scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

Drei Beiträge zur Geologie im Niederbergischen Land



19

_

GD

Umschlagbild:

Collage aus einer Strukturkarte der Blattverschiebungen im Abschnitt der Flöze Neuflöz, Wasserbank 1 – 3 und Hauptflöz im Vordergrund (Abb. 23, S. 27) und einem Sandsteinpaket im Cremer-Horizont im Hintergrund (Abb. 6, S. 13)

Alle Rechte vorbehalten

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

© 2010 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb – De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld

Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505 poststelle@gd.nrw.de www.gd.nrw.de

Satz und Gestaltung Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen · Krefeld

Druck JVA Willich I · Willich

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum

erscheint in unregelmäßigen Abständen. Bezug über den Buchhandel oder über den Geoshop des Geologischen Dienstes NRW (Fon 02151 897-210 / -212 · Fax 02151 897-428), Best.-Nr. 8020

Drei Beiträge zur Geologie im Oberkarbon zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land

Inhalt

Dierk Juch & Günter Drozdzewski

Geologie des flözführenden Oberkarbons in Aufschlüssen beim Bau der Bundesstraße B 227n zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land

Seite 5

Udo Harms

Buntmetallmineralisationen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n bei Velbert-Rottberg, Niederbergisches Land

Seite 37

Udo Harms

Wässrige und CH₄-reiche Fluideinschlüsse in Quarzkristallen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh, Niederbergisches Land

Seite 47

scriptum 19	56 S., 33 Abb., 2 Tab., 2 Taf.	Krefeld 2010
-------------	--------------------------------	--------------

scriptum 19	5 – 35, 26 Abb., 2 Taf.	Krefeld 2010
-------------	-------------------------	--------------

Geologie des flözführenden Oberkarbons in Aufschlüssen beim Bau der Bundesstraße B 227n zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert, Niederbergisches Land

Von Dierk Juch & Günter Drozdzewski*

Inhalt

1	l Einleitung							
2	Stratigrafie							
	2.1	Namurium B	9					
	2.1.1	Ziegelschiefer-Formation	9					
	2.1.2	Kaisberg-Formation	10					
	2.2	Namurium C	12					
	2.2.1	Untere Sprockhövel-Formation	12					
	2.2.2	Obere Sprockhövel-Formation	13					
	2.3	Westfalium A, Witten-Formation	15					
3	Tektonik							
	3.1	Einengungstektonik am Krähenberg	19					
	3.2	Diskussion der Krähenberg-Überschiebung	25					
	3.3	Einengungstektonik am Eulenbaumer Sattel	27					
	3.4	Bruchtektonik	28					
	3.5	Atektonische Flözdeformation im Quartär	32					
4	Geoteo	hnik	32					
5	Absch	ließende Bemerkungen	33					
6	Litera	tur	34					

 ^{*} Anschriften der Autoren:
 Dr. Dierk Juch, Dr. Günter Drozdzewski, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld

Kurzfassung: Der Bau der in den Jahren 1999 bis 2005 fertiggestellten Bundesstraße B 227n (ab Januar 2010 zur Bundesautobahn A 44 umgewidmet) zwischen Essen-Kupferdreh und Velbert ermöglichte geologische Aufnahmen im unteren Drittel des flözführenden Oberkarbons auf der steilen Nordflanke des Stockumer Hauptsattels. Es wird ein 1 000 m mächtiges Schichtenprofil von der Kaisberg-Formation des Namuriums B bis zu den Girondelle-Flözen der Witten-Formation des Unteren Westfaliums A vorgestellt. Das Profil bestätigt die bekannte Schichtenfolge im Wesentlichen auch für dieses Gebiet und ergänzt sie um einige unerwartete Details. Wichtigste neue stratigrafische Erkenntnisse sind der Fund des Cremer-Horizontes mit reicher Faunenführung an der Grenze Namurium B/C sowie die Dokumentation der für die nähere Umgebung ungewöhnlich mächtige Kaisberg-Formation.

