär festen und sprödeformierbaren Gesteine liegen heute in Oberflächennähe als inkompetent reagierende Abfolgen vor. Zahlreiche Rupturen geben Zeugnis vom rigiden Deformationsverhalten der bituminösen Tonmergelsteine.

Die Posidonienschiefer dürften bereits zu Beginn der jungkimmerischen Deformation als sprödeformierbare, 8 - 10 m mächtige Einschaltung (ERNST 1995) zwischen den plastisch deformierbaren, ca. 50 m mächtigen Amaltheen-Schichten des Pliensbach (ERNSR 1995) und dem ebenfalls auf Spannung inkompetent reagierenden jurense-Tonmergel bzw. den mindestens 100 m mächtigen Unteren Braunjura-Tonen (Leioceraten-Schichten) vorgelegen haben <sup>5)</sup>

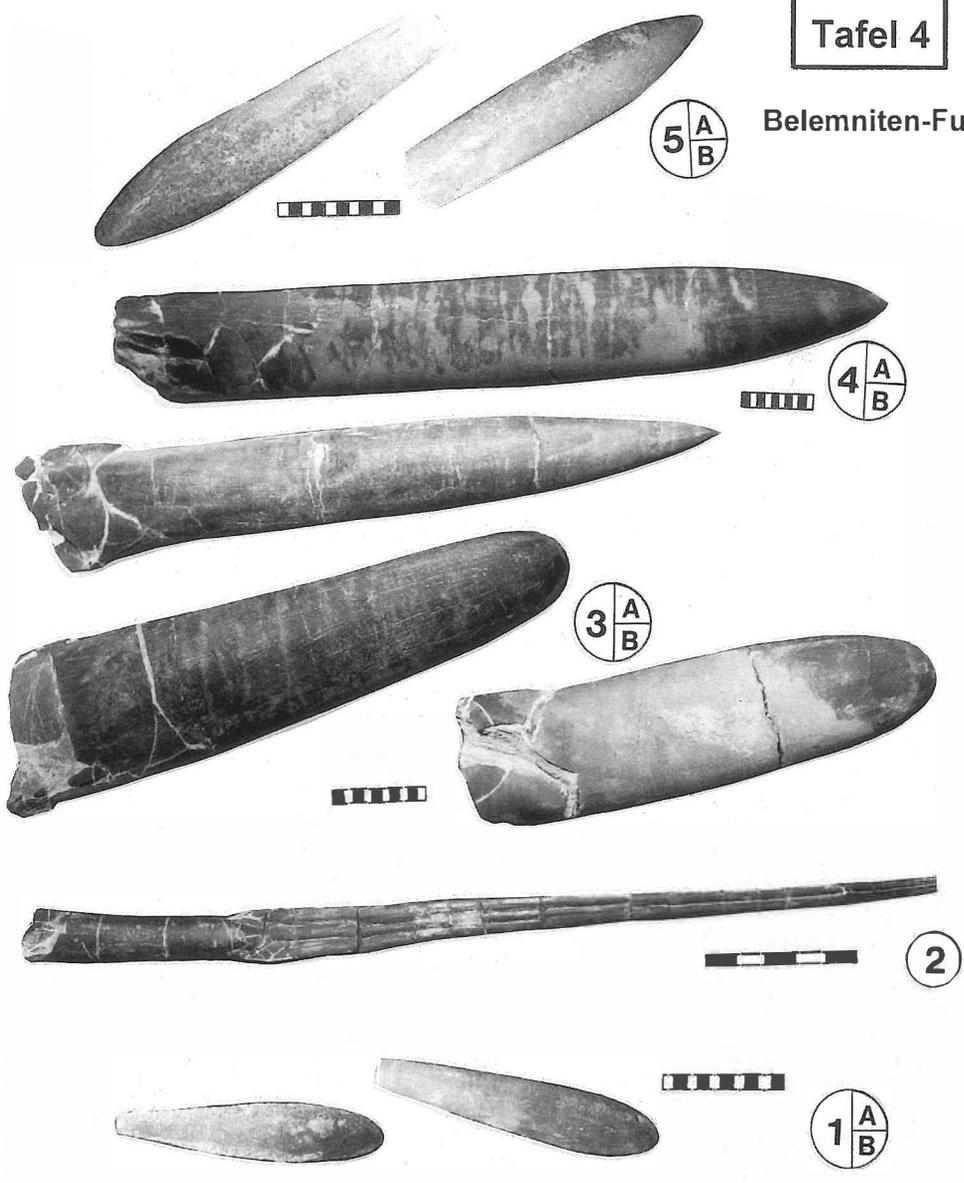
## Verwerfungen

Der Kompetenzkontrast zwischen den Posidonienschiefern und den Tonsteinen des Mittleren Lias

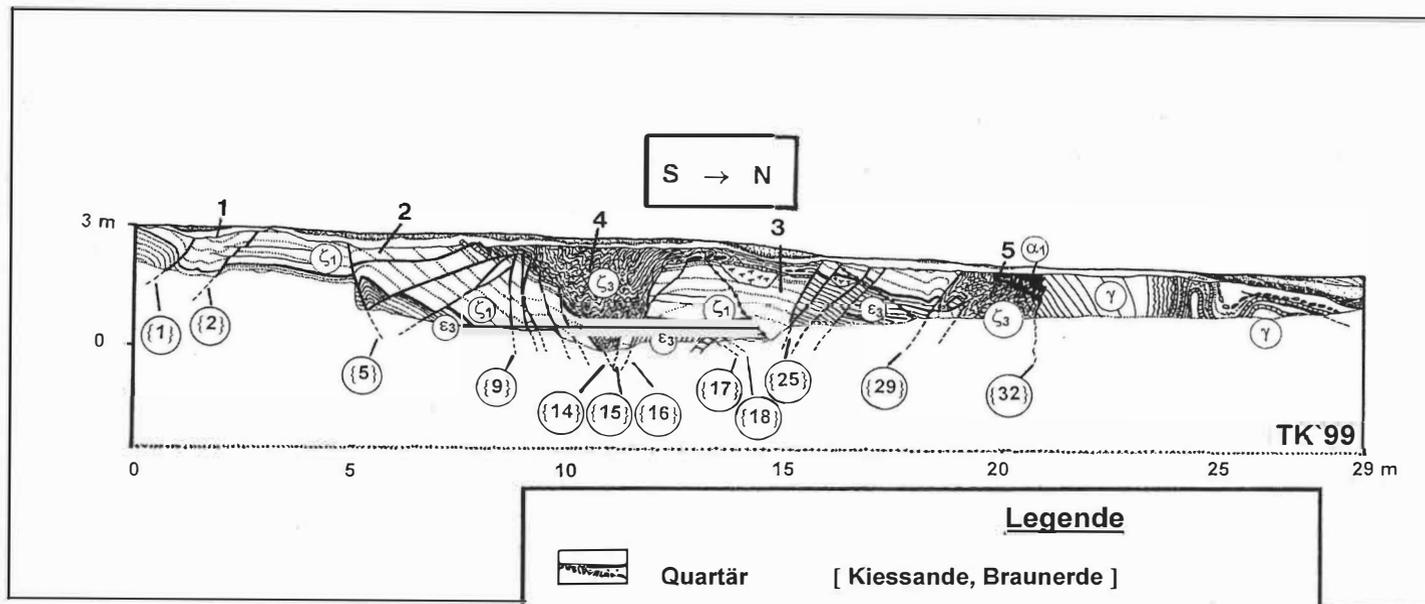
5) Dieser Sachverhalt geht von einer als kontinuierlich angenommenen Sedimentation vom Oberen Lias bis mindestens zum Mittleren Dogger aus (ERNST 1995).

Tafel 4

Belemniten-Funde



- |          |   |
|----------|---|
| 1 A u. B | <i>Hastites</i> sp., Lias $\gamma$ (Maßstab 1 cm)                           |
| 2        | <i>Salpingoteuthis</i> sp., Lias $\zeta_1$ (Maßstab 5 cm)                   |
| 3 A u. B | <i>Dactyloteuthis</i> sp., Lias $\zeta_2$ (Maßstab 1 cm)                    |
| 4 A u. B | <i>Acroceolites</i> sp., Lias $\zeta_1$ (Maßstab 1 cm)                      |
| 5 A u. B | <i>Neoclavibelus</i> sp., Lias $\zeta_3$ / Dogger $\alpha_1$ (Maßstab 1 cm) |



Aufschlußübersicht

Tafel 5

**Legende**

	Quartär	[ Kiessande, Braunerde ]
	Dogger $\alpha_1$	[ Basis <i>opalinus</i> -Ton ]
	Lias $\zeta_3$ u. $\zeta_2$	[ <i>jurensis</i> -Tonmergel ]
	Lias $\zeta_1$	[ Posidonienschiefer i.w.S. ]
	Lias $\varepsilon_3$	[ Posidonienschiefer i.e.S. ]
	Lias $\gamma$	[ <i>numismalis</i> -Mergel + Tonmergelsteine ]

und des Unteren Dogger im Liegenden bzw. Hangenden zeigt sich in der Beschränkung der wurzello- sen Y- und X-Strukturen auf die Posidonienschiefer. Es handelt sich durchweg um Abschiebungen, die schmale, im Böschungsbereich maximal 3 m breite (Anschnitt !) Leistenschollen begrenzen. Sie bilden teilweise Staffelbrüche. Das lithostratigraphisch wichtige Belemniten-Schlachtfeld (Grenze Lias  $\epsilon_3/\zeta_1$ ) läßt die Lage von Horst-Graben-Strukturen im Schurfprofil deutlich erkennen (**Taf. 5**).

Die Kippschollenbewegungen und die damit verbundenen Verwerfungsbeträge sind im zweidimensionalen Aufschluß allerdings nur schwer rekonstruierbar. Die mit Harnischflächen belegten Abschiebungen weisen Kippbewegungen um die Y- und Z-Achsen auf. Aufschiebungsbahnen, die im Zuge der Kippschollenbewegung um die Z-Achse angelegt wurden, ließen sich in den Posidonienschiefern nicht mit Sicherheit nachweisen. Auch die Verwerfung {29} stellt keine Einengungsform dar, sie erhielt durch Überpressung den Charakter einer Aufschiebung. Die im jurensen-Tonmergel vorliegenden Aufschiebungen wurden zusammen mit den Biegegleitfalten angelegt.

Die auf den Posidonienschiefer beschränkten Abschiebungen weisen nur geringe Verwerfungsbeträge auf. Soweit erkennbar, klingen diese Verwerfungen im jurensen-Tonmergel mit Ausnahme weniger, kompressiv deformierter und in den Faltenbau integrierter Abschiebungsflächen rasch aus. Die zwischen Lias  $\zeta$  und Lias  $\gamma$  gelegene Abschiebung {32} hat einen Verwerfungsbetrag von mindestens 70 m. Als eine Hauptverwerfung, die bereits zur Nordrand-Störungszone des Lias-Halbgrabens gehört, nimmt sie in diesem Grabenabschnitt Einfluß auf die Nordost-Begrenzung des Ausstriches von Toarc/Unteraalen.

