

## **Das Präperm der übertiefen Forschungsbohrung Parchim 1/68**

WTI (Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Instituts),

**29:** 1-47, Berlin 1988<sup>1)</sup>

(siehe: [www.regionalgeologie-ost.de](http://www.regionalgeologie-ost.de))

### Zusammenfassung

Die im Zentralteil des Ostelbischen Massivs niedergebrachte Forschungsbohrung Parchim 1/68 schloss unter 170 m Känozoikum, 1898 m Mesozoikum, 2625 m halokinetisch beeinflusstem Zechstein sowie 1795 m Rotliegendem bis zur Endteufe von 7030 m eine ca. 500 m mächtige Wechsellagerung von Tonsteinen, Siltsteinen und Sandsteinen auf, die entsprechend der in ihr nachgewiesenen Goniatitenfauna in das Namurium B (Mittleres Marsdenium bis Unteres Kinderscoutium, R2b – R1a) einzustufen ist. Auf lithostratigraphischer Grundlage kann eine Gliederung in 5 Einheiten durchgeführt werden. Faziell sind küstennahe aquatische Sedimentationsbedingungen mit einem mehrfachen Wechsel von flachmarinen und fluviatilen bis lagunären Verhältnissen belegt (marine Horizonte, Horizonte mit Brackwasserfaunen, Wurzelböden bzw. durchwurzelte Sedimente, millimetermächtige Kohleschmitzen). Die tektonische Beanspruchung ist im Allgemeinen gering. Der hohe Verfestigungsgrad der Sedimente, die Quarzblastese in den Sandsteinen, die das Anthrazitstadium erreichende Inkohlung, die erhöhte Illitkristallinität und andere Kriterien sind weniger auf orogenetische Beeinflussung (variszische Faltung) als vielmehr auf den durch die tiefe Versenkung wirksam gewordenen Überlagerungsdruck zurückzuführen. Mit dem Nachweis von Namur im Zentralabschnitt der Nordostdeutschen Senke ist ein weiterer Hinweis auf eine durchgehende Verbindung zwischen den west- und osteuropäischen Karbonvorkommen gegeben. Das im Bereich des Ostelbischen Massivs vermutete Abtragsgebiet, von dem ein Teil des Sedimentmaterials des westfälischen und hessischen Oberkarbons hergeleitet wurde, existierte zumindest für den Zeitraum des Namur B nicht. Nach den Mächtigkeitsverhältnissen, der lithologischen Entwicklung sowie der Faunen- und Florenführung bestehen im Gegenteil enge Beziehungen sowohl zu den Typusprofilen im Südwesten (Ruhrgebiet und nördlich angrenzender Raum) als auch zu den Namuraufschlüssen im Nordosten (küstennaher Festlandsbereich der DDR). Konkrete Hinweise dafür, dass das geophysikalisch definierte Ostelbische Massiv während des präpermischen Paläozoikums in seiner heutigen, durch gravimetrische und magnetische Isanomalenscharungen bestimmten Konfiguration ein altangelegtes Paläomassiv darstellte, liegen gegenwärtig noch nicht vor.

1) während der Wendezeit nicht mehr zur Auslieferung gelangt

## 1. Problemstellung

In der Erforschung der regionalgeologischen und tektonischen Verhältnisse des Präperms im Nordteil der DDR wurden in den letzten 10 Jahren bedeutende Fortschritte erzielt. Bohraufschlüsse, die einen Einblick in die lithofazielle Ausbildung und den strukturellen Bau der von mächtigen mesozoisch-jungpaläozoischem Deckgebirge überlagerten karbonischen, devonischen und vordevonischen Serien gewähren, lagen bisher allerdings nur aus Teilgebieten vor. Im Norden, auf den Inseln Rügen, Hiddensee und Usedom sowie im angrenzenden küstennahen Festlandsbereich, konnte ein mehrere Meter mächtiger Komplex devonisch-karbonischer Tafelformationen, teilweise diskordant unterlagert von kaledonisch gefaltetem Altpaläozoikum, nachgewiesen werden. Im Süden, im Raum Brandenburg-Altmark, bilden auf weite Erstreckung hin variszisch beanspruchte Folgen des Visé/Namur das Liegende des Perms. Zwischen diesen sowohl in Bezug auf die lithologisch-paläogeographische Entwicklung als auch hinsichtlich ihrer geotektonischen Stellung unterschiedlichen Einheiten sinkt die Oberfläche des Präperms bis auf Teufen von 6000-7000 m ab (Abb. 1). Da Bohrungen hier fehlten und auch die vorliegenden geophysikalischen Messergebnisse mehrdeutig sind, besitzen alle Darstellungen zur geologischen Situation im tieferen Untergrund dieses Raumes mehr oder weniger hypothetischen Charakter.

Eine zentrale Stellung innerhalb dieses noch weitgehend unerforschten Gebietes nimmt das „Ostelbische Massiv“ ein. Geophysikalisch wird dieser Bereich durch starke magnetische und gravimetrische Anomalien charakterisiert. Sie führten in den zwanziger Jahren, durch erste reflexionsseismischen Messungen scheinbar zusätzlich gestützt, zur Annahme einer regionalen Kristallinhochlage. Bohrtechnische Arbeiten, präzisierte geophysikalische Untersuchungen sowie regionalgeologische Überlegungen und Analogievergleiche zu den Nachbarräumen ließen jedoch bald erkennen, dass die dem Grundgebirge auflagernde Sedimentdecke sich nicht durch extrem geringe, sondern im Gegenteil durch sehr hohe Mächtigkeiten auszeichnet. Die seither entfachte Diskussion über die regionalgeologische und tektonische Bedeutung dieser durch NW-SE und NNE-SSW streichende Anomalienscharungen (bzw. den daraus postulierten Störungen) begrenzten Struktureinheit ist bis heute nicht beendet. Die stark divergierenden Anschauungen reichen von der Annahme eines langfristig wirkenden überregionalen Einflusses auf die gesamte paläogeographisch-paläotektonische Entwicklung im nördlichen Mitteleuropa bis zur völligen Negierung unmittelbarer Auswirkungen im oberkrustalen Bereich. Da selbst bei Anwendung modernster geophysikalischer Untersuchungsmethoden die geologische Interpretation — solange die stratigraphische Abfolge, ihr petrogeophysikalischer Aufbau und ihre tektonische Position nicht durch Faktenmaterial belegt ist — problematisch

bleibt, wurde zur Klärung der anstehenden offenen Fragen die übertiefe Forschungsbohrung Parchim 1/68 niedergebracht.

Als Bohransatzpunkt wurde der Südabschnitt der Teilscholle von Parchim im Zentralteil des Ostelbischen Massivs gewählt. Er liegt auf einer regionalen Hochlage des durch KMGW erfassten Refraktionshorizonts mit  $V_G$  ca. 6000 m/sec. sowie einer durch reflexionsseismische Messungen fixierten Hochlage des Z-Horizontes im Bereich des Salzkissens Marnitz. Die Bohrung erreichte mit einer Teufe von 7030 m seinerzeit (1971; Ende der Bohrarbeiten) einen europäischen Tiefenrekord.

Die detaillierte Bearbeitung der Bohrung sowie die komplexe Auswertung der dabei erzielten Ergebnisse wurde von einem größeren Kollektiv von Geologen, Mineralogen, Geochemikern und Geophysikern des Zentralen Geologischen Instituts Berlin, des Erdöl-Erdgas-Forschungsinstituts Gommern, des VEB Erdöl-Erdgas Grimmen und des VEB Geophysik Leipzig durchgeführt. Einzelergebnisse dieser Arbeiten sowohl aus dem Präperm als auch aus den jüngeren Horizonten werden zu einem späteren Zeitpunkt publiziert. Einen ersten Spezialbeitrag in dieser Richtung stellt der von D. WEYER im gleichen Band gegebene Bericht über die Makrofaunenführung des Namur dar.

## 2. Profilbeschreibung

### 2.1. Überblick über das Gesamtprofil

Die Forschungsbohrung Parchim 1/68 schloss als erste Bohrung im Bereich des Ostelbischen Massivs ein Standardprofil auf, das vom Känozoikum/Mesozoikum über Zechstein und Rotliegend bis in das Präperm reicht (Abb. 2). Damit war ein Richtschnitt geschaffen, der grundlegende Bedeutung nicht nur für die Charakterisierung der geologischen Verhältnisse im Bereich des Massivs selbst, sondern darüber hinaus auch für die Einschätzung der überregionalen Gesamtsituation im Zentralteil der Nordostdeutschen Senke besitzt.

Känozoikum und jüngeres Mesozoikum sind auf Grund der topnahen Position der Bohrung im Bereich der Salzkissenstruktur Marnitz stark reduziert. Unter 129 m quartären Sanden, Kiesen und Geschiebemergeln sowie 41 m tertiären (eozänen) Tonen folgt eine lediglich 7 m mächtige Wechsellagerung von jurassischen Ton-, Silt- und Feinsandsteinen, die nach mikropaläontologischen Befunden in das Hettang zu stellen sind. Vollständigere Entwicklung weist sieht man von einem störungsbedingten Ausfall der Solling-Folge und eines Teils der Hardeggen-Folge ab das Triasprofil auf. Sowohl Keuper (177-739 m) als auch Muschelkalk (739-1044 m) liegen in der für diesen Raum typischen Normalausbildung vor. Gleiches trifft für die beckenzentral abgelagerten, durch hohe Mächtigkeiten charakterisierte Buntsandstein-Abfolge (1044-2068 m) zu. In ihr treten, angezeigt durch Faziesdifferenzierungen und Mächtigkeitsschwankungen, neben Anzeichen echter tektonischer Aktivitäten erste Zeugen halokinetischer Bewegungen auf (Hebungstendenzen im Bereich

der Salzstruktur bzw. an Tiefenstörungen). Ebenfalls beckenzentrale Lage besitzt das Zechsteinprofil (2068-4693 m). Mächtige Salzlager im  $Z_2$ - $Z_5$  sowie geringe Mächtigkeiten der tonigen, karbonatischen und anhydritischen Folgen sind dafür kennzeichnend. Halokinetische Bewegungen führten zu starken Mächtigkeitsanschwellungen insbesondere des Staßfurt-Steinsalzes.

Analog den Verhältnissen in der Trias sowie im Zechstein zeigt auch das erstmals in diesem Raum erbohrte Saxon (4693-6003 m) beckeninterne Position. Ausdruck dafür sind die hohen Mächtigkeiten (mit 1310 m wurde ein Maximalwert für das sedimentäre Rotliegende im Nordteil der DDR erreicht), die salinar beeinflusste Ausbildung des 270 m mächtigen oberen Profilabschnitts sowie die im Vergleich zu den Nachbarräumen feinerklastische Ausbildung der Gesamtfolge. Das mit schwacher Winkeldiskordanz unterhalb der sandig-konglomeratischen Saxonbasis folgende Autun (6003-6488 m) ist parallelisiert man es mit den weiter südlich, im Raum der Altmark gelegenen Aufschlüssen nur relativ geringmächtig. Es gliedert sich in einen sedimentären oberen Teil (253 m) mit Ton- und Sandsteinen, untergeordnet auch Siltsteinen, Konglomeraten und vereinzelt Kalksteinlagen, sowie einen vulkanogenen unteren Teil (232 m) mit Rhyodaziten bis Rhyolithen, Tuffen und tuffogenen Sedimenten.

Wichtigster Zielhorizont der Forschungsbohrung Parchim 1/68 war das Präperm. Nach einer durch die unerwartet hohen Mächtigkeiten den Rotliegenden notwendig gewordenen Verteufung der Bohrung über die ursprünglich projektierte Endteufe hinaus wurde im Liegenden des vulkanogenen Autun in 6588 m eine Sandstein-Siltstein-Tonstein-Serie erbohrt, die nach biostratigraphischer Bestimmung der in ihr enthaltenen Goniatitenfauna in das Namur B einzustufen ist. In dieser Schichtenfolge wurde die Bohrung nach Erfüllung der geologischen Ziel- und Aufgabenstellung in einer Teufe von 7030 m eingestellt.