Auch die aufgenommene Tektonik der Dilldorfer Mulde im Nordabschnitt des Profils entspricht bis auf wenige Details dem bisherigen Wissensstand aus dem hier umgegangenen alten Bergbau. An der Basis des Flözführenden im südlichen Profilabschnitt wurde eine größere Überschiebung mit komplizierten Spezialfalten beobachtet, die das örtliche Kartenbild erheblich verändert. Kleinere Änderungen ergaben sich auch aus der Aufnahme mehrerer Blattverschiebungen.

Insbesondere die Erkenntnisse aus den südlichen Aufschlüssen geben über die Verbesserung des örtlichen geologischen Bildes hinaus Anlass, auch überregional bedeutsame stratigrafisch-fazielle und tektonische Vorstellungen zu ergänzen und gegebenenfalls zu korrigieren.

1 Einleitung

Die in den Jahren 1999 bis 2005 fertig gestellte und am 1. Januar 2010 zur Bundesautobahn A 44 umgewidmete Bundesstraße B 227n verbindet das Ruhrtal bei Essen-Kupferdreh mit den Anhöhen bei Velbert (Abb. 1). Der wegen seines Eingriffs in die natürliche Landschaft lange umstrittene Straßenbau schnitt sich auf ca. 3 km meistens mehr oder weniger tief ins Gelände ein. Dabei entstanden – jeweils auf wenige Wochen oder Monate beschränkt – wertvolle geologische Aufschlüsse im steil stehenden flözführenden Oberkarbon.

Die neue Straße quert ein bankrecht ca. 1 000 m mächtiges Schichtenprofil im unteren Drittel des Flözführenden, wovon 80 % auch zusammenhängend aufgeschlossen waren. Von Süden nach Norden konnte man den Übergang von den älteren, flözleeren Schichten des Namuriums B im Velberter Ortsteil Rottberg zu den jüngeren, flözreicheren Schichten des untersten Westfaliums A im Essener Ortsteil Dilldorf beobachten (Abb. 1 u. 2).

Im Nordteil der Straßentrasse waren die Dilldorfer Mulde und das Höchste des Eulenbaumer Sattels angeschnitten (Abb. 3). Das Tiefste der Mulde bildet auch morphologisch ein Tal, das von der Scherenbusch-Brücke überspannt wird und daher nur punktuell aufgeschlossen war. Stattdessen konnte der hier anstehende, unterste Abschnitt des Westfaliums A (Flöz Sarnsbank bis Flöz Finefrau) zweimal, und zwar in den beiden Faltenflügeln der Dilldorfer Mulde, angetroffen werden.

Die geologischen Beobachtungen wurden in großmaßstäbigen Karten und Aufschlussskizzen sowie in bankrecht ausgerichteten und treppenartig zueinander versetzten Schnitten dokumentiert. Ziel der Aufschlussaufnahmen und -auswertungen war ein Vergleich der Beobachtungen mit den mehrere Jahrzehnte alten Kenntnissen über die örtliche Geologie. Da sich dieser Wissensstand im Großen und Ganzen bestätigte, beschränkt sich die detaillierte Darstellung der angetroffenen geologischen Verhältnisse im Folgenden auf die abweichenden Ergebnisse.

2 Stratigrafie

Im gesamten Straßenaufschluss wurden 35 Flöze mit einer teilweise reichen Pflanzenfauna im Hangenden beobachtet (Abb. 2). Zehn Flöze erreichen eine für den früheren Bergbau interessante Mächtigkeit von ca. 60 - 150 cm, die übrigen Flöze sind meist 10 - 30 cm mächtig.

Zwischen den häufig – oft im cm- bis dm-Rhythmus – wechselnden Ablagerungen von Ton-, Sand- und Schluffsteinen treten auch 12 mächtige (10 - 30 m) Sandsteinbänke auf. Fast immer stehen sie in enger Beziehung zu den Flözen, von denen sie zumeist überlagert werden. Meistens bilden sie landschaftlich charakteristische kleine Bergrücken, in oder neben denen man häufig Spuren alten Bergbaus findet.