### **G r a b e n - H o r s t - W e c h s e l**

Von Süden nach Norden ist im Böschungsprofil folgender Horst-Graben-Wechsel erkennbar (**Taf. 5-9**):

Die Abschiebungen {1} und {2} begrenzen einen überpreßten Kleingraben (1) (**Taf. 5 u. Taf. 6**). Mit der en-bloc-Verstellung älterer Kleingraben erfolgte innerhalb einer Extensionsphase die stufenweise Anlage des zwischen Meter 5 und Meter 21 gelegenen, kompliziert aufgebauten Grabenbruches. Die

darin beteiligten Kleingraben (2) und (3) werden von den Abschiebungen {5} und {6} sowie {21} und {25} eingeschlossen. Die Staffelbrüche zwischen den Abschiebungen {9} und {14} und die Abschiebungen {16} bzw. {24} rahmen den aus jurensen-Tonmergel aufgebauten Graben (4) ein (**Taf. 5-7**).

Der mit jurensen-Tonmergel/opalinus-Ton gefüllte Graben (5) wird von den Verwerfungen {29} und {32} begrenzt.

### **F a l t e n b a u**

Die engspannigen Kleinfalten im Lias  $\zeta_{2,3}$  (einschließlich des gefalteten Dogger  $\alpha_1$ ) und die Faltenverbände des Lias  $\gamma$  mit Wellenlängen im m-Bereich stehen in deutlichem Kontrast zu den rupturierten Posidonienschiefern.

Von Norden nach Süden kommt es in dem aus numismalis-Mergeln aufgebauten Faltenschenkel (linke Sattelflanke) zu einer überkippten Lagerung der Schichten (**Taf. 5, Taf. 8 u. 9**). Die Faltenachsen im jurensen-Tonmergel streichen NW-SE, wobei ein Abtauchen in beide Richtungen beobachtet wurde. Die Vergenzen der Achsenflächen sind in den Kleinfalten-Verbänden nicht einheitlich, es dominiert allerdings in beiden Kleingraben NE-Vergenz. Die Falten entstanden durch Einengung der Grabenfüllungen, der ursprüngliche Flexurcharakter liegt nur noch zwischen Meter 9 und 10 vor (**Taf. 7**).

Ungewöhnlich für die rigiden Posidonienschiefer sind die an den Abschiebungen {5} und {29} durch Überpressung ausgeformten Schlepp- und Stauchfalten (**Taf. 6, Taf. 8**). Innerhalb dieser Falten treten zahlreiche Kleinaufschiebungen auf, die den Prozeß der Biegegleitfaltung in den Posidonienschiefern überhaupt ermöglicht haben. Die erwähnte Abschiebung {29} wurde mit der Anlage schichtparalleler Bewegungsflächen im Posidonienschiefer ansatzweise in eine Aufschiebung überführt (Inversionstektonik), wobei es nicht zu einer Zerlegung der primären Abschiebungsfläche gekommen ist.

### **S c h i c h t p a r a l l e l e A b s c h e r u n g e n**

Neben den genetisch zum Biegegleitfaltenbau gehörenden Aufschiebungen liegen im Böschungs-

profil nahezu horizontale und annähernd schichtparallele Abscherbahnen vor. In den lithologisch einheitlich aufgebauten Posidonienschiefern sind diese nur schwer auszuhalten. Zu ihnen zählen die Verwerfungen {3} und {4} (**Taf. 6**, Bild 1) sowie {19}, {20} und {23} (**Tafel 7**, Bild 1 u. 2). Obwohl die Verwerfungen {3} und {4} im Böschungsbereich nur geringe Transportweiten aufweisen, verbinden sich mit ihnen die Zerlegung einer Abschiebungsbahn {2}.

Am NE-Abhang des Röhnberges bedecken Schotter und Kiessande eines quartären Flußlaufes den Lias, der ein reliefiertes Flußbett neben zahlreichen Auskolkungen und Aufschotterungen hinterließ (ERNST 1970). Im Aufschluß ist die Wechselbeziehung zwischen den diskordant auflagernden quartären Kiessanden und Bodenbildungen sowie der Lithologie der liassischen Sedimente bzw. deren Lagerungsverhältnisse eindeutig erkennbar. Akkumulationen von quartären Sedimenten treten vor allem im Bereich der fluvialit ausgeräumten Tone des Lias  $\zeta_{2-3}$ , im Bereich des Kleingrabens (1) sowie auf dem nach NE einfallenden Falten-schenkel des Lias  $\gamma$  auf.

### 3.2. Kinematisch-genetisch bemerkenswerte Kleinstrukturen

Unter den im Schurf aufgenommenen Strukturen befinden sich einige bemerkenswerte Kleingefüge. Außer ihrer Beschreibung werden sie in Ansätzen genetisch gedeutet.

#### Schurfabschnitt 1, Meter 0 - 7, Tafel 6

##### Überpreßter und durch schichtparallele Abschiebungen verworfener Kleingrabens (1)

Der Kleingrabens (1) wird von den Abschiebungen {1} und {2} begrenzt, die nahezu identische Streich- und Fallrichtungswerte aufweisen (**Taf. 6**, Bild 1). Verwerfungen, Grabenfüllung und beiderseits angrenzende Hochschollen zeigen Überpressungsmerkmale.

Die Verwerfung {1} wird vor allem von Fiederklüften bzw. Riedelscherflächen markiert. Eine vollständige Abtrennung zwischen Grabenfüllung und der südlichen Hochscholle erfolgte nicht, das Flexurstadium wurde hier nicht überschritten (**Taf. 6**, Bild 2 - Modellskizze, Stadium A). An dieser Störung könnte daher der Übergang zwischen einer bereits eigenständigen Leistscholle und einer (überpreßten) Flexur vorliegen. Durch Überpressung wurde diese Flexur in eine NE-vergente Monoklinalfalte überführt (**Taf. 6**,

Bild 3 - Modellskizze, Stadium B sowie **Abb. 2** im Text). Die Grabenfüllung weist einen überpressungsbedingten flachwelligen Faltenbau auf. Mit der Biegegleitfaltung angelegte, parallel zur Schichtung verlaufende Abscherungen {3} und {4} verwerfen die Abschiebung {2}.

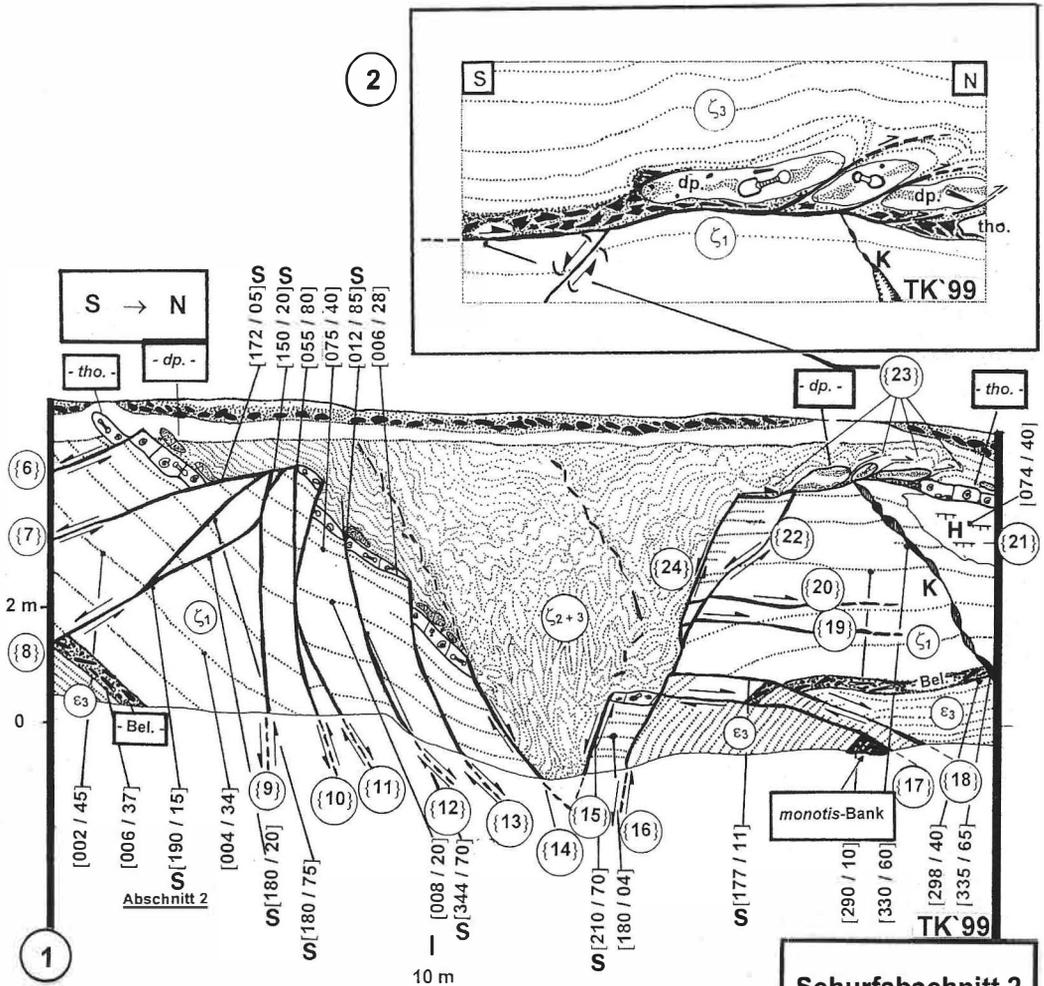
Nach Norden zerlegen diese Bewegungsflächen die nördliche Hochscholle in drei unterschiedlich mächtige Segmente. Der ursprüngliche Horst liegt somit als kleiner parautochtoner Schollenstapel vor. Die subhorizontalen Bewegungsbahnen werden von maximal 4 mm starken Spiegelharnischen markiert, die auf einer 1,5 m langen Strecke zu verfolgen sind. Ohne Ausbildung weiterer Strukturen klingen sie allmählich in der Schichtung aus. Die an der verworfenen Abschiebung {2} erkennbaren Transportweiten betragen 4 bzw. 7 cm. Eine Rotation dieser Segmente mit unterschiedlichem segmentspezifischen Drehwinkel um eine gemeinsame vertikale Drehachse (C-Achse) wird nicht ausgeschlossen. In diesem Zusammenhang sind die von FAHLBUSCH (1955, S. 77, Abb. 30) und PATZELT (1995, S. 58-59, Abb. 3 und 4) dargestellten Aufschlüsse von Interesse:

FAHLBUSCH skizziert eine durch Überpressung rupturierte Abschiebung, ohne auf dieses Bild im Text näher einzugehen. Der Aufschluß - ein auflässiger Steinbruch im Trochitenkalk (mo) am Katzenberg südöstlich von Haarhausen - beinhaltet engspannig gefaltete, die Aufpressungszone Arnstadt-Hainbühl markierende Biegegleitfalten sowie eine undeformierte Abschiebung. Bemerkenswert sind im Trochitenkalk eingepreßte Klotzkalke aus der Anhydrit-Folge. Das Strukturbild gestattet eine aufschlußbezogene kinematische Analyse, die zwei zeitlich differenzierbare Einengungsakte beinhaltet. Die rupturierte Abschiebung wurde nicht in den engspannigen Faltenbau einbezogen. Sie ist ungefaltet und demnach jünger als der eigentliche engspannige Biegegleitfaltenbau im Trochitenkalk. Ihre geringen, an das Bankgleiten gebundenen Versetzungsbeträge lassen sich entsprechend der Regel von GOGUEL nicht mit den Einengungs- und Hochlängungswerten der Falten in Beziehung setzen. Somit ist aufschlußspezifisch zwischen

1. einem primär vorliegenden Biegegleitfaltenbau im Trochitenkalk (= Anlage der Aufpressungszone),
2. älterer Ausweitung (= Anlage der Abschiebung),
3. einer schwachen Überpressung (= Rupturierung der Abschiebung durch überpressungsbedingtes Bankgleiten) sowie
4. jüngerer Ausweitung (= undeformierte Abschiebung) zu unterscheiden.