## 2.2 Zur lithologischen Ausbildung, Fossilführung und tektonischen Beanspruchung des Präperms

### 2.2.1. Lithologischer Profilaufbau

#### 2.2.1.1. Allgemeine Übersicht

Das Präperm der Bohrung Parchim 1/68 setzt sich lithologisch aus einer ca. 500 m mächtigen Wechsellagerung von Tonsteinen, Siltsteinen und Sandsteinen zusammen, in deren Hangabschnitt ein 23 m mächtiger Komplex intermediärer Mikroquarzdiorit- bis saurer Mikrogranodioritgänge eingeschaltet ist (Abb. 3)

Die Grenze zwischen Autun und Präperm wurde im Kern nicht erfasst. Der erste Kernmarsch des Präperm liegt ca. 70 m unterhalb des letzten Kernmarsches mit vulkanogenem Autun bzw. nahezu 60 m unterhalb der bohrlochgeophysikalisch fixierten Karbon/Perm-Grenze. Damit bleibt auch die Frage nach dem Vorhandensein einer Rotfärbungszone im Topbereich des Präperm ungeklärt. Aus der Untersuchung der Spülproben ließen sich in dieser Hinsicht keine eindeutigen Ergebnisse erzielen.

Den prozentual größten Anteil am Profilaufbau haben Tonstein-Siltstein-Folgen (35%) sowie Sandstein-Horizonte (30%). Tonstein/Siltstein/Sandstein- bzw. Siltstein-Sandstein-Wechselagerungen sind mit jeweils etwa 15% vertreten. Reine Tonstein- und Siltstein-Serien kommen mit jeweils ca. 10% vor.

Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke beträgt im Allgemeinen nur wenige Meter, die einheitlicher Tonstein- und Siltsteinlagen wenige Meter bis Dezimeter. Sandstein-Maximalmächtigkeiten (40 m) werden im unteren, die größten Mächtigkeiten geschlossener Tonsteinpakete (45 m) im oberen Profilabschnitt erreicht.

Eine durchgehende Gliederung des Profils in Zyklen und Rhythmen gelang nicht. In Einzelabschnitten konnten insbesondere auf der Grundlage mehr oder weniger kontinuierlicher Korngrößenänderungen asymmetrisch regressive sowie symmetrisch (untergeordnet auch asymmetrisch) progressive Zyklen mit Mächtigkeiten zwischen 1 und 6 Metern ausgehalten werden.

Nach der Verteilung der Hauptgesteinstypen ist eine Unterteilung der erbohrten Schichtenfolge in 5 Lithoeinheiten möglich (vgl. Abb. 3). Die oberste, über 65 m mächtige Einheit (Lithoeinheit 5) zeichnet sich durch vorherrschend tonige bis tonig-siltige Sedimente aus. Darunter folgt eine etwa 245 m mächtige Wechselfolge meist unvollständiger und in sich weiter gliederbarer Sandstein-Siltstein-Tonstein- bzw. Sandstein-Siltstein Rhythmen (Lithoeinheit 4). Sie wird von einem Siltstein-Tonstein-Komplex (ca. 80 m, Lithoeinheit 3) sowie einem nahezu 40 m mächtigen Sandsteinhorizont (Lithoeinheit 2) unterlagert. Die restlichen 70 m bis zur Endteufe (Lithoeinheit 1) deuten mit ihren Sandstein-Siltstein-Tonstein-Wechselagerungen wiederum auf Verhältnisse hin, die denen der Lithoeinheit 4 ähneln.

Faziell sind aquatisches Milieu sowie Entstehung unter reduzierenden Bedingungen belegt. Dafür sprechen die grauen bis schwarzen Farben, der Redoxzustand der Sedimente, das häufige Auftreten von Pyrit und der Fossilinhalt. In sechs über das gesamte Profil hinweg verteilten Horizonten wurden marine Faunen (Goniatiten, Brachiopoden, marine Muscheln, z.T. Crinoiden) nachgewiesen. In anderen Schichtlagen zeigen Favososphären vermutlich ebenfalls marines Milieu an. Weitere marine bzw. marin beeinflusste Horizonte könnten nach Auswertung der Bohrlochmesskurven (drei reine Tonsteinlagen mit hoher natürlicher Gammastrahlung, niedrigem elektrischen Widerstand und relativ geringer Schallhärte) in den Meißelstrecken enthalten

sein. Nur selten wurden Brackwasserfaunen (zwei Horizonte mit nichtmarinen Muscheln) nachgewiesen.

In den marinen Horizonten ließ sich ein zyklischer Aufbau nach Biophasen belegen, der völlig den entsprechenden Verhältnissen in Nordwesteuropa entspricht, wenngleich eine ähnlich vollständige Ausbildung der Faunenzyklen offensichtlich nicht immer erreicht wird. Als Faunengemeinschaften konnten auf der Grundlage des angetroffenen Fossilmaterials folgende 3 Assoziationen ausgeschieden werden: *Ophthalmichnium-Lingula*-Gemeinschaft, *Nuculaceae*-Gemeinschaft, *Ammonoidea-Dunbarella*-Gemeinschaft (vgl. dazu D. WEYER 1979).

Für kurzzeitige Hebungen über Meeresniveau bzw. nur geringe Wasserbedeckung sprechen mehrfach festgestellte Wurzelböden bzw. durchwurzelte Sedimente. In einem Kernmarsch treten dünne, maximal 5 mm mächtige Anthrazitschmitzen auf (vgl. Abb. 16). Da ein Wurzelboden nicht nachgewiesen werden konnte, muss mit Allochthonie der kohligen Lage gerechnet werden. Dabei ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um einen größeren Stammrest oder um zusammengeschwemmtes pflanzliches Material handelt. Hinweise auf mächtigere Kohleflöze in den Meißelstrecken existieren nicht.

Die genannten Kriterien sprechen in Verbindung mit den auftretenden sedimentären Gefügemerkmalen sowie geochemischen Untersuchungsergebnissen (Faziesindikationen) für einen küstennahen Sedimentationsraum mit einem mehrfachen Wechsel von flachmarinen und fluviatilen bis lagunären Verhältnissen.

#### 2.2.1.2. Die Ausbildung der Sandsteine

Die Sandsteinhorizonte werden zum größten Teil durch graue, gelegentlich auch dunkel- oder hell- bis grünlichgraue Fein- bis Mittelsandsteine vertreten (Abb. 4). Grobsandsteine mit einzelnen Geröll-Lagen kommen nur selten vor. Bemerkenswert ist der starke Verfestigungsgrad („quarzitischer Glanz“ der Gesteinsbruchflächen). Er ist Folge des hohen Quarzgehalts sowie der bedeutenden diagenetischen Veränderungen, die bis zur beginnenden Metamorphose reichen.

Sedimentologisch werden die Sandsteine zum überwiegenden Teil durch Schrägschichtungskörper charakterisiert. Die Serienhöhe schwankt in Abhängigkeit von der Korngröße: Mikrodimensionale Schrägschichtung (Abb. 5) ist auf Feinsandsteine beschränkt, klein-bis mitteldimensionale Schrägschichtung tritt vorwiegend in Mittel- und Grobsandsteinen auf (Abb. 6 und 7). Als maximale Serienhöhe wurden am vorliegenden Kernmaterial 2,25 m gemessen. Die Mächtigkeit der einzelnen Laminen (Schrägschichtungsblätter) reicht von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern. Linsig-flaserige

sowie ebene Schichtung tritt nur untergeordnet auf (Abb. 8 und 9). Auch massiges Gefüge ist selten. Gradierte Schichtung, wie sie für die flyschoiden Sandsteinhorizonte des Unterkarbon/Oberkarbon-Grenzbereichs der Bohrungen Angermünde 1, Oranienburg 1 u.a. kennzeichnend ist, wurden nicht beobachtet.

An lithologischen Besonderheiten sind zwei wenige Zentimeter mächtige Konglomeratlagen mit Geröllen von Milchquarzen sowie wenigen Quarzit- und Kieselschieferbruchstücken bemerkenswert. Vereinzelt wurden auch intraformationelle Ton- und Siltsteingerölle beobachtet. Vorwiegend in den Feinsandsteinen kommt pflanzlicher Detritus vor.

Auffällig ist, dass den im Kern erfassten Sandsteinen bis auf wenige Ausnahmen jeglicher Karbonatgehalt fehlt. Umso häufiger treten als diagenetische Neubildungen häufig isoliert eingesprengte, seltener auch lagig oder wolzig angereicherte Pyritputzen auf.

Mikroskopisch zeichnen sich die Sandsteine hinsichtlich der Mineralzusammensetzung durch einen relativ monotonen Aufbau aus. Hauptbestandteil ist Quarz. Daneben wurden Glimmer (vor allem Muskovit, seltener Biotit, angereichert insbesondere in den Feinsandsteinen), Chlorit, Feldspat (überwiegend Plagioklas, meist stark von Serizit und/oder Chlorit durchsetzt), Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit u.a.) sowie Gesteinsbruchstücke (Tonschiefer, Phyllite, Quarzite, Quarzitschiefer, Lydite, Vulkanite) und Quarz-Feldspat-Verwachsungen aus plutonischen oder mesozonal metamorphen Gesteinen nachgewiesen.

Der Sortierungsgrad der einzelnen Klasten ist gut. Ihre primären Umrisse sind in der Regel nicht mehr zu erkennen, da Korn-an-Korn-Gefüge mit geradem oder buchtigem Kontaktverlauf der Korngrenzen vorherrscht und darüber hinaus gelegentlich bis zu 40 µm breite Anwachsäume ausgebildet sind. In den Feinsandsteinen tritt unmittelbare Kornbindung teilweise zugunsten eines serizitisch-chloritischen Bindemittels zurück.

Zur Charakterisierung der geochemischen Verhältnisse wurden in Verbindung mit eingehenden petrographischen Durchmusterungen sowie röntgenographischen Phasenanalysen röntgenspektrometrische (Hauptkomponenten SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und Spurenelemente Ba, Mn, Rb, Sr, Zn, Zr), spektraloptische (B, Be, Co, Cr, Cu, Ca, Li, Ni, Pb, V), nasschemische (FeO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>) und radiochemische (U, Th, Ra) Untersuchungen in den Laboratorien des Zentralen Geologischen Instituts durchgeführt. Über elektronische Datenverarbeitungsanlagen erfolgte die Berechnung von Korrelationen zwischen den Konzentrationen von Elementen, Oxiden und Mineralen sowie von mineralbezogenen Spurenelementgehalten.

Nach röntgenographischen Phasenanalysen setzt sich der Mineralbestand der Feinsandsteine im Durchschnitt aus 67% Quarz, 15% Muskovit/Illit, 10% Chlorit und 8% Plagioklas, der der Mittel- und Grobsandsteine auf 75% Quarz,

14% Muskovit/Illit, 4% Chlorit und 7% Plagioklas zusammen. Teufenabhängige Änderungen in der Zusammensetzung der Sandsteine sind nicht erkennbar.

Die röntgenographisch ermittelten Werte werden durch die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen bestätigt. Die Analysenwerte zeigen bei den einzelnen Komponenten folgende Schwankungsbreiten:

SiO<sub>2</sub>: 57,6-92,0 %, TiO<sub>2</sub>: 0,10-1,0 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 4,0-19,2%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>ges.: 0,85-9,2%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,21-0,3%; FeO: 0,5-0,1%, MgO: 0,36-3,7%, K<sub>2</sub>O: 0,52-3,9%, CaO: 0,1-2,0%, Na<sub>2</sub>O: 0,5-1,7%; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>: 0,08-0,46%, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>: 0,34-3,8%, CO<sub>2</sub>: unter 1%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: unter 1%, S ges.: unter 1%, C<sub>org</sub>: unter 0,1-0,8 %.