In Ton- oder Schluffsteinlagen wurden auch zehn Horizonte mit tierischen Fossilien gefunden. Meistens waren es Süßwassermuscheln. In drei Fällen handelt es sich um "marine Horizonte" mit einer reichen Fossilführung, die überwiegend aus Goniatiten besteht. Die Beobachtungsergebnisse wurde in bankrecht ausgerichtete und treppenartig zueinander ver-





setzte Einzelschnitte (in Abb. 1 u. 2 mit A bis J bezeichnet) eingetragen. Die hieraus abgeleiteten stratigrafischen Einzelprofile wurden, an lithostratigrafisch markanten Schichtfugen versetzt, zu einem Gesamtprofil zusammengefügt (Abb. 2).

Nach verschiedenen, sehr genauen geologischen Aufnahmen aus der aktiven Bergbau-Zeit im südlichen Ruhrrevier vor 50 Jahren ist von einer deutlich größeren Anzahl fossilführender Horizonte in diesem Schichtenabschnitt auszugehen, als sie jetzt beobachtet worden ist (vgl. z. B. MICHELAU 1966). Dies hängt vor allem mit Aufschlusslücken und der Verwitterungsanfälligkeit fossilführender Horizonte zusammen. Teilweise ist es aber auch in der Art der geologischen Aufnahme begründet, deren Ziel nicht feinstratigrafische Ansprachen waren, die ohnehin wegen des dafür erforderlichen Zeitaufwandes nicht möglich waren. Zudem hätten die Baustellenverhältnisse solche Aufnahmen auch nur begrenzt zugelassen.

Im Vergleich zum bisherigen Kenntnisstand (z. B. Gesamtschichtenschnitt in FIEBIG 1971) gab es vor allem an der Basis des hier aufgeschlossenen Profils neue Erkenntnisse.

2.1 Namurium B

Anders als bei älteren Veröffentlichungen und nach neuer stratigrafischer Definition (WREDE 2006) wird hier die Grenze zwischen Namurium B und C nicht an die Basis des Grenzsandsteins, sondern des marinen Cremer-Horizontes gelegt. Vom Namurium B (nach neuer Definition) war die Kaisberg-Formation vollständig und von der darunter liegenden Ziegelschiefer-Formation der obere Teil aufgeschlossen. In Anlehnung an die moderne Nomenklatur wird hier der Begriff "Schichten" für die lithostratigrafischen Einheiten durch den Begriff "Formation" ersetzt.

2.1.1 Ziegelschiefer-Formation

Unter dem Brückenbauwerk an der Rottberger Straße (Übergang A 44 zur B 227n) bis zu dem nach Norden anschließenden Straßeneinschnitt waren ca. 90 m überwiegend feinbankige Ton- und Schluffsteine mit zum Teil reicher Pflanzenführung aufgeschlossen. Da im oberen Teil mehrere Meter mächtige Bänke mit hohem Sandsteinanteil und schräg geschichteten Lagen auftreten, werden die obersten 30 m dieses Schichtenpaketes als Äquivalent des Grenzsandsteins angesprochen und



Abb. 3 Wechsellagerung Ton-, Schluff- und Sandsteine, oberster Abschnitt der Ziegelschiefer-Formation (Aufschlussbreite der Böschung ca. 15 m)

damit der Kaisberg-Formation (Kap. 2.1.2) zugeordnet. Der überwiegend feinkörnige Charakter des hier aufgeschlossenen, darunter folgenden, 60 m mächtigen Schichtenpaketes begründet die Einstufung in die Ziegelschiefer-Formation (Abb. 3).