Im Zusammenhang mit einer Bankverdoppelung im Bereich der Schaumkalkzone bildet PATZELT eine herzynisch streichende Abschiebung in einem Wellenkalk-Bruch am Schliemenköpfchen bei Nazza (Hainich-Saalfelder Störungszone) ab, die von zahlreichen schichtparallelen Verwerfungen zerlegt wird. Die genetische Zuordnung dieser jüngeren Kleinverwerfungen, die ebenfalls





**Schurfabschnitt 2**

**Legende**

- Quartär [ Kiessande, Braunerde ]
- Lias ζ<sub>3</sub> u. ζ<sub>2</sub> [ jurensen-Tonmergel ]
- dispansum-Kalk [ - dp. - ]
- thouarsense-Kalk [ - tho. - ]
- Lias ζ<sub>1</sub> [ Posidonienschiefer i.w.S. ]
- Belemniten-Schlachtfeld [ - Bel. - ]
- Lias ε<sub>3</sub> [ Posidonienschiefer i.e.S. ]
- Abschiebung
- Abscherung (schichtparallel)
- Aufschiebung
- Harnischfläche
- Kleinfaltenverbände (ζ<sub>2</sub> / ζ<sub>3</sub>)
- Kluft

**Tafel 7**

durch schichtparalleles Bankgleiten entstanden sind, geht nicht eindeutig aus der Beschreibung hervor. Der abgebildete Bewegungssinn verdeutlicht Abschiebungscharakter. Die in der Skizze (Abb. 2) dargestellten Staffelbrüche lassen allerdings eine schwache, kompressiv verursachte Verbiegung erkennen. Neben der Möglichkeit des einfachen, gravitativ erfolgten Schichtgleitens bzw. Flexurierung könnten die Verwerfungen somit auch auf eine kompressive Überprägung zurückgeführt werden. Entsprechend dieser Deutung läge der Aufschluß in einem weitspannigen Sattel. Außerdem beschreibt PATZELT (1992, S. 16) die Entwicklung von schichtparallelen Gleitflächen durch "Aufbiegung" mit der en-bloc-Verstellung eines Y-Grabens bei Hildebrandshausen (Hainich-Saalfelder Störungszone).

Die im Schurf dokumentierten Horizontalabscherungen {3} und {4} in dem nahezu sählig lagernden ungestörten Schichtpaket lassen sich nicht auf gravitatives Gleiten bei Ausweitung oder en-bloc-Verstellung zurückführen. Sie belegen eine aus südwestlicher Richtung erfolgte Einengung (orientierte Überpressung).

#### Überpressungsbedingte Kleinfalte an der Abschiebung {5}

Mit der Überpressung der komplizierten Grabenstruktur zwischen Meter 5 und 21 entstand nördlich der Abschiebung {5} ein SW-vergenter Kleinsattel. Bemerkenswert ist hier, daß die Abschiebungen {6}, {7} und {8} nur schwach gefaltet wurden. Die Harnischflächen liegen rupturiert vor bzw. verjüngen sich bei Annäherung an die Verwerfung {5}. Sie spleißen auf und enden entweder in der Schichtung oder gehen in die der Biegegleitfalte zuzuordnenden Aufschiebungen über. Der kinematische Ablauf der zur Anlage dieser Biegegleitfaltung geführt hat, ist komplex und nicht eindeutig nachvollziehbar. Aufgrund der Kompetenz der Posidonienschiefer gilt eine abschiebungsbedingte Stauchfaltung als unwahrscheinlich. Die stufenweise Anlage des Großgrabens ist mit einer Rotation der älteren Kleingräben verbunden. Im Schurfabschnitt 1 wurde dabei der Staffelbruch-Verband (älterer Kleingraben markiert durch die Abschiebungen {6}, {7} und {8}) im Uhrzeigersinn gedreht, wobei die Abschiebung {5} das Scharnier der Drehbewegung bildete. Die Verwerfungen {5} und {7} schließen einen rechten Winkel ein. Möglicherweise entstand mit der Rotation eine Schleppefalte, die von zahlreichen Klein- und Mikroauf-

schiebungen durchzogen wird<sup>6</sup>). Die mehrschichtigen Harnischflächen der Abschiebung {5} zeigen deutlich wiederholte Beanspruchung. Das wechselnde Abtauchen der Rillung belegt geänderte Richtungen in den Schollenbewegungen.

Eine Versteilung der Bewegungsfläche durch die von Südwesten erfolgte Einengung steht in Verbindung mit den schichtparallelen Abscherungen {3} und {4}. Zusammen mit der Brekzierung des Harnischs belegen Styolithen und die lokale Sparitisierung der aus Fasercalcit bestehenden Scherkörper eine Kompression. Der Sattel kontrastiert mit seiner schwachen SW-Vergenz zur NE-vergenten Monoklinale bei Meter 0-1 (s. oben), zu den schichtparallelen Abscherungen {3} und {4} und dem nach Norden transportierten Schollenstapel. Der Horst (Schollenstapel) im Süden fungierte als tektonisches Widerlager. Mit dieser Einengung wurde der Schleppefaltenbau ausgestaltet. Die oben erwähnten schichtparallelen Bewegungsflächen im Faltenbau gehen als SW-vergente Aufschiebungen aus den Verwerfungen {6} und {7} hervor, denen N-vergente Aufschiebungen an Südschenkel der Falte gegenüberstehen. Der SW-vergente Sattel wird somit als eine an die Rotation bzw. en-bloc-Verstellung des Kleingrabens gebundene Schleppefalte aufgefaßt, die überpressungsbedingt ausgestaltet wurde.

#### **Schurfabschnitt 2, Meter 7 - 14, Tafel 7**

##### Deformationen im thouarsense-Kalk

Bei Meter 8 wurde eine orientierte Probe aus dem thouarsense-Kalk entnommen. In den An- und Dünnschliffen ist folgender Ablauf der Rupturierung zu erkennen:

1. Eine engständige **zweischarige Scherung** bildet die älteste Struktur. Das raumergreifende, engständige Gefüge entspricht allerdings keiner Schieferung (Pseudoschieferung - MATTAUER 1993, S. 265). Sie ist vergleichbar mit den faltungsbedingten Scherklüften, welche an Biegegleitfalten aus der Wellenkalk-Aufpressung der Erfurter Störungszone beobachtet wurden (KRAUSE & KATZUNG 1997).
2. Die zweischarige Scherflächen werden von **Abschiebungen** und den sie begleitenden **Riedelscherflächen** einschließlich **syn- und antithetischen Zweigstörungen** durchschlagen.
3. Mit **Fasercalcit** gefüllte Klüfte rupturierten in mindestens zwei Generationen das bisher entstandene Strukturinventar.
4. **Styolithen**, die genetisch zu einem Teil der als überpressungsbedingt anzusehenden Fiederklüften gehören, bilden die jüngsten tektonischen Gefüge im thouarsense-Kalk.

6) In Bild 1 auf Tafel 6 wurden nur vier Bewegungsbahnen für die den Biegegleitfaltenbau kennzeichnenden zahlreichen Kleinaufschiebungen wiedergegeben.

Kleinfalten im jurensen-Tonmergel, ausgequetschte Grabenfüllung sowie Imbrikationsgefüge im dispansum-Kalk (Taf. 7)

Die aus jurensen-Tonmergel aufgebaute keilförmige Grabenfüllung ist durch Einengung zu engspannigen Kleinfalten-Verbänden mit Spitz- und Knickfaltenbau deformiert worden. Mit der spannungsbedingt größten Einengung im Grabenzentrum liegen dort besonders engspannige und hochgelängte Falten vor. Die Intensität des Faltenbaus nimmt vom Grabentiefsten nach oben ab. Während es teilweise zu einer aufschiebungsbegleitenden Auspressung der Grabenfüllung am Nordrand des Grabens gekommen ist, blieb der konkordante Verband von thouarsense- und dispansum-Kalk sowie Posidonienschiefer - bei anfänglich flexurinierten, flachwelligen Verbiegungen - am Südrand des Grabens erhalten. Fortgesetzte Extension führte schließlich vom Halbgraben-Stadium zum völligen Einbruch des jurensen-Tonmergels. In den Tonen markieren Harnische die Abschiebungsflächen, die während der Überpressung durch "necking" zerbrochen und stellenweise in den Biegegleitfaltenbau des jurensen-Tonmergels einbezogen worden sind.

Die mehrere Zentimeter mächtige Aufschiebungsbahn {23} besteht aus brekzierten und eingeschuppten Posidonienschiefern und thouarsense-Kalk. Mit der Anlage der Aufschiebung ist der hier schwach gefaltete jurensen-Tonmergel teilweise aus dem Graben herausgepreßt worden, wobei die Kalklinsen der dispansum-Zone zusammengesoben und auf einer Strecke von 1 m dachziegelartig gestapelt wurden. Der zwischen thouarsense- und dispansum-Kalk gelegene Lias- $\zeta_2$ -Ton diente als tektonisches Schmiermittel und wurde mit der Anlage des Imbrikationsgefüges ausgequetscht.

Der intensiven Bruchdeformation der Posidonienschiefer steht die reliktsch überlieferte Flexur des überlagernden jurensen-Tonmergels am südlichen Grabenrand gegenüber. Der plastisch deformierbare Lias  $\zeta_{2,3}$  wurde während der Grabenbildung stufenweise versenkt, zwischen den entgegengesetzt rotierten älteren Gräben bzw. randlichen Staffelfröchen eingeklemmt und dabei gefaltet. An bereits verstellten Posidonienschiefern entstand die steile,

mehr oder weniger schichtparallele Abschiebung {16}.

Deformationen in der monotis-Bank

In den Posidonienschiefern bildet die maximal 35 cm mächtige monotis-Bank eine besonders starre Einschaltung, die auf Ausweitung und Einengung mit der Bildung von Rupturen reagierte. Merkmale der intern stark deformierten Bank sind mehrere mit Calcit verheilte Generationen von Rupturen, die auf Extension und Kompression zurückgeführt werden.