Spurenelementträger in den Sandsteinen sind Chlorit und Serizit sowie oxydische Überzüge und Schwerminerale. Dabei lassen sich gesetzmäßige Beziehungen zu den Serizitgehalten eindeutig nur für Bor und Rubidium, zu den Chloritgehalten vor allem für Mangan belegen

Die ermittelten Borgehalte bewegen sich zwischen 35 und 110 ppm, der Mittelwert beträgt 66 ppm. Der Korrelationskoeffizient Bor/Serizit erreicht einen Wert von 0,73, was auf deutliche Beziehungen zwischen Bor- und Serizitgehalt hindeutet. Die gegenüber dem Clarkwert erhöhten Borgehalte dürfen durch den hohen Serizitanteil der Sandsteine hervorgerufen sein. Der Korrelationskoeffizient Rubidium/Serizit beträgt 0,70. Mit einem Gehalt von meist unter 50 ppm wird die Nachweisgrenze erreicht. Die Maximalwerte liegen bei 80 ppm.

Beziehungen zwischen den Chloritgehalten der Sandsteine und ihrer Spurenelementführung bestehen vor allem beim Mangan. Es wird der ausgezeichnete Koeffizient von 0,89 erreicht. Die Gehalte liegen zwischen 100 und 2330 ppm, der Mittelwert beträgt 605 ppm. Dieser hohe Mittelwert wird durch den hohen Chloritgehalt der Sandsteine hervorgerufen

Mathematisch fassbare Beziehungen zum Chloritgehalt bestehen auch bei Kobalt, Lithium, Nickel und Vanadium. Allerdings können diese nicht minerogenetisch erklärt werden. Vielmehr scheint eine Bindung dieser Spurenelemente an oxydische Komponenten zu bestehen

Der Korrelationskoeffizient beträgt bei Kobalt 0,40, bei Lithium 0,51, bei Nickel 0,53 und bei Vanadium 0,57. Die Mittelwerte erreichen bei Kobalt 7 ppm, bei Lithium 51 ppm, bei Nickel 18 ppm und bei Vanadium 38 ppm.

Die Gehalte an Kupfer, Chrom, Gallium, Blei, Zirkon, Barium, Beryllium, Strontium und Zink sowie Uran und Thorium sind gering (z.B. Mittelwert von Kupfer 13 ppm, von Blei 9 ppm, von Chrom 70 ppm). Gesetzmäßige Beziehungen zum Chlorit- bzw. Serizitgehalt lassen sich nicht erkennen. Bei der zuvor genannten Reihe dürfte überwiegend eine Bindung an Schwerminerale oder oxydische Komponenten vorliegen.



### 2.2.1.3. Die Ausbildung der Siltsteine

Die Siltsteinhorizonte heben sich von den Sandsteinen megaskopisch in erster Linie durch ihre dunklere Farbgebung ab. Dunkelgraue, bei stärkerem Tongehalt auch schwarzgraue Farben herrschen vor. Der Verfestigungsgrad ist im Allgemeinen geringer. Trotzdem kann es insbesondere in tonärmeren Partien ebenfalls zu quarzitähnlichen Verfestigungen kommen. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an klastischem Glimmer. Auch tritt kohliges Pflanzenhäcksel vermehrt auf. Der Karbonatgehalt ist wiederum auffallend gering.

Häufigster Gefügetyp sind eben- oder linsenschichtige, untergeordnet auch flaserschichtige Wechsellagerungen mit Tonsteinen bzw. siltigen Tonsteinen (Abb. 7, Abb. 8). Auch Feinsandsteinlagen sind zuweilen zwischengeschaltet. Innerhalb der einzelnen Teilkörper tritt oft noch ebene, wellige oder flaserige Lamination auf (Abb. 9, Abb. 10). Gradierte Schichtung wurde ebenfalls vereinzelt angetroffen. Reine Siltsteinlagen zeigen sowohl mikrodimensionale Schrägschichtung als auch wellige oder ebene Horizontalschichtung sowie massiges Gefüge. Durch subaquatische Rutschungen hervorgerufene prädiagenetisch gestörte Schichtungsgefüge treten vor allem in Wechsellagerungen mit Feinsandsteinen und Tonsteinen auf (Abb. 11). In den gleichen Sequenzen können häufig auch Ballenstrukturen beobachtet werden (Abb. 12).

Die klastischen Komponenten, wie bei den Sandsteinen vorwiegend aus Quarz, daneben untergeordnet aus Feldspat, Glimmer (wiederum meist Muskovit) und Schwermineralen bestehend, zeigen nur noch selten Korn-an-Korn-Bindung. Meist werden die einzelnen Klaster durch ein serizitisches oder chloritisches Bindemittel voneinander getrennt.

Röntgenographische Analysen weisen einen den Sandsteinen äquivalenten Mineralbestand nach. Die durchschnittliche Zusammensetzung besteht aus 36 % Quarz, 42 % Muskovit/Illit, 15 % Chlorit und 9 % Plagioklas.

Auffällig sind die deutliche Verringerung des Quarzanteils und der proportional dazu gestiegene Gehalt an Schichtsilikaten. Veränderungen erfuhren gegenüber den Feinsandsteinen auch das Verhältnis von Muskovit/Illit zu Chlorit, indem der Muskovit/Illit-Anteil über das Doppelte stieg, der Chloritgehalt dagegen sich nur unwesentlich erhöhte. Die Plagioklas-Menge bleibt demgegenüber annähernd konstant.

Zusätzlich konnten in einzelnen Proben bis zu 2 % Kalifeldspat, 1 % Pyrit und – allerdings unter Vorbehalt – Anatas nachgewiesen werden, währenddessen Kaolinit und Pyrophyllit fehlen.

Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen korrespondieren mit den röntgenographisch ermittelten Analysendaten. Dabei zeigen Siltsteine und

Tonsteine nur geringfügige Unterschiede. Für beide Gesteinstypen sind folgende Werte belegt:

SiO<sub>2</sub>: 48,2-71,0 %, TiO<sub>2</sub>: 0,69-1,3 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 13,8-30,4 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>ges.: 3,3-9,3 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,5-1,2 %, FeO: 2,5-7,3 %, MgO: 1,5-3,0 %, K<sub>2</sub>O: 2,2-6,5 %, CaO: 0,17-1,0 %, Na<sub>2</sub>O: 0,5-1,4 %; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>: 0,15-0,92 %, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>: 1,6-5,8 %, CO<sub>2</sub>: unter 1 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: unter 1 %, S<sub>ges.</sub>: unter 1 %.

Die Spurenelemente sind wie bei den Sandsteinen auch in den Siltsteinen (und Tonsteinen) an die Minerale Serizit und Chlorit sowie an oxydische Komponenten gebunden. Lediglich die Schwerminerale scheinen hier als Trägersubstanzen — wie aus einer Reihe von Korrelationen ersichtlich ist — nicht wirksam zu werden.

Positive Korrelationen der Spurenelementgehalte zum Serizit bestehen bei Bor, Barium, Beryllium, Rubidium und Vanadium; zum Chlorit wiederum (entsprechend den Verhältnissen in den Sandsteinen) bei Mangan

Die Gehalte bewegen sich bei Bor zwischen 55 und 170 ppm (MW 100 ppm), bei Barium zwischen 200 und 920 ppm (MW 517 ppm), bei Beryllium zwischen 1,5 und 4,5 ppm (MW 3 ppm), bei Rubidium zwischen 110 und 320 ppm (MW 169 ppm) und bei Vanadium zwischen 85 und 170 ppm (MW 130 ppm). Den besten Korrelationskoeffizienten weist Rubidium mit 0,88 ppm auf; Barium erreicht einen Koeffizienten von 0,81 ppm, Beryllium von 0,66 ppm, Vanadium von 0,59 ppm und Bor von 0,53 ppm.

Gesetzmäßige Beziehungen zum Chloritgehalt weist lediglich das Mangan auf. Der Koeffizient beträgt 0,65 ppm. Die Mangan-Werte schwanken zwischen 310 ppm und 1090 ppm, der Mittelwert liegt bei 741 ppm.

Kobalt, Chrom, Kupfer, Lithium, Nickel, Blei, Gallium, Strontium, Zink, Uran und Thorium zeigen keine erkennbaren bzw. nur angedeutete (Kobalt, Nickel) Gesetzmäßigkeiten zur Serizit- bzw. Chloritführung der Siltsteine (und Tonsteine). Die Gehalte sind durchweg gering. So sind beispielsweise Kobalt im Mittel mit 22 ppm, Chrom und Kupfer mit 32 ppm, Nickel mit 51 ppm, Gallium mit 25 ppm, Strontium mit 50 ppm, Zink mit unter 50 ppm, Uran mit 6 ppm und Thorium mit 12 ppm vertreten.

#### 2.2.1.4. Die Ausbildung der Tonsteine

Die überwiegend schwarzgrauen, vereinzelt auch dunkelgrauen Tonsteine sind in der Regel mehr oder weniger stark siltig. Häufig treten allmähliche Übergänge sowie enge Wechsellagerungen zwischen Tonsteinen und Siltsteinen auf. Reine Tonsteine sind selten. Sie zeichnen sich makroskopisch durch die

weniger gute Teilbarkeit, durch häufigere Pyritkonkretionen und – wie paläontologische Untersuchungen zeigen – durch erhöhte Marinität aus.

Die Tonsteine bzw. siltigen Tonsteine kommen, wie schon erwähnt, in der Regel in eben- oder linsenschichtiger Wechsellagerung mit Siltsteinen vor. Reine Tonsteine sind im Allgemeinen ebenschichtig oder massig. An nichttektonischen Schichtdeformationen wurden insbesondere bioturbate Gefüge (Abb. 13) sowie intensive Durchwurzelungen beobachtet.

Mikroskopisch werden die reinen Tonsteine durch ein nicht auflösbares strähniges, durch organische Substanz dunkel gefärbtes Illitaggregat gekennzeichnet. Siltige Tonsteine bestehen überwiegend aus klastischen, 10-100 µm großen Hellglimmerschüppchen und wechselnden Mengen von Quarz und Feldspat. Als schichtparallel orientierte Flasern und Schlieren tritt kohliges Pflanzendetritus auf. Diagenetische Neubildungen stellen Serizit und Pyrit, zum Teil auch Chlorit dar (Abb. 14, Abb. 15)

Die röntgenographischen Untersuchungen zeigen hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung nur geringfügige, meist durch unterschiedlichen Siltanteil bedingte Schwankungen. Die Durchschnittswerte liegen bei 59 % Muskovit/Illit, 19 % Quarz, 14 % Chlorit und 6 % Plagioklas. In einigen Proben kommt relativ hoher Pyritgehalt vor (bis max. 11 %), in anderen fanden sich unsichere Hinweise auf max. 2 % Kalifeldspat und 1 % Anastas. Kaolinit und Pyrophyllit konnten wie schon bei den Siltsteinen wiederum nicht nachgewiesen werden.

Die geochemischen Analysenwerte entsprechen im Allgemeinen denen der Siltsteine (siehe 2.2.1.3.). Spezifische Besonderheiten treten nicht auf. Mittels elektronenmikroskopischer Untersuchungen wurde eine nähere Charakterisierung der Glimmer und Chlorite angestrebt. Signifikante Aussagen für die Kennzeichnung der Petrographie und Petrogenese der Tonsteine wurden damit jedoch nicht erzielt.