Am Brückenbauwerk im Hespertal, ca. 1 km weiter westlich, wurden in dieser Formation zwei Zyklotheme von je ca. 8 m mit Kornvergröberung zum Hangenden hin beobachtet. Von oben nach unten sind aufgeschlossen: 1 - 3 m mächtiger, feinkörniger Sandstein mit kleinen Glimmerblättchen, Rippelmarken, Bioturbation und dezimetergroßen, karbonatischen Knollen, darunter liegen ca. 5 - 7 m mächtige, im mm- bis cm-Bereich laminierte bzw. gebänderte Wechsellagerungen von Ton-, Schluff- und feinkörnigem Sandstein mit einzelnen Karbonat- oder Toneisensteinknollen und zum Teil Pflanzenhäcksel. Die Basis bildet ein 10 - 20 cm mächtiger, dunkler Tonstein mit gut erhaltenen Pflanzenabdrücken (Farne). Da diese Aufschlüsse nur ca. 40 m querschlägig von dem alten Steinbruch entfernt sind, in dem nach KELLER (1934) ein 30 m mächtiger Sandstein abgebaut worden ist, kennzeichnen sie den faziellen Übergang zur Kaisberg-Formation.

Bezug nehmend auf die Grenzziehung der Basis der Ziegelschiefer-Formation in der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4608 Velbert, sowie auf andere Quellen dürfte diese Formation insgesamt hier nicht mehr als 150 m mächtig sein. Im Liegenden bis zur Basis des Namuriums folgen noch die Grauwacken- und Quarzit-Formation mit 150 m und die Hangende Alaunschiefer-Formation mit 100 m Mächtigkeit (GK 25: 4608 Velbert; Profil A – B).

2.1.2 Kaisberg-Formation

Die Kaisberg-Formation ist lithostratigrafisch begrenzt durch den Grenzsandstein an der Basis und den Cremer-Horizont im Hangenden (WREDE 2005). Sie ist hier mit 150 m um 30 m geringer mächtig als im Gesamtschichtenschnitt (FIEBIG 1971). Der Grenzsandstein besteht hier aus zwei dicht übereinander liegenden, ca. 3 – 4 m mächtigen Sandsteinbänken, die teilweise Driftholz führen und eine Schrägschichtung zeigen. Er bildet hier im Gegensatz zum darüber folgenden Kaisberg-Sandstein keinen Härtling an der Erdoberfläche, sondern ist teilweise bis in 2 m Tiefe stark verwittert, was möglicherweise auf ein vorwiegend toniges Bindemittel zurückzuführen ist (vgl. Abb. 3).

Der in der Karbonoberflächenkarte des Amtes für Bodenforschung (1955) noch als Grenzsandstein angesprochene, ca. 30 m mächtige Sandstein entspricht hier wahrscheinlich eher dem Kaisberg-Sandstein und der ca. 10 m darüber folgende, wiederum 30 m mächtige Sandstein dem Sengsbänksgen-Sandstein. Beide Sandsteine sind überwiegend mittelkörnig und haben vor allem im unteren Teil eine plattige Ausbildung (Abb. 4).

Diese Sandsteine lassen sich nach Westen gut im Streichen mit den von KELLER 1934 beschriebenen Sandsteinen bei Bernsmühle verbinden. Dabei gibt er geringere Mächtigkeiten für das Zwischenmittel (4 m) und den oberen Sandstein (5 m) an, als in der Baustelle der B 227n festgestellt wurden. Lithostratigrafisch stuft KELLER das gesamte Sandsteinpaket als Sengsbank-Sandstein ("LK") ein. Ein von ihm als der 60 m darunter folgende Grenzsandstein erwähnte Sandstein wurde bei der hier beschriebenen Geländeaufnahme weder in der Baustelle an der Rottberger Straße noch im Hespertal beobachtet.

Über dem Sengsbänksgen-Sandstein liegt ein 35 m mächtiges Schichtenpaket aus mehreren, jeweils einige Meter mächtigen Ton- und Schluffsteinpaketen, die zum Teil nicht-marine Muscheln führen. Es folgt ein 10 m mächtiger Sandstein mit einem bis zu 20 cm mächtigen Flöz im Hangenden, bei dem es sich um Flöz Cremer oder möglicherweise auch um Flöz Sengsbank handeln könnte. Dieses Flöz wird auch von MICHELAU (1955) mit der Bezeichnung Flöz Sengsbank im Profil Bernsmühle erwähnt. Die darüber folgende 10 - 13 m mächtige Wechsellagerung aus Ton- und Schluffsteinen führt zahlreiche nicht-marine Muscheln (vgl. Taf. 2: Bild 7) und einzelne geringmächtige Sandsteinbänke.