Die **1. Generation** der Kleinklüfte ist mit Fasercalcit sowie mit Calcit zementierten Nachfallbrekzien aus Posidonienschiefern und Teilen der monotis-Bank gefüllt. Als Zugklüfte sind sie durch Subrosion erweitert worden. Der darin abgeschiedene Fasercalcit besitzt einen schichtigen Aufbau mit hellem Saum zum Sediment und einem schmutzigweißen bis hellbraunen Zentrum. Im Gegensatz zu den Posidonienschiefern erfolgte in diesen ältesten Rupturen der monotis-Bank eine gute Zirkulation kalkhaltiger Wässer<sup>7)</sup>. Textur und Gefüges dieses Fasercalcits ähneln rezenten aragonitischen Sinterbildungen. Ihre Entstehung könnte möglicherweise auf kretazische Verkarstung zurückgehen.

Die Klüfte der **2. Generation** sind mit schmutzigweißem bis gelblichem, spätigen Calcit belegt (Scherklüfte). Zur **3. und 4. Generation** gehören blauweiße, teilweise erzführende (Pyrit und Chalkopyrit) Klüfte, die zusammen mit Styrolithen und mit Sparitbildung im Bereich des Fasercalcits (Generation 1) auftreten. Offene, partiell mit tafelig-idiomorphem Calcit gefüllte Rupturen sind das Merkmal der **5. Generation**.

**Schurfabschnitt 3, Meter 14 - 21, Tafel 8**

Kleinfaltenbau, necking- und mikrodiapirähnliche Strukturen im Lias  $\zeta_{2,3}$

In diesem Teil des Böschungsprofils konnten die Entwicklung von necking-Strukturen und mikrodiapirartige Erscheinungen im jurensen-Tonmergel und ihre Wechselbeziehung zu den randlichen bzw. eingebrochenen Posidonienschiefern rekonstruiert werden.

Zwischen Lias  $\epsilon_3/\zeta_1$  und Lias  $\gamma$  liegt der Kleingraben (5) mit engspannig gefalteten Tonmergeln des Lias  $\zeta_{2,3}$  und des basalen Dogger  $a_1$ . Spitzfalten und die sie begleitenden Aufschiebungen zeigen NE-Vergenz. Das plastische Kriechen (necking) des jurensen-Tonmergels im extensiv angelegten Rupturinventar und dessen kompressive Ausgestaltung gipfelte in der Bildung der Aufschiebung {30}. Sie verwirft eine in den Tonmergeln liegende, aus Lias  $\zeta_1$  bestehende Leistenscholle. Das im Hangenden der Scherbahn gelegene Segment wurde

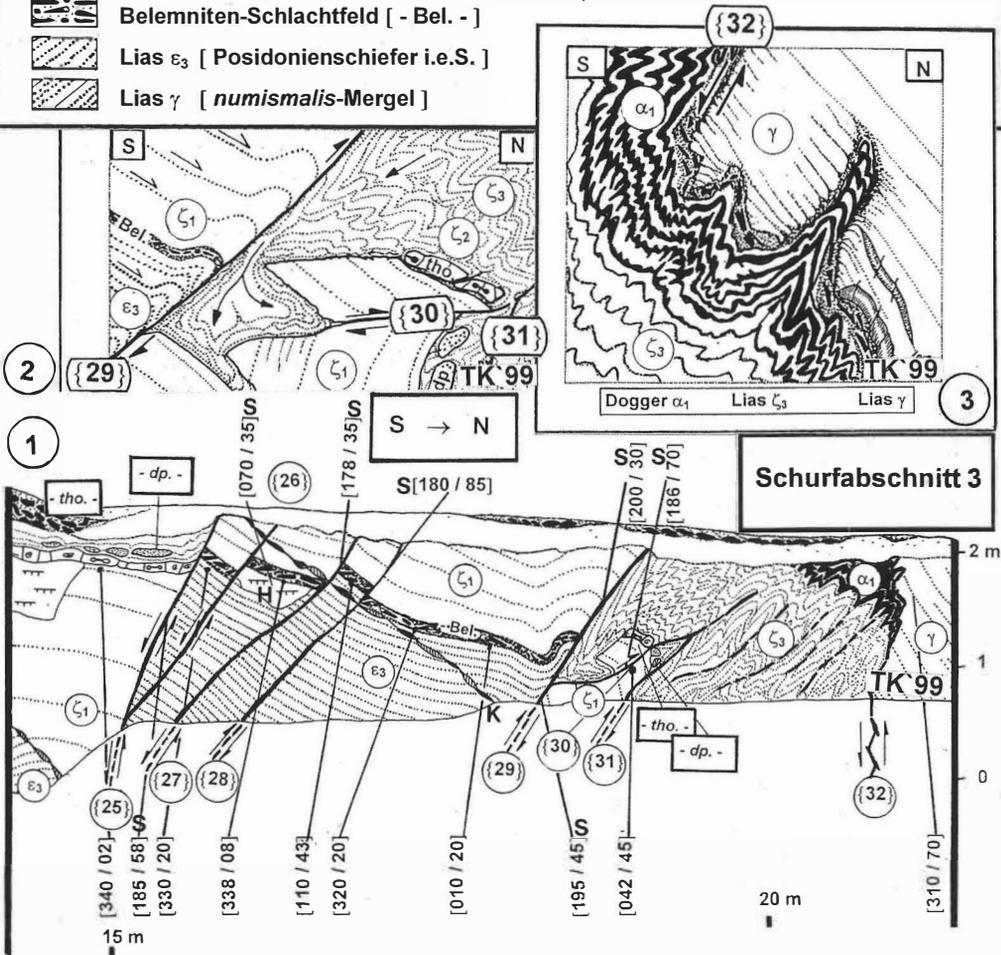
7) Analoge Fasercalcite wurden am Röhnberg untergeordnet auch an Lesesteinen aus dem Carix beobachtet.

### Legende

### Tafel 8

-  Quartär [Kiessande, Braunerde]
-  Dogger  $\alpha_1$  [Basis *opalinus*-Ton]
-  Lias  $\zeta_3$  u.  $\zeta_2$  [*jurense*-Tonmergel]
-  *dispansum*-Kalk [- *dp.* -]
-  *thouarsense*-Kalk [- *tho.* -]
-  Lias  $\zeta_1$  [Posidonienschiefer i.w.S.]
  
-  Belemniten-Schlachtfeld [- *Bel.* -]
-  Lias  $\epsilon_3$  [Posidonienschiefer i.e.S.]
-  Lias  $\gamma$  [*numismalis*-Mergel]

-  Abschiebung
-  Harnischfläche
-  Aufschiebung
-  Kleinfaltenverbände ( $\zeta_2$  /  $\zeta_3$ )
-  Kluft
-  Hauptverwerfung zwischen Lias  $\gamma$  und Dogger  $\alpha_1$  / Lias  $\zeta_3$  (überpreßt)



rotiert und i.w.S. nach Norden geschoben (**Taf. 8**, Bild 1 u. 2).

Analog zum Graben (4) beruht die Anlage der Falten auf dem extremen Kompetenzkontrast zwischen dem Tonmergel und den randlich angrenzenden rigide reagierenden Posidonienschiefern und numismalis-Mergeln. Diese klemmten die Grabenfüllung ein, isolierten sie mit der Faltung vom Flexurbau und haben als tektonisches Widerlager die Faltung der Grabenfüllung maßgeblich beeinflusst. Dabei entstanden Aufschiebungen, die die Grabenfüllung in kleine Schuppen zerlegten (duplex-Strukturen).

Bis zur Unkenntlichkeit deformierte und aufgelöste Schichtverbände bzw. Kollapsstrukturen in den aus Tonen aufgebauten Faltenkernen deuten auf einen Übergang von der Biegegleitfaltung zur Fließfaltung hin. Wahrscheinlich wurde diese durch das tixotrope Verhalten der Tone unterstützt. Einknetet in den Tonen finden sich graugrüne, von Ton verunreinigte Fasercalcite. Sie ähneln den im Salinar- und Pelitröt vorkommenden Fasergipsen bzw. den im Unteren Keuper auftretenden Tutenmergeln. Sie sind durch Rekristallisation aus faltungsbedingten Drucklösungen in spannungsärmeren Teilen der Faltenverbände ausgeschieden worden. Der mehrschichtige Aufbau belegt eine stufenweise Rekristallisation. Die Schleppungen verdeutlichen eine fortgesetzte Öffnung infolge entgegengesetzten Schichtgleitens während der Faltung. Sie werden sie von jüngeren Scherklüften durchschlagen.

Die gefalteten Grabenfüllungen stehen somit in deutlichem Gegensatz zu den struktureologisch (!) als Röt eingestuft Falten im Böschungprofil der BAB 4 - Abfahrt Erfurt-Ost/Haarberg (KRAUSE & KATZUNG 1998). Dort besteht das Vorland aus weit-spännig gefalteten Ceratiten-Schichten des Hauptmuschelkalkes (Girlandenfallen !), auf das der verschuppte Röt aufgeschoben worden ist; der überpressungsbedingte Faltenbau im Schurfprofil ist an den extremen Kompetenzkontrast zwischen den Posidonienschiefern und dem jurensen-Tonmergel gebunden.

Die südlich der Verwerfung {29} in den Posidonienschiefern gelegene Schleppfalte ist durch schichtparallele Bewegungsbahnen in den Mergelsteinen entstanden. Entgegen dem Prinzip von der "Vergenz gegen das Starre" (LOTZE 1931) hat die Abschiebung {29} durch diesen Schleppfaltenbau das Aussehen einer Aufschiebung erhalten, ähnlich den Störungen {1} und {5} im Schurfabschnitt 1.

### Überpreßte Hauptabschiebung zwischen Lias $\zeta_3$ / Dogger $\alpha_1$ und Lias $\gamma$

Die Hauptabschiebung {32} zwischen Lias  $\zeta_3$ / Dogger  $\alpha_1$  und Lias  $\gamma$  ist durch den lithologischen Wechsel bzw. durch die abrupte Änderung in der Fossilführung erkennbar. Brekzierte Harnischflächen sowie kataklasierte numismalis-Mergel markieren die Lage der in Form und Einfallswinkel nicht mehr bestimmbar Abschiebung als eine 5 - 10 cm breite Ruschelzone.

Ton-Intrusionen, die mit den Falten im jurensen-Tonmergel/opalinus-Ton in Verbindung stehen, reichen als 10 - 20 cm lange necking-Füllungen in die numismalis-Mergel (**Taf. 8**, Bild 3). Während der Spannungsübertragung wurden faustgroße Mergelsteine aus dem Schichtverband des Lias  $\gamma$  herausgebrochen und in den Biegegleitfaltenbau einbezogen. Mit Fasercalcit gefüllte Fiederklüfte in der Umgebung der Abschiebung zeigen ebenfalls Kompressionsmerkmale. Neben kleineren Scherbahnen, die die Klüfte durchschlagen, ist auch hier eine Sparitisierung und Brekzierung des Fasercalcits zu erkennen.