## 2.2.2. Fossilführung und biostratigraphische Einstufung

### 2.2.2.1 Makropaläozoologie

In den gekernten Bereichen des Präperms der Bohrung Parchim 1/68 wurden – nahezu gleichmäßig über das gesamte Profil verteilt – insgesamt 8 Faunenhorizonte nachgewiesen (Bestimmungen: D. WEYER). Lithologisch werden diese Horizonte in der Regel durch sehr reine, nur selten auch schwach siltige, schwarzgraue bis schwarze Tonsteine mit Mächtigkeiten zwischen 0,30 m und maximal 8,65 m charakterisiert. Eine gegenüber den angrenzenden Profilabschnitten erhöhte Pyritführung ist kennzeichnend. Das Auftreten mariner Niveaus sowohl in den gekernten Strecken (auf Grund fehlender Fossilführung nicht eindeutig als solche identifizierbar) als auch in den ungekernten Bereichen

(durch bohrlochgeophysikalische Indikationen angedeutet) ist nicht auszuschließen (vgl. Abb. 3).

Der Erhaltungszustand der nachgewiesenen Faunenreste ist in der Regel sehr schlecht. Verdrückte, entkalkte und primär lediglich als Fragmente eingebettete Formen überwiegen. Die morphologischen Merkmale lassen sich nur teilweise zur Identifizierung heranziehen. Analogievergleiche zu den paralischen Oberkarbonvorkommen Mittel- und Westeuropas mussten aus dem Grund verstärkt herangezogen werden. Zahlreiche Bestimmungen können allein die Tiergruppe oder höhere taxonomische Kategorien (Familie, Gattung) anzeigen. Der größte Teil der nachgewiesenen Makrofaunen (Brachiopoda, Bivalvia, Gastropoda, Nautiloidea, Crinoidea, Crossopterygii, Osteichthyes und Ichno-Fossilien) ist daher – zumal zusätzlich langläufige Durchläufer-Formen unter ihnen überwiegen – für eine exakte stratigraphische Einstufung ungeeignet. Allein mit Hilfe der Ammonoideen-Funde gelang eine biostratigraphische Fixierung mit hinlänglicher Genauigkeit und Detailliertheit.

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen treten im Präpermprofil der Bohrung Parchim 1/68 nur Schichten des Kinderscoutium und Marsdenium („Reticuloceras-Stufe“, Namur B) auf. Andere Namur-Stufen sind mit Sicherheit nicht vertreten.

Die jüngste nachgewiesene Ammonoideen-Art stellt *Bilinguites bilinguis* (SALTER 1864) dar. Der ca. 60 m unterhalb der Präperm-Oberfläche, wenig oberhalb der Basis von Lithoeinheit 5 liegende Horizont gehört demnach eindeutig in das Mittlere Marsdenium (*bilinguis*-Zone, R2b).

Ein Faunenhorizont etwa 220 m unter der Präperm-Oberfläche (oberer Abschnitt der Lithoeinheit 4) gehört auf Grund des Fundes von *Reticuloceras* cf. *reticulatum* (PHILLIPS 1836) höchstwahrscheinlich ins oberste Kinderscoutium (*reticulatum*-Zone, R1c). Nicht ausgeschlossen, jedoch weniger wahrscheinlich wäre eine Einstufung in den oberen Teil der *eoreticulatum*-Zone (*nodosus*-Subzone, R1b2).

Ungefähr 480 m im Liegenden der Präperm-Oberfläche (Lithoeinheit 1) gelang der Nachweis von *Vallites henkei* (H. SCHMIDT 1934), der zweifelsfrei für tiefes Kinderscoutium (*circumplicatile*-Zone, R1a) spricht. *Reticuloceras subreticulatum* (FOORD 1903) gestattet darüber hinaus eine noch präzisere Einstufung in den oberen Teil der *circumplicatile*-Zone, die *Todmordenense*-Subzone (R1a3).

Dem gleichen stratigraphischen Niveau, der *todmordenense*-Subzone, gehört auch der bei ca. 7005 m (515-520 m unterhalb der Präperm-Oberfläche – Lithoeinheit 1) nachgewiesene Faunenhorizont mit *Vallites henkei* (H. SCHMIDT 1934), *Reticuloceras* cf. *todmordenense* BISAT & HUDSON 1943 und *Phillipsoceras* cf. *Gulincki* (BOUCKAERT 1960) an.

Der im letzten, bis zur Endteufe von 7030 m reichenden Kernmarsch nachgewiesene Faunenhorizont weist wie drei weitere, bei 293 m, 358 m und 404 m unterhalb der Präperm-Oberfläche angetroffene marine bzw. Brackwasser-Niveaus lediglich Formen auf, deren Leitwert für eine exaktere biostratigraphische Einstufung nicht ausreicht. Aus Regionalvergleichen sowie aus der Analyse der Mächtigkeitsentwicklung ist jedoch anzunehmen, dass die Bohrung noch im Unteren Kinderscoutium (etwa mittlerer Teil der *circuplicatile*-Zone) eingestellt wurde, die Basis des Namur B also nicht ganz erreichte.

Mit dieser biostratigraphischen Einstufung entspricht das Namur-Profil der Bohrung Parchim 1/68 nahezu vollständig der so genannten „Quarzit-Zone“<sup>1)</sup> des westfälischen Flözleeren (Obere Arnsberger Schichten sowie unterer Abschnitt der Hagener Schichten im Sinne von K. PATTEISKI 1959).

Eine exakte Grenzziehung zwischen Kinderscoutium und Marsdenium bzw. zwischen den einzelnen Zonen und Subzonen kann nicht vorgenommen werden. Die in Abb. 3 gezogenen Grenzen sind als Arbeitsgrenzen zu werten.

Eine eingehende Beschreibung der in der Bohrung Parchim 1/68 nachgewiesenen Fauna erfolgt durch D. WEYER an gesonderter Stelle.

<sup>1)</sup>Die „Quarzit-Zone“ ist wie das gesamte Flözleere nur eine lithostratigraphisch definierte Einheit. Deshalb befinden sich auch die Grenzen zu den unter- und überlagernden Schichtkomplexen (Hangende Alaunschiefer bzw. „Grauwackenzone“) je nach regionaler paläogeographischer Stellung in stratigraphisch unterschiedlichen Niveaus. K. PATTEISKY (1959) lässt die Hangenden Alaunschiefer bis an die Grenze R1/R2 reichen; nach E. PAPROTH (1960) liegt ihre Obergrenze im Allgemeinen aber in der tiefsten E2-Superzone oder im tieferen Teil der *Homoceras*-„Stufe“ (vgl. auch M. BACHMANN u.a. 1971).

#### 2.2.2.2. Mikropaläozoologie

Mikropaläozoologische Fossilreste konnten vor allem auf Grund des hohen Verfestigungsgrades der Sedimente mit den herkömmlichen Aufbereitungsmethoden (Pressen, Wasserstoffperoxid) nicht gewonnen werden. Entsprechende Versuche aus eindeutig marinen Bereichen verliefen negativ. Da infolge Kalkfreiheit der Sedimente sowie aus dem Vergleich zu westeuropäischen Namur-Vorkommen zudem lediglich sandschalige Foraminiferen zu erwarten waren, hätte auch eine Behandlung mit Flußsäure keine Ergebnisse erbracht. Eine entsprechende Durchmusterung schichtparallel orientierter Dünnschliffe erschien zu aufwendig, da im Prinzip keine wesentlichen biostratigraphischen oder ökologischen Neuerkenntnisse zu erwarten waren.

### 2.2.2.3. Makropaläobotanik

Makropaläobotanische Fossilreste konnten mehrfach nachgewiesen werden (Bestimmungen: E. KAHLERT). In der Regel handelt es sich um Blatt- oder Wedelfragmente, um Articulatenstammreste, Fruktifikations- oder Wurzelorgane (vgl. Abb. 18-20). Ihre Position im Sediment ist offensichtlich in den meisten Fällen allochthon. Autochthone konnte lediglich im Bereich von Wurzelböden eindeutig belegt werden.

Die überwiegende Anzahl der vorliegenden Formen gehört zur Familie der Neuropteriden. Besonders charakteristische Arten sind *Mesocalamites roemeri* (GÖPPERT), *Mesocalamites cistiiformis* (STUR), *Asterophyllites grandis* (STERNBERG), *Paripteris gigantea* (STERNBERG) und *Neuropteris schlehani* STUR (vgl. dazu E. KAHLERT 1975). Eine Aufstellung der Einzelformen und ihre Verbreitung sind in Tab. 1 wiedergegeben.

Der biostratigraphische Leitwert liegt unter dem der Ammonoiten, eine gegenüber diesen exaktere Einstufung kann daher nicht erfolgen. Diskrepanzen zur makrozoologischen Datierung treten nicht auf. In ihrer Gesamtassoziation repräsentiert die Makroflora den Bereich Oberes Namur A bis Namur C.

### 2.2.2.4. Mikropaläobotanik

Mikropaläobotanische Reste sind, obgleich sie relativ häufig vorkommen, auf Grund des hohen Inkohlungsgrades der organischen Substanz im Allgemeinen nicht mehr identifizierbar. Trotzdem konnte in einigen Ausnahmefällen (Sporengruppen mit sehr charakteristischem Habitus) Bestimmungen im Dünnschliff durchgeführt werden. Die nachgewiesenen Formen sind biostratigraphisch nicht besonders signifikant, besitzen jedoch für die Faziesinterpretation Bedeutung.

In mehreren Profilbereichen treten Elemente einer „autochthonen“ Sporenassoziation (*Densosporites*, *Lycospora*) auf, die für eine Waldmoor-Fazies typisch ist. In anderen sporenführenden Proben überwiegt der Anteil an saccaten Formen (oft wahrscheinlich *Florinites*), die nach Untersuchungen von NEVES im Namur Englands einer Hochland-Vegetation entstammen und durch Windtransport in den aquatischen Sedimentationsraum transportiert worden sein sollen.

Sporenstratigraphisch von Bedeutung sind *Ibrahimispores brevispinosus* NEVES und *Ibrahimispores magnificus* NEVES (Namur A-C, vereinzelt noch tiefstes Westfal A), *Schulzospora* sp. (Unterkarbon bis Westfal A) sowie

*Tuberculatispori* sp. (Namur bis Westfal). Die Ergebnisse der sporenstratigraphischen Untersuchungen stehen zu den makrozoologischen Einstufungen nicht im Widerspruch.

### 2.2.3 Tektonische Beanspruchung

Die tektonische Beanspruchung des Präperms der Bohrung Parchim 1/68 ist gering. Das am Kern gemessene Einfallen der Schichtung schwankt zwischen  $10^\circ$  und  $15^\circ$ . Lediglich in den oberen Profilabschnitten werden Werte von durchschnittlich  $15-20^\circ$  erreicht. Damit bestehen keine wesentlichen Unterschiede zum überlagernden sedimentären Autun, in dem Schichteinfallwinkel zwischen  $15^\circ$  und  $20^\circ$ , maximal sogar bis  $35^\circ$  auftreten. Die Einfallswerte erhöhen sich etwa um den Betrag der Bohrlochabweichung unter der Voraussetzung, dass sich das Bohrloch  $\pm$  senkrecht zum Schichteinfallen einstellt. Danach wäre für beide Komplexe mit einem durchschnittlichen Einfallen von ca.  $26^\circ$  zu rechnen. Deutliche Unterschiede existieren dagegen zur tektonischen Verstellung des Präperms der Bohrungen Gransee 2, Angermünde 1, Oranienburg 1 u.a., in denen stark wechselndes, vorwiegend recht steiles Einfallen, teilweise sogar inverse Lagerung vorkommen.