Das darüber folgende, weitgehend ungestört zusammenhängende Schichtenpaket mit dem Cremer-Horizont an der Basis wird nach ca. 35 m Mächtigkeit im Hangenden nahe der Brücke am Krähenberg (Abb. 5) durch eine Überschiebung mit ca. 100 m bankrechtem Verwurf gestört (vgl. Kap. 3.1). Infolgedessen wiederholt sich das gesamte beschriebene Profil in der hangenden Nordscholle der Krähenberg-Überschiebung ab dem Sengsbänksgen-Sandstein. Hier bildet der Sengsbänksgen-Sandstein als Härtling den Höhenrücken des Krähenberges, den höchsten Punkt des Straßenverlaufs. An seiner Basis waren intensiv kleingefaltete, feinstreifige Sandsteine mit dunklen, teilweise kohligen Tonsteinlagen aufgeschlossen, die als Zwischenmittel zwischen Sengsbänksgen- und Kaisberg-Sandstein eingestuft werden. Darüber folgen zunächst plattiger Sandstein (vgl. Abb. 4 u. 18) und dann massige Sandsteinbänke.

Im Hangenden des Sengsbänksgen-Sandsteins am Krähenberg stehen ca. 5 m mächtige Tonsteine an, die mit Fischschuppen und selteneren, kleinen, zu den Krebstieren zählenden Phyllocariden (Taf. 2: Bild 8) auf einen weiteren marinen Horizont hinweisen könnten. In dem stratigrafisch darüber liegenden, weiter nach Norden mit ca. 60 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Schichtenabschnitt wurden wie in der Südscholle der Krähenberg-Überschiebung mehrere Meter mächtige Ton- und Schluffsteinpakete mit einzelnen nicht-marinen Muscheln beobachtet. Ein etwa 10 m mächtiger Sandstein und das Flöz Cremer konnten jedoch nicht gefunden werden und sind vermutlich nicht ausgebildet. Der Cremer-Horizont wird in der nördlich anschließenden, größeren Aufschlusslücke dieses Straßenabschnittes vermutet.



Abb. 4 Plattiger Sandstein am Krähenberg (unterer Teil des Sengsbänksgen-Sandsteins, Lage s. Abb.14, Schnitt 1)

Im regionalen Zusammenhang gesehen wirft der Neuaufschluss der Kaisberg-Formation einige Fragen auf: Im Raum Hagen – Sprockhövel besteht die Schichtenfolge überwiegend aus mächtigen, schräg geschichteten, fluviatilen Rinnensandsteinen (KRAFT 1992). Westlich Sprockhövel keilen die aus nordöstlicher Richtung geschütteten Sandsteinfolgen deutlich aus, wobei nach KELLER (1934) im Wesentlichen nur noch eine 20 – 30 m mächtige, teilweise zweigeteilte Sandsteinfolge auftreten soll (vgl. DROZDZEWSKI et al. 1996: Abb. 3). Im Neuaufschluss treten jedoch davon abweichend wieder mehrere mächtige Sandsteinfolgen wie an der Typlokalität am Kaisberg bei Hagen auf. Allerdings bestehen diese an der B 227n nicht aus Rinnensandsteinen, sondern überwiegend aus plattigen Sandsteinen mit horizontaler Schichtung, die als Hochenergieparallelschichtung zu interpretieren ist. Möglicherweise sind diese Sandsteine im Strandbereich oder im flachmarinen Bereich abgelagert worden.

Die im Vergleich zur näheren Umgebung besonders mächtige Ausbildung der Sandsteinfolgen könnte auf lokale Schüttungen aus südlicher Richtung hindeuten. Schon KRAFT (1992) führt die Sandsteine im Raum Hattingen auf ein lokales "Hattinger Hoch" zurück, dem möglicherweise auch der Bereich nördlich Velbert angehört.