### **Schurfabschnitt 4, Meter 21 - 29, Tafel 9**

#### Faltenverband im Lias $\gamma$

Die Ton- und Tonmergelsteine des Lias  $\gamma$  bilden einen im m-Bereich gelegenen Sattel-Mulden-Bau, der als Staffelbruch vom Lias-Halbgraben zur NE-Randstörung bzw. zur Steinmergel-Rhät sandstein-Scholle vermittelt.

Im Süden werden die invers lagernden numismalis-Mergel von der Abschiebung {32} gegen jurensen-Tonmergel/opalinus-Ton verworfen. Typisch für die Ton-Tonmergelstein-Wechselagerung ist die disharmonische Biegegleitfaltung. Sie läßt sich vor allem im südlichen Sattel nachvollziehen (Meter 24), wo es mit der Abwanderung der Pelite aus den Sattelflanken zum Falten Scheitel zu einer Ausdünnung der Falten schenkel gekommen ist.

Faltenverbände sind ebenfalls aus den Lias-Graben der Apfelstädt bekannt, in denen besonders die engspannigen NE-vergenten Falten im Pliensbach deutlich hervortreten (ERNST 1994, S. 51, Abb. 3 u. 4 - Meter 315). Auch hier stehen die nur schwach überpreßten Abschiebungen nicht mit den Einengungs- und Hochlängungsbeträgen der Falten in genetischer Verbindung. Der abgebildete disharmonische Faltenbau dürfte ebenfalls vor dem Grabenbau entstanden sein. Bei einer Vernachlässigung der

Translationsbeträge erhält man das Bild eines disharmonisch gefalteten, nach SW einfallenden Schichtpaketes. Außerdem wird aus der Skizze deutlich, daß die Intensität im Faltenbau der planicoستا-Tone im Schnitt von ENE nach WSW (Bereich zwischen Meter 100 bis 315) abnimmt.

Der Vergleich der Lias- $\gamma$ -Falten im Schurf mit den Faltenstrukturen im Apfelstädt-Graben zeigt, daß der Lias im westlichen Gebiet der Drei Gleichen bereits einer älteren Einengung unterlag. Der Faltenbau im Lias  $\zeta_{2-3}$ /Dogger  $\alpha_1$  bzw. die Überpressung der Abschiebung {32} ist demnach jünger als der Faltenverband im Lias- $\gamma$ . Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß die Überpressung zur einer "Faltenfaltung" führte (vgl. Kap. 4).

#### Deformationen an Belemniten-Rostren

Belemniten-Rostren bilden im jurensen-Tonmergel spröddeformierte, funktionsmorphologisch bedingt lineare Elemente. Die mit Calcit gefüllten Rupturen haben in den verwitterten (weichen) Posidonienschiefern das rigide Deformationsverhalten fixiert. Außer den durch Kleinverwerfungen (Abschiebungen) zerlegten Belemniten treten geknickte sowie durch zweisecharige Scherung gebogene (**Taf. 9**, Bild 3 - 5) sowie parallel zur Längsachse zerscherter Rostren häufig auf. Sie belegen Schichtverbiegungen bzw. überpressungsbedingte Rupturen als auch schichtparallele Verwerfungen in den Posidonienschiefern, für die nach dem äußeren Erscheinungsbild kaum eine kräftige interne Deformation vermutet wird.

### 3.3. Zeitliche Anlage der Strukturen

Das beobachtete Strukturinventar ermöglicht die Rekonstruktion eines auf die Aufschlußgröße bezogenen (!) Deformationsablaufes und damit die relative zeitliche Abfolge der Ausweitungs- und Einengungsformen im Dekameter-Bereich (**Taf. 10**). Nach der Regel "Jüngere Deformationen überprägen ältere Gefüge" sind die kleintektonischen Formen nach Ablagerung des Dogger (s. unten) wie folgt angelegt worden:

1. Faltung infolge erster (primärer) Einengung;
2. Extension mit stufenweiser Anlage von Kleinraben im Aufschlußzentrum, verbunden mit lokalen Pressungen als Folge von en-bloc-Verstellungen;

---

8) Auch die zweisecharige Scherung im thourasense-Kalk und an den Belemniten-Rostren ist das Ergebnis dieser älteren Einengung.

3. SW-NE orientierte Überpressung bei Ausbildung von NE-vergenten Strukturen;
4. jüngere Ausweitung mit Bildung undeformierter Klüfte.

Vergleichende Betrachtungen mit der Kleintektonik in Aufschlüssen der Strukturabschnitte Wachsenburg- und Apfelstädt-Graben bzw. Großer und Kleiner Seeberg der Hainich-Saalfelder Störungszone sowie der Erfurter Störungszone wie auch im Gewölbe von Gossel-Reinsfeld sollen helfen, diesen Deformationsablauf in den regionalgeologisch-tektonischen Rahmen einzuordnen.

#### **1.) Faltung infolge erster (primärer) Einengung**

Das älteste tektonische Gefüge bildet der im Schurf aufgeschlossene Faltenverband im Lias  $\gamma$ <sup>8)</sup>, der von der Abschiebung {32} gegen Lias  $\zeta_{2-3}$ /Dogger  $\alpha_1$  verworfen wurde. Da die Kenntnisse über diesen älteren Faltenbau im Lias am Röhnberg bzw. im Apfelstädt-Graben und am Großen Seeberg noch ungenügend sind, sollen hier zwei Möglichkeiten diskutiert werden, die zur Bildung dieser älteren Falten geführt haben könnten.

Im Bereich der Erfurter Störungszone wurde nachgewiesen, daß die ausstreichende Aufpressungszone Haarberg-Hahnberg-Großer- und Kleiner Herrenberg und die lokal vorkommenden Abscherfalten (Spitzfalten) im Vorland der Störung einem genetischen Vorgang zuzuordnen sind (KRAUSE & KATZUNG 1998). Somit könnten die im Schurf aufgeschlossenen Falten des Lias  $\gamma$  entweder dem weitspannigen Faltenbau der Thüringer Mulde zuzuordnen sein, oder sie stehen in Zusammenhang mit der Anlage der Muschelkalk-Aufpressung im Abschnitt Gotha-Arnstadt innerhalb der Hainich-Saalfelder Störungszone.

Durch Massentnahmen zum Ausbau der BAB 4 waren in den Jahren 1993 - 96 an der NE-Flanke der Struktur Gossel-Reinsfeld (Abschnitt Ohrdruffer Höhe) zwischen Wechmar und Mühlberg - 4 km südwestlich des hier beschriebenen Schurfprofils - die Ceratiten-Schichten im Bereich evolutus-spinosus-Zone, cycloides-Bank, sublaevigatus-nodosus-semipartitus-Zone aufgeschlossen. In dem nicht rückverfüllten Aufschluß südwestlich von Mühlberg wurden an der NE-Böschung NE-vergente Sättel mit flach (ca. 10 - 15°) nach Nordwesten abtauchenden Achsen aufgenommen, die einen Abstand von 20 - 30 m aufweisen. Bemerkenswert ist die NE-vergente Kleinaufschubung im Bereich der cycloides-Bank, mit einem Verschiebungsbetrag von 3 - 4 m am Zugang des Tagebaus. Zusammen mit den zwischenliegenden weitspannigen, flachen Mulden bilden diese Sättel einen durch Disharmonie ge-

kennzeichneten Girlandenfaltenverband. Der Faltenpiegel dieses stets auf den Bereich spinosus-prenodosus-Zone beschränkten Faltenhorizonts fällt zusammen mit der Hauptmuschelkalk-Folge des Gewölbes gleichförmig mit ca. 30 - 40 ° nach NE ein. Er wurde zusammen mit dem Gewölbebau angelegt.

Die weitspannige disharmonische Biegegleitfaltung der Thüringer Mulde könnte somit auch die jurassischen Sedimente am Röhnberg erfaßt haben, bevor diese bruchtektonisch versenkt wurden.

Obwohl im Abschnitt Röhnberg-Schmallhügel keine übertägigen Anzeichen einer Aufpressung der Anhydrit-Folge vorliegen, bilden die aus Gips-, Steinmergel- und Rhätkeuper aufgebauten Hochschollen einen den Lias-Halbgraben im Nordosten markierenden Horst. Das Lias-Vorkommen südlich der Kirche von Wandersleben<sup>9)</sup> deutet als Tief-scholle auf die extensive Zerlegung einer Aufpressung hin. Strukturen sind aus diesem Horst aus Mittlerem und Oberem Keuper aufschlußbedingt bisher nicht bekannt.

Eine ähnliche tektonische Situation liegt am Großen Seeberg vor, wo die Muschelkalk-Aufpressung am Maikopf das Rhät-Lias-Vorkommen mit den Werksteinbrüchen "Günthersleber Bruch" und "Kammerbruch" im Nordosten von den Letten-, Gipskeuper- und Lias-Schollen (nicht Rhät!<sup>10)</sup>) im Südwesten trennt. Im Prallhang-Profil der Apfelstädt könnte der ältere, von überpreßten Abschiebungen verworfene Faltenbau ebenfalls einer ursprünglichen Aufpressung zugeordnet werden.

FAHLBUSCH (1955) bildet in der Skizze zum Geologischen Naturdenkmal "Schottergrube" bei Haarhausen (Wachsenburg-Graben der Hainich-Saalfelder Störungszone) engspannig gefaltete Muschelkalk-Lettenkeuper-Sedimente ab, die von undeformierten Abschiebungen (irrtümlich als Aufschiebungen dargestellt) begrenzt werden. Eine Revision des derzeit noch zugängigen Aufschlußteils ergab weitere, das Strukturbild wesentlich ergänzende Kleinstrukturen, die auch hier gegen das Modell der Überpressung einer Horststruktur sprechen.

Der Vergleich zeigt, daß durch den Faltenbau im Lias  $\gamma$  möglicherweise auch liassische Sedimente

am Aufbau der (zusammengebrochenen) Aufpressungszone im Abschnitt Röhnberg-Schmallhügel beteiligt waren. In diesen Faltungsprozeß ließe sich u.a. die von WAGENBRETH (1961) postulierte Variante B integrieren, d. h., die Erhaltung liassischer Sedimente in der Hainich-Saalfelder Störungszone könnte mit auf eine faltungsbedingte Versenkung (Muldenbildung) vor der Extensionstektonik zurückgeführt werden.

Unabhängig davon belegen diese älteren Falten im Lias eine Biegegleitfaltung im mittleren Struktur-niveau, deren Ablauf entsprechend den p-T-Bedingungen eine Überlagerung von mächtigen postliassischen Sedimenten voraussetzt. Es muß daher zumindest der gesamte Dogger in diesem Teil der Thüringischen Senke abgelagert worden sein. Die Bildung der Mitteldeutschen Landbrücke dürfte demnach nicht nur durch epirogenetische Bewegungen zu deuten sein, sondern auch unter einer salinartektonisch beeinflussten Faltung stattgefunden haben (jungkimmerische Faltung - BUBNOFF 1955). Diese Faltung führte in Thüringen zur Heraushebung und zu einer weitflächigen Erosion mittelmesozoischer Sedimente, die erst von den beiden Untercenoman-Transgressionen (TRÖGER & SCHUBERT 1993) kurzzeitig unterbrochen war (diskordante Auflagerung von Oberkreide auf verstellter Anhydrit-Folge des Muschelkalks bzw. Unterem und Mittlerem Keupers im Worbiser und Holunger Graben des Ohmgebirges (LANGBEIN & SEIDEL 1960).