Die Schichtneigungsmessungen erfolgten in denjenigen Serien, in denen eine primär söhlig sedimentäre Anlage zu vermuten ist (Tonsteine, Tonstein-Siltstein-Wechselagerungen mit Horizontalschichtung). In den schräggeschichteten Sandsteinpartien ist die Unterscheidung des tektonischen vom sedimentär bedingten Einfallen nicht oder zumindest nur mit Vorbehalten durchführbar.

Schichtparallele Teilbewegungen werden durch Harnischbildungen dokumentiert. Sie treten insbesondere im inkompetenten Material (Tonsteine, tonige Siltsteine) auf. Die Rillungen verlaufen in der Regel spitzwinklig zur Einfall-Linearen. Absolute Maßzahlen über Ausmaß und Richtung der Bewegungen liegen nicht vor, da weder die Verschiebungsbeträge noch die Richtung des Einfallens eindeutig ermittelt werden konnten.

Bei stärkerem Neigungsaufbau des Bohrloches lassen sich im Allgemeinen aus den Messergebnissen der Bohrlochabweichung Rückschlüsse auf die Einfallsrichtung sedimentären Schichtfolgen ziehen. Dabei hat die Praxis gezeigt, dass bei einem Einfallen bis ca.  $30^\circ$  die Bohrstränge gewöhnlich entgegengesetzt, bei sehr steiler Lagerung (über  $50^\circ$ ) parallel zum Schichteinfallen verlaufen. Nach den entsprechenden Werten im Teufenbereich unter 6500 m wären für das Oberkarbon nordnordöstliche bis nordöstliche Einfallsrichtungen möglich.

Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist, dass der Neigungsaufbau des Bohrlochs unvermittelt innerhalb des sedimentären Autun von  $2^\circ$  auf ca.  $10^\circ$  erfolgt. In diesem Bereich tritt ein Wechsel des Schichteinfallens von  $15-20^\circ$  auf  $30-35^\circ$  ein.

Autun und Namur zeigen annähernd gleiche Richtung der Bohrlochabweichung. Wenn daraus auch auf gleiche Einfallrichtung der jeweiligen Schichtfolgen geschlossen werden darf, müsste für beide Komplexe ein  $\pm$  einheitlicher (spät- bis postvariszischer) Beanspruchungsplan existiert haben.

Klüfte treten, verglichen mit den Schichtfolgen des Autun und Saxon, gehäuft auf. Meist verlaufen sie annähernd senkrecht zum Schichtstreichen. Ihr Einfallen ist im Allgemeinen steil (60-90°). Typisch sind relativ rasche Absetzigkeit (besonders beim Übergang von kompetenten sandigen in inkompetente tonige Partien) sowie unregelmäßiger Verlauf.

Als Kluffüllungen kommen – aufgezählt in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit – Albit, Quarz, Pyrit, Chlorit, Kalzit, Markasit, Zinkblende, Kupferkies, Siderit und Epidot vor. Albit, Quarz und Kalzit treten meist gemeinsam als maximal 10-15 mm mächtige Gängchen auf, häufig vergesellschaftet mit Chlorit (als älteste Abscheidung) und Pyrit (als jüngste Generation). Seltener und stets nur geringmächtig (bis 0,5 mm) sind Zinkblende, Kupferkies sowie, als vereinzelte isolierte Kristalle bzw. Kristallaggregate, Siderit und Epidot. Chlorit bildet außerdem zuweilen bis zu 2 mm mächtige selbständige Kluffüllungen. Auch Pyrit kann, vor allem in den Tonsteinen, isoliert auftreten. Im unteren Profilabschnitt wurde in dunkelgrauen Mittelsandsteinen als Ausnahme ein bis 60 mm mächtiger, fast saiger stehender Pyritgang mit unregelmäßigen Anhäufungen von Milchquarz angetroffen.

Eine teufenabhängige Änderung der Klufftmineralisation ist im gesamten Präpermprofil nicht nachweisbar. Dagegen treten deutliche Unterschiede zur Mineralisation im sedimentären Autun auf. Dort wurden lediglich Anhydrit, Kalzit und Hämatit als Kluffüllungen nachgewiesen. Zwischen Namur und Rotliegend sind demnach nicht nur gewisse Variationen in der Kluffhäufigkeit, sondern auch Änderungen in der Mineralassoziaton kennzeichnend.

Die Genese der geringmächtigen Mineraltrümchen ist nicht eindeutig geklärt. Denkbar wäre eine zumindest teilweise hydrothermale Zuführung in einer Nachphase zu den In- und Extrusionen der Autun-Vulkanite. Andererseits ist auch Mobilisation aus dem Nebengestein (Sulfide der Tonsteine!) möglich. Für letztere Deutung sprechen insbesondere die Unterschiede in der Mineralführung des Autun und Präperm.

Etwa 100 m unter der Autun/Namur-Grenze treten innerhalb einer Folge von Siltsteinen und Sandsteinen 40-70° einfallende Gänge eines intermediären Mikroquarzdiorits sowie eines porphyrischen, xenolithführenden quarzreichen Mikrogranodiorits in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 23 m auf. Der Mikrogranodiorit ist in den Mikroquarzdiorit intrudiert und damit also – wengleich wahrscheinlich nur geringfügig – jünger als dieser. Eingehende petrographische und geochemische Untersuchungen erlauben eine zeitlich-genetische Parallelisierung mit den Vulkaniten des Autun.



Über Umfang und Ausmaß von Störungen können keine exakten Angaben gemacht werden. Am Kern festgestellte Mikroverwerfungen besitzen lediglich Verschiebungsbeträge von maximal einigen Zentimetern. In der Regel handelt es sich dabei um Abschiebungen. Meist zeichnen sich diese gestörten Bereiche durch erhöhte Klufthäufigkeit aus. Dislokationen mit größeren Verwurfsbeträgen lassen sich weder aus der stratigraphischen Profilabfolge noch aus den Bohrlochmessungen ableiten. Inwieweit die Erosionsdiskordanzfläche Autun/Namur tektonisch überprägt wurde ist ebenfalls schwer zu entscheiden. Der fehlende Nachweis einer Rotfärbungszone in diesem Grenzbereich (vgl. Pkt. 2.1.1.1.), wie sie in analogen Bohrprofilen am Südrand der Nordostdeutschen Senke konstant entwickelt ist, kann noch nicht als sicherer Hinweis auf einen tektonischen Kontakt zwischen Perm und Präperm gewertet werden, da auf Grund der flachen Lagerung sowie der teilweise feinklastischen Ausbildung der Sedimentserien (Siltsteine und Tonsteine) die im Zuge der hochoberkarbonisch-tiefunterpermischen Erosionsvorgänge wirksam gewordene sekundäre Rotfärbung nicht über die schwer einschätzbaren 60 m Meißelstrecke im Hangendabschnitt der Namurfolge hinauszugehen braucht.

Eine stärkere Interndeformation der präpermischen Gesteinsserien ist weder makroskopisch noch mikroskopisch nachweisbar. Schieferungsflächen bzw. ihre als Runzelungen in Erscheinung tretenden Schnittkanten mit der Schichtung kommen nicht vor. Auch die angetroffenen Fossilreste zeigen keine durch tektonische Beanspruchung hervorgerufene Zerschörungen und Verzerrungen. Korngefügeanalytische Untersuchungen — zur Vermessung gelangten Quarz und Glimmergefüge — belegen im Namur Anfangsstadien einer Zweigürtelregelung. Gleiche Bilder sind allerdings auch aus dem sedimentären Autun gewonnen worden, während im überlagernden Saxon noch rein sedimentäre Gefügeregelungen überwiegen. Daraus kann gefolgert werden, dass als Ursache der mit der Teufe zunehmenden Quarz- und Glimmerregelungen wahrscheinlich nicht zeitlich begrenzter tektonischer Stress, sondern der mehr oder weniger senkrecht zu Schichtung konstant wirksam gewordene Überlagerungsdruck verantwortlich zu machen ist.

Der hohe Verfestigungsgrad der Sedimente muss ebenfalls zu den wesentlichsten Teilen auf den beträchtlichen Überlagerungsdruck zurückgeführt werden. Scharfe Grenzen zwischen einzelnen tektonischen Einheiten scheinen nicht zu existieren. Vielmehr sind allmähliche Übergänge, modifiziert durch petrographische Zusammensetzung und fazielle Ausbildung, typisch.

Die Quarzblastese nimmt vom Saxon über das sedimentäre Autun bis zum Namur kontinuierlich zu. Ähnlich verhält es sich mit der Dichte der klastischen Sedimente ( $2,66 \text{ g/cm}^3$ :  $2,70 \text{ g/cm}^3$ :  $2,71 \text{ g/cm}^3$ ). Andere petrographisch-petrophysikalische Werte (Zementation, Pseudomorphosierungen, Inkohlung, Illitkristallinität, Schallgeschwindigkeit, Porosität, Permeabilität) zeigen im Prinzip gleiche Tendenzen. Dagegen lässt die Tonmineralverteilung teufenbezogene Variationen, wie sie aus anderen Tiefbohrprofilen (z.B.

Münsterland 1) bekannt geworden sind, weitgehend vermissen, da die unterschiedliche fazielle Ausbildung des Präzechsteins (terrestrisch – brackisch – marin) auf sie offensichtlich stärkeren Einfluss ausübte als Veränderungen der Druck/Temperatur-Verhältnisse.

### **3. Regionale Schlussfolgerungen**

Die durch den Aufschluss des Präperms in der Forschungsbohrung Parchim 1 neu gewonnenen stratigraphischen, lithofaziellen und tektonischen Erkenntnisse führen zu wichtigen regionalgeologischen Schlussfolgerungen, die insbesondere für die Klärung von Fragen der paläogeographischen Entwicklungsgeschichte des Karbons im nördlichen Mitteleuropa, der tektonischen Rayonierung im Randbereich des variszischen Orogens sowie der strukturellen Position des „Ostelbischen Massivs“ während des jüngeren Paläozoikums von Bedeutung sind.

Der Nachweis von oberkarbonischen Schichtenfolgen in Bohrungen auf Rügen/Hiddensee sowie im nördlichen Festlandsbereich der DDR ließ trotz lithologisch-fazieller Sonderausbildungen sowie gewisser Variationen in der Mächtigkeitsentwicklung und Fossilführung eine durchgehende Verbindung von den Karbonvorkommen Westeuropas bis zu denjenigen im nordwest- und südpolnischen Raum vermuten. Diese bereits in den sechziger Jahren sich abzeichnende Neuerkenntnis blieb für die zentralen Beckenabschnitte allerdings noch unbestätigt. Vor allem das Gebiet des Ostelbischen Massivs i.w.S. wurde bis in letzte Zeit als Festland, Insel oder Schwelle innerhalb der mitteleuropäischen Karbonsenke gedeutet. Hinweise dafür sollen Mächtigkeitsveringerungen von den zentralen Teilen des nordwestdeutschen Oberkarbonbeckens in Richtung auf das Massiv, Geröllhorizonte mit kristallinen Komponenten in karbonischen Sedimenten seiner näheren und weiteren Umgebung sowie Rotfärbungen namurischer Einheiten in den randlich gelegenen Bohrungen sein.