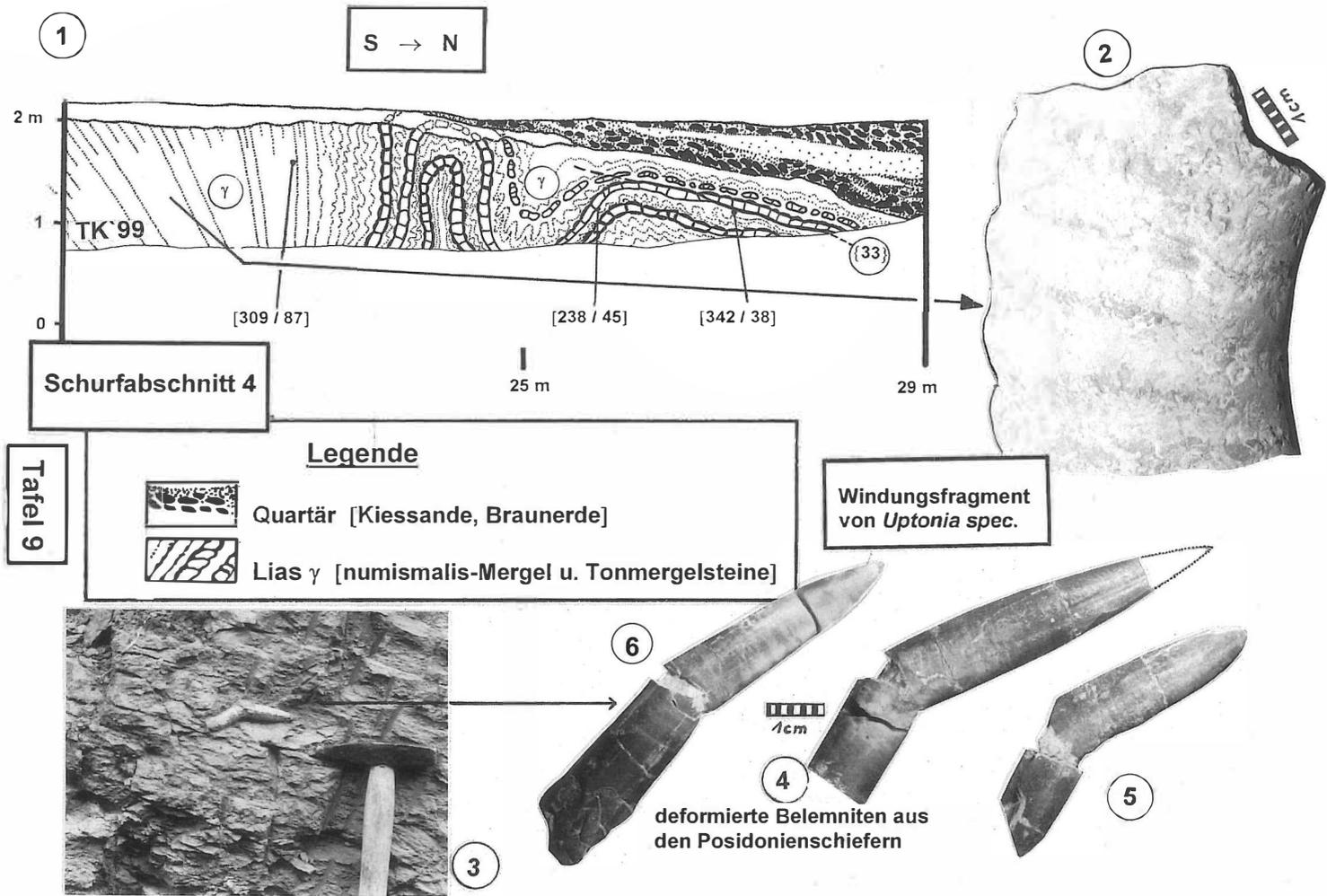
TRÖGER & SCHUBERT (1993) bilden in einer Skizze (S. 410, Abb. 4) ohne strukturelle Wertung die in einem Leitungsgraben zwischen Weißenborn und Bischofferode im nördlichen Holunger Graben aufgeschlossene diskordante Auflagerung von Oberkreide-Sedimenten auf gefaltetem Mittlerem Muschelkalk ab. Diese Diskordanz über gefalteter Anhydrit-Folge ist nochmals gefaltet, d.h., der Mittlere Muschelkalk unterlag einer weiteren postcenomanischen "Faltenfaltung". Es ist zu vermuten, daß der ältere Faltenbau in der Anhydrit-Folge möglicherweise mit der von KÄSTNER (1997) in der Grabenzone des Ohmgebirges nachgewiesenen Salinartektonik des Zechsteins in Zusammenhang steht.

9) Im Jahre 1993 wurden im Aushub eines Leitungsgrabens verwitterte Tone und Kalke mit Fossilien des Carix unter den Mittelterrassenschottern gefunden. Lagerungsverhältnisse und Größe dieses Lias-Vorkommens sind unbekannt.

10) Auf Blatt Gotha ist südwestlich der Aufpressung ein Vorkommen von Mittlerem und Oberem Keuper eingezeichnet. Tatsächlich handelt es sich jedoch um biostratigraphisch zweifelsfrei belegte Sedimente des Hettang: Cardinien- und Angulatensandsteine treten zusammen mit roten, von terrigener Sedimentation beeinflussten Tonsteinen von der Grenze Hettang/Sinemur auf.

## 2.) Extension mit stufenweiser Anlage von Kleingräben im Aufschlußzentrum, verbunden mit lokalen Pressungen als Folge von en-bloc-Verstellungen (Taf. 10, Stadien A und B);

Mit der Anlage der Hauptabschiebung {32} begann die extensive Zerlegung der Lias-Dogger-Abfolge (Stadium A). Die Abschiebungen formierten





sich zu X- und Y-Strukturen, die sich im wesentlichen auf die rigide deformierbaren Posidonienschiefer beschränken. Es wird vermutet, daß sich die dominierenden Abschiebungen tiefenwärts mit der Hauptabschiebung {32} verbinden bzw. analog zur Situation im jurese-Tonmergel/opalinus-Ton im unterlagernden Pliensbach (Amaltheenschichten) an den später überpreßten Flexuren ausklingen.

Im Stadium A entstanden der (Halb-)Graben (1) sowie die Kleingräben (2) und (3). Die fortgesetzte Extension führte durch die en-bloc-Verstellung zur Anlage des mit jurese-Tonmergels gefüllten Grabens (4) im Aufschlußzentrum. Infolge der diskontinuierlichen Deformation wurde der Horst zwischen diesen beiden Kleingräben durch engständige Abschiebungen zerlegt, die so eine jüngere Staffelbruch-Generation begrenzen (Stadium B). Nach Nordwesten (Streichrichtung) nimmt die Ausstrichbreite der aus Lias  $\zeta_{2,3}$ -Sedimente bestehenden Grabenfüllung zu (KRAUSE 1992). Die entgegengesetzt gerichtete en-bloc-Verstellung der beiden Kleingräben, insbesondere die während der Rotation angelegten schichtparallelen Abschiebungen im Südteil des Kleingrabens (3), führten zu einem vermutlich bivergenten Stauchfaltenbau der jurese-Tonmergel im Graben (4). Bemerkenswert ist die Anlage einer schichtparallelen Abschiebung {16} an der bereits verstellten Posidonienschiefer-Scholle. Durch gravitatives Gleiten wurde dabei die angrenzende Grabenfüllung gestaucht.

Auch die Stauchfalten in dem nördlichen, aus jurese-Tonmergel und opalinus-Ton aufgebauten Kleingraben (5) dürften bereits mit der en-bloc-Verstellung der Posidonienschiefer angelegt worden sein, die die nachfolgenden SW-NE-gerichtete Überpressung überprägte.

### 3.) SW-NE orientierte Überpressung bei Ausbildung von NE-vergenten Strukturen (Stadium C)

Bei den kompressiv angelegten Elementen des Böschungsprofils dominieren NE-vergente Strukturen, die sich von der Kompressionstektonik der en-bloc-Verstellung abgrenzen lassen und eine SW-NE gerichtete Einengung belegen. Zu diesen überpressungsbedingten Strukturen gehören vor allem Kleingefüge der kompetenten Posidonienschiefer-Abfolge, deren Anlage gegenüber der gravitativen

Kippschollenbewegung einen höheren Strain erfordern:

- I. die überpreßte Flexur (Monoklinale) im Schurfabschnitt 1;
- II. die flachwelligen Falten im (Halb-)Graben (1) und die hier einsetzenden schichtparallelen Abscherungen, welche den im Norden angrenzenden Posidonienschiefer-Horst in einen söhligen lagernden Schollenstapel überführte (Schurfabschnitt 1);
- III. die NE-vergenten Falten in den Gräben (4) und (5) in den Schurfabschnitten 2 und 3;
- IV. das Imbrikationsgefüge im dispansum-Kalk im Schurfabschnitt 2;
- V. die subhorizontalen S-N gerichteten Bewegungsflächen {19} und {20} im Schurfabschnitt 2;
- VI. die invertierte Abschiebung {29} und damit rotationsbedingte Veränderung der ursprünglichen Hangend-Liegend-Situation an der Bewegungsfläche im Schurfabschnitt 3.

Die Überpressung erfaßte alle bis zu diesem Zeitpunkt entstandenen Abschiebungsflächen. Merkmale sind Kataklyse-Zonen, insbesondere an der zwischen opalinus-Ton und numismalis-Mergel gelegenen Hauptabschiebung {32}, lokale Styolithen-Bildung sowie Rekristallisationserscheinungen/Sparitisierung von Fasercalcit der Riedelscherflächen.

### 4.) Jüngere Ausweitung, Anlage undeformierter Klüfte (Taf. 7, Bild 1 u. Taf. 8, Bild 1)

Zu den postkompressiv angelegten Ausweitungsformen zählen die teilweise mit trigonal-skalenoedrischem Calcit gefüllten Drusen der Klüfte sowie die mit spätigem Calcit belegten Nord-Südstreichenden Klüfte. Die Abschiebung {22} hat die im Stadium C entstandenen schichtparallelen Bewegungsflächen {19} und {20} verworfen. Nach der Überpressung angelegte Weitungsformen sind im Lias-(Dogger)-Graben durch diese Abschiebung zumindest lokal belegt.

### 4. Diskussion

Bei der Untersuchung des Arnstädter Grabens (Hainich-Saalfelder Störungszone) vermutet bereits VORTHMANN (1933), daß Einengungstektonik die jungkimmerische Deformation einleitet. LOTZE (1950) und NIENHAUS (1950) beweisen mit der Tektonik des Osnings (Niedersachsen), daß herzynisch

streichende Pressungsstrukturen der Grabenbildung vorausging. WEGENER (1955) führt die Entstehung des Hainichs auf eine ältere, SW-NE orientierte Einengung zurück, die Anlage des "Gothaer Grabens" in der Hainich-Saalfelder Störungszone und dessen Überpressung erfolgten nach seiner Auffassung später.

Am Beispiel des Göttinger Leinetal-Grabens stellt WUNDERLICH (1957) die kinematisch-genetische Wechselbeziehung zwischen dem Auftreten von Einengung- und Ausweitung aus einer Vielzahl historischer Aufsätze unter der Thematik "Zerrung und Pressung als saxonisches Problem" dar.

Unter den vier Möglichkeiten

1. Zerrungs- und Pressungsformen sind zu verschiedenen Zeiten entstanden;
2. Zerrungs- und Pressungsformen treten räumlich getrennt auf;
3. Zerrung- und Pressungsformen entstehen gleichzeitig, aber mit unterschiedlicher Streichrichtung;
4. Zerrungs- und Pressungsformen werden auf einen gemeinsamen ursächlichen Bewegungsablauf zurückgeführt hebt er bei letzterer vor allem
  - a) die Auswirkung eines primär horizontalen Bewegungsablaufes (unter Beteiligung von Salinarlagern) neben
  - b) primär vertikalen Bewegungsabläufen besonders hervor.

SEIDEL (1965) sieht in der Entstehung der älteren erzgebirgischen und jüngeren herzynischen Sättel und Mulden zwei selbständige tektonische Vorgänge. FRANZKE (1997) führt die flachen und weitspannigen Mulden und Sättel, die sich fiederförmig an die Finne- und Remdaer Störungszone anlagern, auf NW-SE streichende, durch dextrale Scherung entstandene Störungen zurück. Diese Phase begleiten Ausweitungsformen im postsalinaren Deckgebirge, die von einer intensiven Kompression oberkretazischen ("subherzynisch-laramischen") Alters überprägt wurden. Die Entstehung des Strukturbildes im Lias-(Dogger)-Halbgraben am Röhnberg wurde bisher auf reine Extension unter der Ausbildung kippshollenbedingter Stauchfalten zurückgeführt (ERNST 1992). Mit der kleintektonischen Untersuchung im Oberen Lias/tiefsten Dogger am Röhnberg und dem Vergleich von Falten und Aufschiebungen in der Aufpressungszone des Abschnitts Gotha-Arnstadt wird bestätigt, daß eine ältere Einengung der SW-NE orientierten Extension vorausging und daß Kleinfalten u.a. auch auf Kippshollenbewegungen zurückzuführen sind. Der bislang bekannte kinematisch-genetische Deformationsablaufes im Lias-(Dogger)-Halbgraben am NE-

Abhang des Röhnberges ist um die im Schurfgraben erkannte präextensive Faltung und postextensive SW-NE gerichtete Überpressung zu erweitern.

Die jungkimmerischen Deformation begann demnach mit der mehr oder weniger kontinuierlich abgelaufenen und von der SW-NE orientierten Extension unterbrochenen Einengung der Lias-Dogger-Sedimente, so daß bei den im Schurf vorliegenden Falten genetisch zwischen präextensiv-(?)-aufpressungsbedingten, kippsholleninduzierten und überpressungsgeschienten Falten differenziert werden muß. Bei der Anlage dieser Biegegleitfalten gilt stets das Gesetz von der Erhaltung der Schichtlänge und des Volumens. Auf der Grundlage dieser GOGUEL'schen Regel sollen abschließend offene Fragen zu den Biegegleitfalten im Lias-(Dogger)-Halbgraben des Röhnberges diskutiert werden.

Der Faltenbau im Lias  $\gamma$  steht für einen älteren disharmonischen Biegegleitfaltenbau, dem genetisch zumindest die beobachteten Spitzfalten im weitspannigen Faltenbau der Thüringer Mulde einschließlich der halotektonisch geschienten Aufpressungen in den Störungszone gleichzusetzen sind. Neben den Viskositätskontrasten (Kompetenzverhalten) des mesozoischen Tafeldeckgebirges sind am Aufbau der Aufpressungszone Kalkberg-Lengel-Kleiner Seeberg in der Hainich-Saalfelder Störungszone die heute in Oberflächennähe liegenden Pelit-Salinar-Wechselfolgen des Rötés (Wellenkalk-Aufpressung am Weinberg bei Haarhausen) sowie die austreichenden Dolomitmergel-Gips-Salinar-Wechselfolge der Anhydrit-Folge beteiligt. Das in diesem Gebiet mächtige Salinar des Zechsteins (500 m Werra-Folge) dürfte halotektonisch am Aufbau der Störungszone beteiligt sein, obwohl keine übertägigen Hinweise dafür vorliegen. Die Entwicklung der NE-vergenten Falten und Aufschiebungen in der Aufpressungszone, die mit schichtparallelen Abscherungen, Biegegleit- und Fließfaltung als auch Salinar-Akkumulationen (teilweise an Stapelungstektonik bzw. Schuppenbau, gebunden) einhergingen, scheinen sich nach der GOGUEL'schen Regel mit einem Volumendefizit im südwestlichen Vorland dieser Aufpressungszone zu verbinden. Neben den weitungsbedingten Scheitelinbrüchen dieser Aufpressungen (vgl. KRAUSE & KATZUNG 1998) wurde dieser Differenzbetrag mit der Anlage rückwärtig angelegter (Halb-) Gräben wieder ausgeglichen.

Unabhängig von den Bewegungen im Grundgebirge können die bisher dem "Älteren Weitungsstadium" zugeordneten herzynischen Grabenbildungen (MARTINI 1940) auch auf großräumige Einengungseffekte zurückgeführt werden und benötigen - wie bereits FRANZKE (1997) vermutet - keine regionaltektonischen Impulse für eine Weitung. Jüngere Überpressungsimpulse lassen sich mit der Rupturierung der älteren Bewegungsflächen nachweisen, haben aber durch die geringere Spannung und die geringfügigen Versetzungsbeträge nicht zu einem derartig engspannigen Biegegleitfaltenbau im Bereich der kompetenten Gesteinsabfolgen (Muschelkalk-Lettenkeuper-Karbonate) geführt.

Auch bei der kippschollenbedingten Einengung bzw. der orientierten Überpressung der Grabenfüllungen gilt die GOGUEL'sche Regel. Die Überpressung äußert sich in der vom Grabenzentrum ausgehenden Faltung (stärkste Einengung), dem Ausbau

älterer, zur Abschiebung gehörender Schlepptalflächen sowie in der Kataklase der Harnischflächen. Eine merkliche Reduzierung der Grabenbreite erfolgt vor allem bei einem enormen Kompetenzkontrast (hier i. S. einer vertikalen Disharmonie) zwischen plastischer, gut faltbarer Grabenfüllung (jurense-Tonmergel/opalinus-Ton) und angrenzenden rigiddeformierbaren Hochschollen (Posidonienschiefer/numismalis-Mergel). Beobachtungen an keilförmigen Grabenfüllungen zeigen, daß das Grabentiefste fast stets stärker überpreßt vorliegt als der obere Teil des Grabens: Spitz- und Knickfalten werden nach oben zunehmend von flachwelligen Verbiegungen abgelöst. Die Beziehung zwischen horizontal erfolgter Einengung und vertikaler Hochlängung der Schichten bestätigt diesen proportionalen Sachverhalt rechnerisch.

Wenn das Zechstein-Salinar tatsächlich an der Entwicklung der Aufpressungszonen beteiligt war,

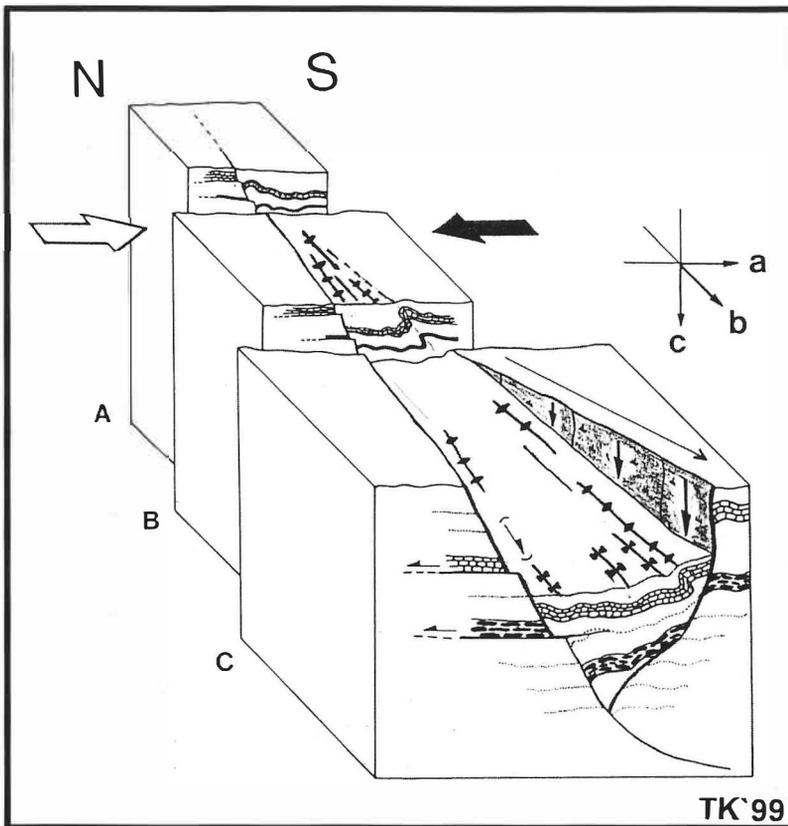


Abb. 2: Modellskizze einer überpreßten Grabenfüllung, Lage und Verteilung der dabei entstandenen Falten am Beispiel der Posidonienschiefer im Graben (1)

muß eine Rampe im Untergrund vorgelegen haben, an der es zur Auffaltung gekommen ist. Diese kann extensiv oder aber durch Aufschiebung angelegt worden sein. Ähnliches gilt ebenso für die mesozoischen Salinar-Lager. Dieser Sachverhalt ist jedoch nur auf dem Großen Seeberg zu beobachten, wo der flachwellig gefaltete, steil nach Südwesten einfallende Rhätkeuper-Sandstein das tektonische Widerlager der aus Mittlerem Muschelkalk bestehenden Aufpressung "Maikopf" bilden könnte. Wenn die Faltenverbände der aus Mittlerem Muschelkalk bestehenden Horste durch Überpressung entstanden sind, so müssen die angrenzenden (Mittel-)Keuper-Mulden im Zentrum, unabhängig von einer bevorzugten schichtparallelen Abscherungen in Pelit-(Salinar)-Horizonten, deutlich stärkere Faltungsbeanspruchungen ("parasitäre" bzw. "adventive" Kleinsättel) aufweisen. Die im Faltenbau der Aufpressungszonen fixierten Einengungsbeträge setzen wesentlich breitere Horst-Strukturen voraus. Bereits FAHLBUSCH (1955) vermutet, daß dieser "Zusammenschub" nicht im heutigen Niveau der Aufpressung stattfand. Somit gilt eine Entwicklung der Aufpressungszonen durch die Überpressung schmaler Horst-Strukturen als unwahrscheinlich.