Neuere Übersichten über die Mächtigkeitsverhältnisse des Namurs im westdeutschen Raum geben H. FIEBIG (1970), J. WOLBURG (1970), H.-J. FABIAN (1971), H.-A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) SOWIE H.-A. HEDEMANN u.a. (1972). Danach werden im Ruhrgebiet sowie im nördlich angrenzenden Münsterland – belegt durch Übertageaufschlüsse (Raum nordwestlich Wuppertal) und Bohrungen (Versmold 1 mit 3300 m) – Maximalwerte von über 3000 m erreicht. Nach Westen bzw. Nordwesten (linksrheinisches Gebiet, Campine-Becken), und nach Süden (Rheinisches Schiefergebirge) nimmt die Namurmächtigkeit rasch ab (ca. 800 m am linken Niederrhein, ebenfalls nur 800 m im Aachener Revier und in Holländisch-Limburg, 700 m im belgischen Teil des Campine-Beckens, einige hundert Meter im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge – vgl. W. ELBERSKIRCH & J. WOLBURG 1962, J. BOUCKART &

G. HERBST 1960 u.a.). Auch das wird wieder durch Übertage- und Bohraufschlüsse belegt und darüber hinaus zusätzlich durch seismische Messungen, Inkohlungsuntersuchungen sowie regionalgeologisch-paläogeographische Analysen gestützt. Die Verhältnisse im Osten sind weniger gut bekannt. Bohrungen haben hier, soweit das Namur überhaupt erreicht wurde, nur Teilabschnitte erteuft.

Der dem Ostelbischen Massiv nächstgelegene Aufschluss stellt die Bohrung Wustrow Z1 dar. Sie hat nach H.-J. FABIAN (1971) Schichten des Namur B (R1c-Zone), nach H.-A. HEDEMANN u.a. (1972) des Grenzbereichs Namur A/B aufgeschlossen. Der Abstand der Fossilzonen (Ammonoideen-Gliederung) innerhalb der erbohrten 170 m Ton- und Feinsandsteine soll auf ein gegenüber den weiter westlich gelegenen Vorkommen kondensiertes Profil hinweisen (H.A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971).

Umstritten ist gegenwärtig noch die stratigraphische Stellung der 441 m mächtigen, nicht durchteuften Tonstein/Siltstein/Sandstein-Wechselagerung der Bohrung Sellin 3Z. Auch sie liegt im Randbereich des Massivs und könnte zur Interpretation der paläogeographischen Verhältnisse unmittelbar herangezogen werden. Neben einem schlecht erhaltenen Sigillarienrest wurden jedoch lediglich einige Exemplare von *Ammodiscus* und *Hyperammina* nachgewiesen, die eine biostratigraphische Datierung nicht gestatten. H.-J. FABIAN (1971) vergleicht die erbohrte Schichtenfolge auf Grund ihrer Rotfärbung mit ähnlich entwickelten Namur A-Profilen im Raum westlich des Harzes (Northeim 1, Bockenem 1). Diese Einstufung würde in gewissem Sinne auch mit der regionalen Position des Bohrpunktes übereinstimmen (vgl. dazu die abgedeckte Karte bei H. BARTENSTEIN & R. TEICHMÜLLER 1974), da entsprechend unseren bisherigen Kenntnissen und Vorstellungen über die Konfiguration des norddeutschen Karbonbeckens hier eher namurische als hochoberkarbonische Schichtenfolgen unterhalb der Permbasis zu erwarten wären. H.A. HEDEMANN u.a. (1972) ziehen jedoch infolge spezieller petrographischer Merkmale sowie eines Vergleichs zum Profil der Bohrung Scheeßel Z1 in Erwägung, dass es sich eventuell um Stefan handeln könnte (wobei auch höheres Westfal in der für den Nordteil der DDR typischen Ausbildung als „Rote Folge“ nicht auszuschließen ist). Dafür spräche nicht zuletzt auch die mit über 400 m sehr mächtige und daher offensichtlich primäre Rotfärbung der erbohrten Serien. Dies würde dann aber bedeuten, dass das Stefanbecken (soweit es sich nicht um ein isoliertes Vorkommen handelt) wesentlich weiter nach Süden reichte, als bisher angenommen wurde.

Weiter westlich haben die Bohrungen Lehrte Z1, Lauenau Z1, Rehburg Z1, Lieme 1, Bielefeld 1 u.a. das Namur aufgeschlossen. Davon wurde das für einen Vergleich zur Bohrung Parchim 1 heranzuziehende Namur B mit Sicherheit allerdings nur in der Bohrung Lauenau Z1 nachgewiesen (*Bilinguites bilinguis*, *Anthracoceras* cf. *discus*; R2a-Zone – vgl. H.-J. FABIAN 1971). Die übrigen Bohrungen wurden entweder im teilweise sehr mächtigen Namur C eingestellt (z.B. Lieme 1, Bielefeld 1, Rehburg Z1) oder trafen unterhalb des Perms unter Ausfall des höheren Namurs unmittelbar Serien des Namur A an (z.B. Bockenem 1, Northeim 1, Solling-Devon 1, Brakel 1).

Nähere Angaben über die lithologische Ausbildung bzw. die Mächtigkeit des Namur B der Bohrung Lauenau Z1 sind leider noch nicht publiziert. Vermutlich liegen annähernd ähnliche Verhältnisse vor, wie sie in den Bohrungen Vermold 1 und Münsterland 1 (H.A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1966, H.-J. FABIAN 1971) angetroffen wurden.

Ganz allgemein lässt sich das Namur B Nordwestdeutschlands nach den zusammenfassenden Darstellungen, wie sie E. PAPROTH (1960), H.-J. FABIAN (1971), H.A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971) u.a. geben, lithologisch-faziell gut mit dem in der Bohrung Parchim 1 nachgewiesenen Profilabschnitt vergleichen. Hier wie dort sind Wechsellagerungen von Tonsteinen mit Silt- und Feinsandsteinen typisch, in beiden Gebieten treten vereinzelt bereits geringfügige Kohleschmitzen, Wurzelböden sowie Lagen mit hochinkohlten Pflanzenresten auf, die einen zeitlich mehr oder weniger konformen Übergang vom Flysch- in das Molassestadium für den Gesamttraum anzeigen. Auch in dem häufigen Auftreten von rein marinen Tonsteinhorizonten mit typischer Ammonoideenfauna sind Gemeinsamkeiten zu sehen. Nichts spricht nach diesen Kriterien daher gegen ein vom linksrheinischen Raum bis östlich der Elbe (und wahrscheinlich noch darüber hinaus) reichendes einheitliches Sedimentationsbecken zumindest für den Zeitabschnitt des Namur B. Wo das Zentrum dieses Beckens lag, wo die Haupteinsenkung und die größten Sedimentanhäufungen erfolgten, kann aus den wenigen und zudem unsicheren bzw. unvollständigen Mächtigkeitsangaben allerdings nicht entschieden werden.

Eine biostratigraphisch genau definierte Grenze zwischen Namur A und Namur B lässt sich in der Fazies des Flözleeren (noch dazu in Bohrungen) in der Regel nicht ziehen. Entsprechend unsicher sind auch diesbezügliche Mächtigkeitsangaben. Für Versmold 1 gibt H.-J. FABIAN (1971) eine Namur B-Mächtigkeit von 403 m an. In der Bohrung Münsterland 1 beträgt die Gesamtmächtigkeit von Namur A/B bei Eliminierung des Schichteinfallens und der Bohrlochneigung nach H.-A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1966) 1250 m<sup>1)</sup>. Nach J. WOLBURG (1970) ist auf der Grundlage von Diagramm-Korrelationen zu anderen Bohrprofilen allerdings mit einem geringfügig höheren Wert zu rechnen. Nach der vorgenommenen Parallelisierung zu dem aus Übertageaufschlüssen nordöstlich Wuppertal von K. PATTEISKY & L. SCHÖNWÄLDER (1960) zusammengesetzten Profil sollen davon auf das Namur A allerdings lediglich 10-20 m der Hangenden Alaunschiefer entfallen, der Rest, d.h. über 1200 m, wird in das Namur B gestellt. H.-J. FABIAN (1971) gibt demgegenüber (ohne Berücksichtigung des Schichteinfallens) für das Namur A 1325 m und für das Namur B 435 m an! Diese ganz außergewöhnlichen Diskrepanzen beruhen offensichtlich auf einer völlig differenzierenden Korrelation des leitfossilfreien Münsterland 1-Profiles zu den durch Goniatiten wenigstens annähernd biostratigraphisch gliederbaren Aufschlüssen im Ruhrgebiet<sup>1)</sup>. Hier erreicht das Namur B nach K. PATTEISKY (1959) sowie K. PATTEISKY & L. SCHÖNWÄLDER (1960) eine Mächtigkeit von etwa 1450 m, ist also mit dem von H.-A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1966) für die Bohrung Münsterland 1 angegebenen Wert vergleichbar. Davon weist der in der Bohrung Parchim 1 mit 500 m erteufte Abschnitt vom R1a bis R2b (circumplectile- bis bilinguis-Zone) ca. 650 m auf. Die Mächtigkeitsunterschiede sind also gering bzw. — berücksichtigt man, dass in der Bohrung Parchim 1 wahrscheinlich weder die Obergrenze des R2b noch die Untergrenze des R1a

<sup>1)</sup>Die Abgrenzung der als „Hangende Alaunschiefer“ angesprochenen Tonsteinfolge der Bohrung Münsterland 1 (Teufenbereich 5415-5438 m) gegen das gröberklastische „Flözleere“ im Hangenden basiert lediglich auf lithologischen Kriterien. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass die Obergrenze der Hangenden Alaunschiefer normalerweise noch innerhalb des Namur A gezogen wird (vgl. Kap. 2.2.2.1.), können durchaus auch Teile des basalen Flözleeren dieser Bohrung noch zum höheren Namur A gehören. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist die Erwähnung einer 5 mm starken Anthrazitlage in den „Hangenden Alaunschiefern“ (H.-J. KELCH 1963).

erfasst wurden, die erbohrten 500 m demnach für diesen stratigraphischen Abschnitt einen Minimalwert darstellen dürften – sogar annähernd gleich.

Die versuchten Parallelisierungen zeigen also, dass es in der Mächtigkeitentwicklung trotz der relativ großen Entfernung zwischen den Typusprofilen im Ruhrgebiet und dem Namur B-Vorkommen im Zentrum des Ostelbischen Massivs keine grundsätzlichen Unterschiede gibt.<sup>1)</sup> Diese überraschende Übereinstimmung braucht allerdings – obgleich entsprechende Rückschlüsse naheliegen – nicht im gleichen Maße für die unterlagernden (Namur A) bzw. im Hangenden folgenden Einheiten (Namur C; ganz abgesehen von den Verhältnissen im Westfal) zuzutreffen. Darauf deuten, um nur ein Beispiel zu nennen, die Mächtigkeitvariationen im gut aufgeschlossenen Westabschnitt des Ruhrreviers bzw. im linksrheinischen Gebiet hin, wo die vergleichsweise geringmächtigen (randnahen) Namur A/B-Folgen von besonders mächtigem Namur C und Westfal A überlagert werden (H. FIEBIG 1971). Gleiche oder ähnliche Erscheinungen, bedingt durch Veränderungen der Hauptsenkungsachsen, durch Inversionen, durch tektonogenetische Spezialgliederungen des Ablagerungsraumes usw. sind durchaus auch in anderen Bereichen des mitteleuropäischen Karbonbeckens zu erwarten. Die relative Gleichförmigkeit in der Gesamtentwicklung schließt differenzierte Verhältnisse in den Teilgebieten nicht aus.

Wie weit dieses für den eigentlichen Randsenkenbereich nunmehr sicher nachgewiesene zusammenhängende Sedimentationsgebiet nach Norden reicht, lässt sich heute noch nicht eindeutig sagen. Im Bereich der BRD liegt die Nordgrenze wahrscheinlich im nördlichen Schleswig-Holstein (Südrand des Ringköbing-Fünen-Hochs, Bohrungen Flensburg Z1 und Westerland Z1 mit fehlendem Karbon) bzw. im westlich angrenzenden Raum der Nordsee. Auf dem Territorium der DDR ist die Nordbegrenzung des Beckens auf Südrügen bzw. der südlichen küstennahen Abschnitte der Ostsee zu suchen.

Die bisher einzigen Namur-Aufschlüsse nördlich der Linie Münsterland 1 – Wustrow Z1 – Parchim 1 stellen die in Nordostmecklenburg niedergebrachten Tiefbohrungen Loissin 1 und Barth 1 dar.

Das Namur der Bohrung Loissin 1 setzt sich aus einer ca. 600 m mächtigen Wechsellagerung von Tonsteinen, Siltsteinen und Sandsteinen zusammen. Biostratigraphisch nachgewiesen sind tieferes Namur B (Kinderscoutian, R1) sowie der Namur B/A-Grenzbereich (Kinderscoutian/Alportian, R1/H2) und fragliches höchstes Namur A (oberster Teil der Homoceras-„Stufe“). Das höhere Namur B und das gesamte Namur C fehlen ebenso wie der Hauptteil des Namur A. Die Grenzen zum Westfal im Hangenden bzw. zum Unterkarbon im Liegenden stellen wahrscheinlich Erosionsdiskordanzen dar.

<sup>1)</sup>Auf dieser Grundlage sind die aus den Bohrungen im dazwischenliegenden Raum (Vermold 1, Wustrow Z1 u.a.) angenommenen Namur-Mächtigkeiten kritisch zu bewerten.

Der für den regionalen Vergleich zur Bohrung Parchim 1 in Frage kommende Profilabschnitt des Kinerscoutian, der nach der Mächtigkeit (ca. 540 m) den Hauptteil des Loissin-Namurs bildet, zeigt hinsichtlich seiner lithologischen Ausbildung generelle Parallelen zwischen beiden Bohrungen. Allgemein fällt jedoch für den Raum Loissin eine etwas feinerklastische Ausbildung der korrelierbaren Horizonte auf. Das ist insofern überraschend, als gerade dieses Gebiet nach unseren heutigen Kenntnissen im unmittelbaren nördlichen Randbereich des Namurbeckens lag, wohingegen das Namur der Bohrung Parchim 1 mehr beckenzentrale Lage eingenommen haben wird. Offensichtlich drückt sich hierin die für die variszische Randsenke typische Asymmetrie (steile Gradienten im orogenwärtigen Bereich, flachere Gradienten auf der prävariszischen Tafel) aus.

Als lithofaziell-paläogeographische Besonderheit tritt im unteren Teil des Kinerscoutian der Bohrung Loissin 1 eine schwache Flözföhrung mit anthrazitischen Kohlen, die Mächtigkeiten von 10 cm allerdings nicht überschreiten, auf. Diese frühen Kohlebildungen am Nordrand des Namurbeckens können als Analoga zur Flözbildung im tieferen Namur des südlichen Randbereichs (Aachener Revier) betrachtet werden.

Während das Namurprofil der Bohrung Loissin 1 im hohen R1 (bzw. im basalen R2 ?) seine obere Begrenzung findet, liegt innerhalb der Bohrung Barth 1 etwa im gleichen Niveau die – hier allerdings bohrteufenmäßig bedingte – Namur-Untergrenze. Der lediglich 160 m mächtige, im Hangenden durch eine Störung (und/oder Erosionsfläche?) gekappte Namurabschnitt dieser Bohrung wird vor allem durch mittel- bis dunkelgraue Siltsteine, denen untergeordnet Ton- und Sandsteine zwischengeschaltet sind, charakterisiert. Einzelne Kohleschmitzen treten auf, spielen aber nur eine ganz untergeordnete Rolle. Bruchstücke von *Bilinguites bilinguis* belegen eindeutig R2b-Alter (mittleres Marsdenian). Ober ältere (R2a) bzw. jüngere Einheiten (tieferes R2c) in diesem Profil vertreten sind, ist in Ermangelung biostratigraphischer Belege ungewiss.

Die Konnektierung der Bohrprofile Loissin 1 und Barth 1, die auf Grund der gleichen oder zumindest ähnlichen paläogeographisch-paläotektonischen Position gerechtfertigt erscheint, ergibt für die unteren Abschnitte (R1-R2b) des Namur B im Nordteil des Beckens Gesamtmächtigkeiten von 700-750 m. Davon entfallen auf die unmittelbar mit dem Namurprofil Parchim korrelierbaren Folgen etwa 500 m, also wiederum einen Wert, der mit denjenigen aus den weiter südlich gelegenen Beckenteilen (Ostelbisches Massiv, Rhein-Ruhr-Revier) vergleichbar ist. Die für den westdeutschen Raum nach Interpretation geophysikalischer Messergebnisse sowie aus regionalen Überlegungen heraus postulierte annähernde Gleichförmigkeit der Mächtigkeitsverhältnisse zwischen Süd (Westfalen) und Nord (nördliches Niedersachsen, südliche Nordsee) kann auf dem Territorium der DDR somit erstmals – wengleich auch nur für den oben angeführten Teilabschnitt Namur B – durch Faktenmaterial untermauert werden. Wie die Entwicklung im hohen Namur B (R2c) – das ja im Ruhrgebiet allein mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit des Namur B repräsentiert – sowie im Namur C – das nach H.-J. FABIAN (1971) im Münsterland noch nahezu 1000 m erreichen soll – war, ob auch hier primär vergleichbare Verhältnisse vorlagen oder nicht doch erhebliche Abweichungen auftraten, lässt sich gegenwärtig noch nicht sagen, da das regionale Ausmaß und die Stärke der präwestfalischen (bzw. präpermischen) Erosionsvorgänge weder in

Nordostmecklenburg (Lossin 1, Barth 1) noch im Bereich des Ostelbischen Massivs (Parchim 1) zufriedenstellend geklärt sind.. Für das Namur A muss infolge der paläotektonisch signifikanten Gliederung des Beckens (flyschoide Vortiefen-, beckenzentrale Stillwasser- und epikontinentale Tafelentwicklung) mit stark divergierenden Mächtigkeitsverhältnissen – wie sie auch aus anderen Gebieten Mitteleuropas bekannt sind – gerechnet werden.

Schlussfolgernd aus dieser Darstellung kann heute eingeschätzt werden, dass sich der Sedimentationsraum des Namur B (zumindest während der biostratigraphisch belegten Zeitabschnitte) von Westeuropa über das Ostelbische Massiv hinweg bis nach Nordostmecklenburg erstreckte. Weiter östlich, auf dem Territorium der VR Polen, fehlen entsprechende Aufschlüsse bzw. die stratigraphischen Einstufungen der erbohrten Karbon-Ablagerungen (z.B. Koszalin IG 1, Ustronie IG 1, Karcino 1 – vgl. K. KOREJWO 1969 u.a.) sind zu ungenau und widerspruchsvoll, als dass exakte Parallelisierungen vorgenommen werden könnten. Trotzdem darf aus der Analyse der Faunenassoziationen sowie der paläotektonischen Gesamtentwicklung des Beckens auf eine durchgehende Verbindung bis zur Lubliner Karbonsenke geschlossen werden (K. SCHMIDT & P. KRULL 1978).

Gegen diese Deutung sprechen auch nicht die gelegentlich in karbonischen Konglomeraten auftretenden Geröllkomponenten tiefpaläozoischer bzw. metamorpher präkambrischen (?) Gesteine, die verschiedene Autoren von einem im tieferen Untergrund der Norddeutschen Senke vermuteten Hochgebiet ableiten.

A. SCHÜLLER sah in den Konglomeraten des Doberluger Visé Abtragungsprodukte eines kaledonischen Gebirges, das sich von Skandinavien über Jütland, das Ostelbische Massiv bis in die polnischen Sudeten erstreckte. Ihm folgte im Wesentlichen auch G. MEMPEL (1952), der ein in den Doberluger Schichten nachgewiesenes Leptitgneisgeröll ebenfalls auf ein im Norden gelegenes, allerdings bereits präkambrisch versteiftes Festlandsgebiet zurückführte. E. PAPROTH & R. TEICHMÜLLER (1961), J. DVORÁK & E. PAPROTH (1969) und andere deuteten diese Geröllfunde in gleicher Weise und folgerten daraus, dass die präkambrische Osteuropäische Tafel mit seiner südwestlichen Begrenzung bis in den norddeutschen Raum reicht. Ähnlich wurde auch die Herkunft der Gerölle aus dem Osnabrücker Westfal C/D (G. KELLER 1938; R. TEICHMÜLLER 1953; J. BRAUER & J. BUNTFUSS 1967; J. DVORÁK & E. PAPROTH 1969; H.-A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971; W. KREBS 1975), dem Finefrausandstein (H. WEHRLI 1938; A. SCHERP 1956; A. WENDT 1965) sowie anderen oberkarbonischen Konglomerathorizonten (vgl. dazu A. BORN 1927; A. BRUNE 1932; G. KELLER 1936, 1938; A. PILGER 1950; H.-R. v. GAERTNER 1950; J. KALTENHERBERG 1956; W.K. MALMSHEIMER 1968; H.-A. HEDEMANN u.a. 1972) interpretiert.

Auf Grund der heute vorliegenden, durch Tiefbohraufschlüsse und geophysikalische Arbeiten wesentlich verbesserten Kenntnisse über die regionale Verbreitung des Oberkarbons im mitteleuropäischen Raum ist mit größeren Hebungscentren präkambrischer bzw. tiefpaläozoischer

Scholleneinheiten innerhalb des Beckens selbst kaum zu rechnen. Die Herkunftsgebiete der Geröllkomponenten müssen daher am ehesten im Süden, d.h. im Bereich der präoberkarbonisch gefalteten und versteiften Anteile des Variszikums (z.B. Mitteldeutsche Schwelle) gelegen haben. Transportrichtung und Transportmechanismus sind dabei allerdings im Einzelnen noch ungeklärt.

Mit dem Nachweis eines mehr oder weniger einheitlichen, durch Schwellen, Inseln oder Hochschollen nicht stärker gegliederten Oberkarbontroges im nördlichen Mitteleuropa wird aber auch die aus der Rotfärbung namurischer Sedimente postulierte Annahme eines Festlandsgebietes im Bereich des Ostelbischen Massivs und seiner näheren Umgebung hinfällig. Die von E. PAPROTH & R. TEICHMÜLLER (1961); H.-J. FABIAN (zuletzt 1971), H.-A. HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER (1971), H.-A. HEDEMANN u.a. (1972) und anderen angeführten Argumente sind unseres Erachtens nicht stichhaltig genug, um eindeutig eine primäre Rotfärbung der betreffenden Einheiten belegen zu können.

In Bohrungen, die in neuerer Zeit in ähnlicher stratigraphischer und struktureller Position auf dem Territorium der DDR (Altmark, Brandenburg) niedergebracht wurden, liegt zweifelsfrei sekundäre Rötung vor. Ihre Tiefenreichweite erwies sich in erster Linie abhängig vom Lithotyp, von den Lagerungsverhältnissen und der Klüftigkeit der erbohrten Schichtenfolgen. Darüber hinaus werden sicherlich paläogeographisch-paläotektonische Faktoren eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben, da zuweilen der rotfarbene Hangendabschnitt des Präpermprofils gänzlich fehlt (kurzfristige Erosionsvorgänge vor Überlagerung durch permische Serien, Störungen u.a.).

Bezeichnenderweise und infolge ihrer sekundären Genese vollkommen verständlich tritt die Rotfärbung – je nach Erosionsanschnitt unterhalb der permischen Diskordanzfläche – in stratigraphisch unterschiedlichen Niveaus auf, eine Feststellung, die bereits H.-J. FABIAN (1957/58) bei der Analyse der Oberkarbonprofile der Bohrungen Steinheim 1 (rotes über grauem Westfal A) und Bielefeld 1 (rotes über grauem Namur C) an der primären Natur der Rotfärbung zweifeln ließ. Andererseits sind stratigraphisch äquivalente Serien nicht weit voneinander entfernter Aufschlüsse einmal rot (Namur B der Bohrung WUSTROW Z1) ein anderes Mal grau (Namur B der nicht weit entfernten Bohrung Parchim 1) gefärbt. Im übrigen weisen die angeblich „randnäheren“ Folgen (z.B. Namur A von Magdeburg-Flechtingen) oft graue, die „randferneren“ (Namur A der Bohrungen Northeim 1 und Bockenem 1) dagegen rote Farben auf. Analoge Verhältnisse sind auch aus anderen Gebieten des externen Variszikums (Subsudetische Monoklinale, Sudetikum) bekannt.