Schmale Grabenfüllungen bzw. spitz zulaufende Leistenschollen sind häufig stärker von der Überpressung betroffen als breite Schollen bzw. Schollenabschnitte dergleichen lithostratigraphischen Zusammensetzung (vgl. **Abb. 2**). Besonders Tone reagieren dabei leicht auf geringste Unterschiede in der Kompressionsbeanspruchung und sind bis in Oberflächennähe deformierbar (vgl. Glazialtektonik). Sprödefomierbare Gesteine tendieren dagegen bei gleicher Tiefenlage bzw. bei Tiefenabnahme (p-T-Reduzierung) weniger empfindlich und mit Kataklase.

Problematisch ist der Nachweis einer "Faltenfaltung". Es wird vermutet, daß der kippscholleninduzierte Faltenbau allmählich von der SW-NE gerichteten Einengung erfaßt und teilweise überprägt wurde. Die anstehenden plastischen Amaltheen-Schichten (Lias  $\delta$ ) im Liegenden der Posidonienschiefer erscheinen für die Anlage einer schichtparallelen Abscherfläche geradezu prädestiniert. Während die Überprägung von Flexuren zu Monoklinalfalten im Aufschlußabschnitt I nachvollziehbar ist, gelang es nicht, eine "Faltenfaltung" mit Hilfe der Raumlagen der kippscholleninduzierten und überpressungsbe-

dingten Faltenachsen im jurese-Tonmergel zu belegen. Die kippscholleninduzierten Falten und necking-Strukturen erfuhr durch die Überpressung Auslöschungen bzw. Verstärkung (u.a. teilweiser Rückbau der kippscholleninduzierten Bivergenz im Graben (3)). Die hohe Streuung der Achsen im herzynischen Streichen und deren kurzes Aushalten im Tauchen erlauben es nicht, Unterschiede in der Raumlage der beiden Faltengenerationen festzustellen. Die ungleiche Verteilung der Kräfte eines horizontalen Spannungsfeldes im inkompetenten Material bei einer rigiden Umgebung verursachte wahrscheinlich schon bei der Kippschollenbewegung eine beträchtliche Streuung der Faltenachsen, ähnlich wie es im Bereich von Deckenstirnen zu beobachten ist. Der gegenüber der kippschollenbedingten Einengung sehr wahrscheinlich höhere, orientierte Überpressungsstrain dürfte überdies das primär weniger geregelte Gefüge weitgehend überformt haben. Einzelaufschlüsse von der Dimension des untersuchten Schurfgrabens sind daher erst in größerer Anzahl für regionalstrukturelle Aussagen zur Raumlage von Falten geeignet.

## Literatur

- BISEWSKI, L. (1955): Zur saxonischen Tektonik im südlichen Thüringer Becken (Raum der Remdaer Störungzone). - Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Naturwiss. 1953, 3: 31-62; Berlin.
- BUBNOFF, S. v. (1955): Der geotektonische Charakter Thüringens. - Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Naturwiss. 1953, 3: 5-17; Berlin.
- DOLEZALEK, B. (1955): Die Finnestörung bei Bad Sulza, Eckartsberga und Rastenberg. - Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Naturwiss. 1953, 3: 139-173; Berlin.
- EISBACHER, G. (1996): Einführung in die Tektonik. - 2. Aufl., 374 S., Stuttgart (Enke).
- ERNST, W. (1970): Der Lias am NE-Abhang des Röhnbergrückens (südöstlich von Gotha). - Geologie, 19: 405-411; Berlin.
- (1985): Zur Geschichte der Erforschung des Rät und Lias Thüringens (mit einer Bibliographie). - Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R., 34: 57-63; Greifswald.
- (1986): Neue Ergebnisse zur Fazies, Ammoniten-Fauna, Biostratigraphie und Paläogeographie des thüringischen Lias. - Hall. Jb. Geowiss., 11: 15-28; Gotha.
- (1992): Zur Geologie des Röhnberg-Rückens (Kreis Gotha). - Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 11: 96-109; Mühlhausen.
- (1993): Fazies und paläogeographische Stellung des thüringischen Lias. - Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 12: 4-13; Mühlhausen.
- (1994): Über den Rhät/Lias-Graben am Apfelstädt-Fluß zwischen Wechmar und Wanderleben (Kreis Gotha). - Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 13: 46-59; Mühlhausen.

- FAHLBUSCH, K. (1955): Die Saalfeld-Gotha-Eichenberger Störungszone im Raume Arnstadt.- Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Naturwiss. 1953, 3: 63-94; Berlin.
- FRANZKE, H. J. (1997): Die bruchhafte Tektonik des Thüringer Beckens (V).- Vorträge u. Poster zur 194. Hauptversam. der DGG, 46-47, Jena.
- FRANZKE, H. J., HEISE, G. & H. RAUCHE (1986): Analyse der strukturellen Entwicklung der Finne-Störung und der Naumburger Mulde.- Hall. Jb. Geowiss., 11: 77-94; Halle.
- FRANZKE, H. J. & F. SCHIEMENZ (1980): Die Bruchkinematik des Floßberg- Stechberg-Gangsystems bei Ilmenau im Thüringer Wald.- Z. angew. Geol., 26 (11): 547-554; Berlin.
- FRANZKE, H. J. & A. SCHUBERT (1987): Die Erfurter Störungszone im Gebiet des Großen Herrenberges am südöstlichen Stadtrand von Erfurt.- Z. geol. Wiss., 15: 437-455; Berlin.
- GEYER, O. F. & M. P. GWINNER (1986): Geologie von Baden-Württemberg.- 4. Aufl., 482 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GRUMBIT, E. (1960): Der Nordostrand des Thüringer Waldes zwischen Ruhlaer Kristallin und Schwarzburger Sattel.- Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. Biol., 1959, 3: 1-76; Berlin.
- (1964): Zur Tektonik des Schlotheim-Tennstedter Gewölbes im nordwestlichen Thüringer Becken.- Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. Biol., 1964, 2: 205-219; Berlin.
- JUNGWIRTH, J. & P. PUFF (1963): Zur saxonischen Tektonik am Südrand des Thüringer Beckens.- Geologie, 12: 47-66; Berlin.
- KÄSTNER, H. (1997): Neuere Beobachtungen zur Tektonik der Ohmgebirgsstörungszone.- Geowiss. Mitt. v. Thüringen, 5: 133-148; Weimar.
- KATZUNG, G. & G. EHMKE, (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland. Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung.- 139 S., Köln (Loga).
- KRAUSE, T. (1993): Bericht über eine Grabung im Oberen Lias am Nordost-Abhang des Röhnberges bei Wandersleben (Thüringen).- Abh. Ber. Mus. Nat. Gotha, 17: 15-22; Gotha.
- (1999): Das "Belemniten-Schlachtfeld" aus dem Oberen Lias vom Röhnberg bei Wandersleben (Thüringer Mulde). - Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 18: 49-56; Erfurt.
- KRAUSE, T. & G. KATZUNG (1997): Kompressionsformen in der Erfurter Störungszone bei Erfurt-Windischholzhäusen.- Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 16: 184-196; Wechmar.
- (1998): Die Struktur der Erfurter Störungszone im Abschnitt Erfurt (Haarberg)-Klettbach (Thüringer Mulde). - Veröff. Naturkundemus. Erfurt, 17: 211-234; Wechmar.
- LANGBEIN, R. & G. SEIDEL (1960): Zur Geologie im Gebiet des Holunger Grabens (Ohmgebirgsgrabenzone).- Geologie, 9: 36-57; Berlin.
- LOTZE, F. (1931): Über einige Faltungsprobleme.- Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. IV, 1 (8): 17-32; Berlin.
- MARTINI, H.-J. (1940): Saxonische Zerrungs- und Pressungsformen im Thüringer Becken.- Geotekt. Forsch., 5: 124-134; Berlin.
- MATTAUER, M. (1993): Strukturgeologie.- 1. Aufl., 353 S., Stuttgart (Enke).
- MICHAEL, P. (1936): Die Erfurter-Tonndorfer Störungszone.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., 56: 72-85; Berlin.
- PATZELT, G. (1992): Ein tektonisch interessanter Aufschluß bei Hildebrandshausen / Kreis Mühlhausen.- Mühlh. Beiträge Gesch., Kulturgesch., Nat. u. Umw., 15: 9-18; Mühlhausen.
- (1995): Tektonische Beobachtungen im Kalksteinbruch Schliemenköpfchen bei Nazza (Wartburgkreis), am SW-Fuß des Hainich.- Beitr. Geol. Thüringen, N.F., 2: 53-63; Jena.
- SEIFERT, H. (1940): Beobachtungen über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse des Lias bei Eisenach.- Beitr. Geol. Thüringen, 5 (4): 229-236; Jena.
- SEIDEL, G. (1955): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens.- Geologie, Beih. 50: 1-115; Berlin.
- SELLWOOD, B.W. (1992): Der Jura.- In: MCKERROW (Ed.), Ökologie der Fossilien, Stuttgart (Franckh-Kosmos).
- TESCHKE, H.-J. (1957): Zur Tektonik des Leuchtenburg-Grabens (Thüringer Becken).- Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol. Biol., 1955, 10: 5-47; Berlin.
- TRÖGER, K.-A. & J. SCHUBERT (1993): Bemerkungen zur Ausbildung und Biostratigraphie des Oberkreide-Profiles im nördlichen Teil des Holunger Grabens (Thüringer Becken).- Z. geol. Wiss., 21 (3/4): 403-415; Berlin.
- VORTHMANN, PH. (1933): Die Eichenberg-Saalfelder Störungszone von Paulinzella bis zur Wachsenburg.- Beitr. Geol. Thüringen, 3: 9-32; Jena.
- WAGENBRETH, O. (1961): Thüringer Jura und subherzyne Kreide. - Geologie, 10 (1): 3-8; Berlin.
- WEBER, H. & P. KUBALD (1952): Geologie der Autobahn auf den Meßtsichblättern Eisenach-Ost und Eisenach-West.- Hall. Jb. Mitt. Erdgesch., 1 (3): 109-123; Halle.
- WEGENER, H. (1955): Zum tektonischen Bau des Hainich-Abschnittes innerhalb des Gothaer Grabens.- Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. Naturwiss. 1953, 3: 95-134; Berlin.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Tektogenese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen.- Geol. Rdsch., 46 (2): 372-413; Stuttgart.

### **Anschrift der Verfasser:**

Dipl.-Geol. Torsten Krause &  
 Prof. Dr. Gerhard Katzung  
 Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald  
 Institut für Geologische Wissenschaften  
 Jahnstraße 17A  
 17489 Greifswald

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Naturkundemuseums Erfurt \(in Folge VERNATE\)](#)

Jahr/Year: 1999

Band/Volume: [18](#)

Autor(en)/Author(s): Katzung Gerhard, Krause Torsten

Artikel/Article: [Die Kleintektonik im Lias am NE-Abhang des Röhnberges bei Wandersieben \(Hainich-Saalfelder Störungszone\) 21-48](#)