Die für die Deutung des „Ostelbischen Massivs“ als sedimentlieferndes Hochgebiet während des Oberkarbons bisher herangezogenen Kriterien und Fakten haben somit sowohl durch das Ergebnis der Bohrung Parchim 1/68 selbst als auch durch die aus anderen Bohraufschlüssen sowie aus modernen geophysikalischen Messarbeiten gewonnenen Neuerkenntnisse über die regionalen paläogeographisch-paläotektonischen Verhältnisse in diesem Raum ihre Stichhaltigkeit und Beweiskraft verloren. Zumindest für die Zeit des Namur B dürfte der Gesamtbereich des Massivs daher Sedimentationsgebiet



gewesen sein. Aus der regionalen Analyse der benachbarten Gebiete nehmen wir an, dass es auch während des Namur A und des Unterkarbons nicht als Hochgebiet wirksam wurde. Dagegen scheint die Interpretation der paläogeographischen Situation im Devon komplizierter. Der nordeuropäische Old Red-Kontinent wird im Unterdevon und tieferen Mitteldevon, eventuell selbst noch im jüngeren Devon, mit seinem Südabschnitt wahrscheinlich auch Teile des „Ostelbischen Massivs“ umfasst haben, ohne dass dieses allerdings als solches in seiner heutigen Konfiguration bereits in Erscheinung getreten wäre. Gleiches kann, wenn auch mit noch größeren Vorbehalten, für das tiefere Paläozoikum angenommen werden (vgl. dazu D. FRANKE 1967).

Welche Stellung das „Massiv“ im höheren Oberkarbon einnahm, ist mangels entsprechender Tiefenaufschlüsse schwer zu entscheiden. Durch die mit der vorlandwärtigen Auffaltung der externen variszischen Zonen im Zusammenhang stehende nordgerichtete Verlagerungen der Sedimentationströge werden im Namur C die südlichen Teile unter Umständen schon außerhalb des eigentlichen Ablagerungsraumes gelegen haben. Noch weiter nördlich sind die primären Verbreitungsgrenzen von Westfal und Stefan zu suchen. Der endgültige Beweis für eine durchgehende Verbindung zwischen Westfalen/Niedersachsen und Nordostmecklenburg/Rügen/Westpolen steht ja für diese Einheiten ohnehin noch aus.

Für das gesamte präpermische Paläozoikum kann nach gegenwärtigem Kenntnisstand eine Wirksamkeit des „Ostelbischen Massivs“ als solches somit nicht sicher belegt werden. Das heute durch die deutlichen gravimetrischen und geomagnetischen Anomalienscharungen so markant umrissene Gebiet war entweder in größere und zudem diskonform zu diesen angelegte Sedimentationsareale regional mit einbezogen (variszische Saumsenke im Namur B und Namur A, äußere variszische Zonen im Unterkarbon und höheren Devon?) oder es stellte Teilglied flächenmäßig größerer Abtragungsgebiete dar (südliche Ausbuchtung des nordeuropäischen Old Red-Kontinents im Unter- und Mitteldevon, „Norddeutsches Festland“ im Prädevon?, externes variszisches Hebungsgebiet im höheren Oberkarbon?). Erst mit dem Perm, d.h. nach dem an der Karbon/Perm-Grenze erfolgten generellen Umbau in der paläotektonischen Entwicklung Mitteleuropas, treten stärker kongruente Züge zwischen Fazies- und Mächtigkeitsverhältnissen einerseits und dem allgemeinen Verlauf der geophysikalischen Anomalienzüge des Massivs andererseits in Erscheinung. Nur stellt das „Massiv“ nicht – wie eigentlich zu erwarten wäre – ein Hochgebiet, sondern im Gegenteil eine bis ins Känozoikum hinein aktive Senkungsstruktur dar!

Die Frage, ob das „Ostelbische Massiv“ zumindest zeitweise ein echtes Paläomassiv darstellte oder ob regionale Unterschiede in der Mächtigkeitsentwicklung von Ober- und Unterkruste, bruchtektonisch bedingte

Materialverschiedenheiten im kristallinen (präkambrischen oder kaledonischen) Fundament, basische bis ultrabasische magmatische Körper altpaläozoischen, permiosilesischen bzw. mesozoisch-känozoischen Alters oder andere Faktoren die geologischen Ursachen der geophysikalischen Anomalien darstellen, ist nach wie vor weitgehend ungeklärt.

## Literatur

- BACHMANN, M.; MICHELAU, P.; RABITZ, A. (1971): Stratigraphie. In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.1. Das Rhein-Ruhr-Revier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 19-34, Krefeld
- BARTENSTEIN, H.; TEICHMÜLLER, R. (1974): Inkohlungsuntersuchungen, ein Schlüssel zur Prospektierung von paläozoischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten? – Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf., **24**: 129-160, Krefeld
- BORN, A. (1927): Die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Obercarbon. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **58B**: 101-112, Stuttgart
- BOUCKAERT, J.; HERBST, G. (1960): Zur Gliederung des Namurs im Aachener Gebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf., **3**(1): 369-384, Krefeld
- BRAUER, J.; BUNTFUSS, J. (1967): Sedimentologische Untersuchungen im Oberen Westfal C und Unteren Westfal D des Ibbenbürener Karbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf., **13**(2): 1095-1108, Krefeld
- BRUNE, A. (1932): Paläogeographische Konglomeratstudien im Ruhrkarbon. – Glückauf, **68**: 389-393, Essen
- DVORÁK, J.; PAPROTH, E. (1969): Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. – N. Jb. Geol. Paläont. Mb., **2**: 65-88, Stuttgart
- ELBERSKIRCH, W.; WOLBURG, J. (1962): Zur Tektonik des Karbons am linken Niederrhein im Profil der Bohrungen Wachtendonk 1 – Emmerich 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 407-432, Krefeld
- FABIAN, H.-J. (1957/58): Neue Beobachtungen zur regionalen Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. – Z. deutsch. geol. Ges., **109**: 475-482, Hannover
- FABIAN, H.-J. (1971): Stratigraphie und Tektonik. In: Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.4. Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 87-100, Krefeld
- FIEBIG, H. (1970): Das tiefe Oberkarbon (Namur) im Raume Häßlinghausen (aufgrund von Neuaufschlüssen der A 77). – Bochumer geogr. Arb. 7: 23-31, Herne
- FIEBIG, H. (1971): Entwicklung der Schichtenmächtigkeiten. In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.1. Das Rhein-Ruhr-Revier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 35-40, Krefeld
- FRANKE, D. (1967): Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. – Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **12** (1/2): 83-140, Berlin
- GAERTNER, H.-R.V. (1950): Erwägungen über präpermische Gebirgszusammenhänge in der Umgebung und im Untergrund von Norddeutschland. – Geol. Jb., **64**: 123-158, Hannover/Celle
- HEDEMANN, H.-A., FABIAN, H.-J., FIEBIG, H., RABITZ, A. (1972): Einführung in die Geologie des Gastlandes. 1. Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. – 7. Congr. Intern. Géol. Carbonif., Compt. Rend., **1**: 29-47, Krefeld

- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1966): Stratigraphie und Diagenese des Oberkarbons in der Bohrung Münsterland 1. – Z. deutsch geol. Ges., **115**: 787-825, Hannover
- HEDEMANN, H.-A.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129-142, Krefeld
- KAHLERT, E. (1975): Namur-Floren aus dem Nordteil der Deutschen Demokratischen Republik. – 8. Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif., Comptes Rendu, Moscow 1975 (im Druck)
- KALTERHERBERG, J. (1956): Über Anlagerungsgefüge in grobklastischen Sedimenten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **104**: 30-57, Stuttgart
- KELCH, H.-J.: Beschreibung der Spülproben und Kerne des Oberkarbons der Bohrung Münsterland 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**: Krefeld
- KELLER, G. (1936): Ein Vorkommen kristalliner und metamorpher Gerölle in den unteren Magerkohlen-Schichten des Ruhrgebietes. – Glückauf, **72**: 614-615, Essen
- KELLER, G. (1938): Auswertung grobklastischer Sedimente des Ruhrkarbons für seine Paläogeographie. – Glückauf, **74**: 479-482, Essen
- KOREJWO, K. (1969): Stratigraphy and Palaeogeography of the Namurian in the Polish Lowland. – Acta Geol. Polon., **19**: 609-709, Warszawa
- KREBS, W. (1975): Geologische Aspekte der Tiefenexploration im Paläozoikum Norddeutschlands und der südlichen Nordsee. – Erdoel-Erdgas-Z., **91**: 277-284
- MALMSHEIMER, W.K. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt (Oberkarbon, Westfal A, Untere Wittener Schichten). – Forsch.-Ber. Nordrh.-Westf., 1-74, Köln u. Opladen
- MEMPEL, G. (1952): Stratigraphie und Tektonik des flözführenden Unterkarbons von Dobrilugk-Kirchhain (Niederlausitz). – Geol. Jb., **66**: 585-626, Hannover
- NEVES, R. (1961): Namurian plant spores from the Southern Pennines, England. – Palaeontology, **4**(2): 247-279, London
- PAPROTH, E.; TEICHMÜLLER R. (1961): Die paläogeographische Entwicklung der subvariszischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. – 5. Congr. Avanc Etud. Strat. Géol. Carbonif. Heerlen, 1958, Comptes Rendu, **2**: 471-491, Maastricht
- PILGER, A. (1950): Die Sandschüttungen im rheinisch-westfälischen Oberkarbon und das nördliche Vorland. – Geol. Jb., **64**: 519-588, Hannover/Celle
- PATTEISKY, K. (1959): Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. – Mitt. Westfäl. Berggewerkschaftskasse, **14**: 1-65, Heine
- PATTEISKY, K.; SCHÖNWÄLDER, L. (1960): Das tiefere Namur nördlich von Wuppertal. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**(1): 343-368, Krefeld
- SCHERP, A. (1956): Zur Petrographie des Finefrau-Konglomerats bei Essen und einiger anderer geröllführender Sandsteine des Ruhrkarbons. – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., **4/5**: 240-244, Stuttgart
- SCHMIDT, K.; KRULL, P. (im Druck): Lithologie und Paläogeographie des Oberkarbons in Nordwest- und Mitteleuropa. – J. Geol., Berlin
- SCHÜLLER, A. (1949): Die Gesteine des Unterkarbon von Dobrilugk und des „Algonkium“ von Rotstein bei Liebenwerda. – Abh. Geol. Landesanst. Berlin, N.F., **213**: 1-14, Berlin
- TEICHMÜLLER, R. (1953): Die Lyditgerölle des Osnabrücker Karbon und des vorvariscischen Außenrahmens des Karbontroges. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 174-184, Stuttgart
- WEHRLI, H. (1938): Graptolithenführendes Kieselschiefergeröll aus dem Finefrau-Konglomerat des Ruhrgebietes. – Glückauf, **74**: 249-250, Essen
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein – Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. – Forsch.-Ber. Nordrhein-Westf., **1396**: 1-48, Köln und Opladen
- WEYER, D. (1979): Fauna und Biostratigraphie des Namur der Bohrung Parchim 1. – Jb. Geol., Berlin

WOLBURG, J. (1970): Zur Paläogeographie des Unterkarbons und Namurs im Münsterland. –  
N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **12**: 735-740, Stuttgart