Abb. 5 Brücke am Krähenberg (Blick nach Norden)

2.2 Namurium C

2.2.1 Untere Sprockhövel-Formation

Eine kleine Sensation bot der Fossilreichtum des marinen Cremer-Horizontes 50 m südlich des Krähenberges in der liegenden Südscholle, der zuletzt in dieser Ausbildung vor über 35 Jahren in der 15 km entfernten Zeche Herbede bei Witten sowie bei Haßlinghausen beobachtet worden war (FIEBIG 1970, 1971). Bei den in bis zu 1 m großen Toneisensteinknollen und in bituminösen Tonsteinen körperlich sowie als Abdrücke erhaltenen Goniatiten (Taf. 1: Bild 1 – 4) handelt es sich nach DIETER KORN (Naturkundemuseum Berlin) vor allem um die Art *Bilinguites superbilinguis* (BISAT 1924). Erst spät wurden auch einzelne Exemplare der Gattung *Cancelloceras sp.* (Taf. 1: Bild 5 u. 6) gefunden und bestimmt, die für die stratigrafische Einstufung in das Namurium C (Yeadonium) entscheidend ist (JUCH & DROZDZEWSKI 2006, KORN 2007). Daneben traten mehrfach auch Muscheln und Pflanzenreste auf, von denen VAN AMEROM (Heerlen/NL) folgende Arten bestimmte: *Posidoniella rugata* JACKSON, *Neuropteris schlehani* STUR, *Mariopteris acuta* und *Mesocalamites cistiformis* STUR. Daneben fand sich eine nicht näher bestimmte Dunbarella. Auffällig war das häufige gemeinsame Vorkommen von teilweise gut erhaltenen Pflanzenresten und Goniatiten (Taf. 1: Bild1 u. 3).

Bemerkenswert ist die Veränderung der Fossilführung im Streichen des Horizontes innerhalb von 30 m: Auf der Ostböschung wurden die Goniatiten nur im Hangenden einer 1 - 1,5 m mächtigen Sandsteinbank in einem ca. 3 - 4 m mächtigen Schichtenabschnitt beobachtet. In Liegenden der Sandsteinbank treten hier Schluff-, Ton- und Sandsteinwechsellagerungen auf, in denen sich mehrere nicht-marine Muscheln fanden. Auf der Westböschung hingegen traten die Goniatiten in dunklen Tonsteinen nicht nur über, sondern auch bis zu 3 m unter der Sandsteinbank auf, die über den ganzen Aufschluss zu verfolgen war (Abb. 6). Hinweise auf eine tektonische Ursache für diesen Wechsel der Schichtenausbildung im Streichen fanden sich nicht. Allerdings wurden im oberen Teil des Horizontes kleinere, flachwellige Spezialfalten und streichende Kleinstörungen sowie – vor allem auf der Ostböschung – eine intensive Mineralisation mit Blei-, Zink- und Kupfersulfiden festgestellt (HARMS 2010, THOMAS PAUL, mdl. Mitt.).

Über dem Cremer-Horizont waren südlich der Brücke am Krähenberg (d. h. in der liegenden Südscholle der Krähenberg-Überschiebung) noch ca. 35 m mächtige Schluff-, Ton- und Sandsteinwechsellagerungen mit einem 10 m mächtigen Sandsteinpaket sowie einzelnen nicht-marinen Muscheln aufgeschlossen. Am Top dieses Schichtenpaketes fanden sich in einer gering mächtigen, feinstreifig Ton-/Schluffsteinbank neben pflanzlichen Resten zahlreiche Muscheln. VAN AMEROM bestimmte: *Anthraconaia sp. sowie Solenomorpha cf. minor*. Trotz der nach Norden zunehmender Kleintektonik ist hier die ursprüngliche Schichtenabfolge noch erhalten, abgesehen von einer auf der Westböschung erkannten kleinen Überschiebung mit einem Verwurf von mehreren Metern .

Der Anschluss an die stratigrafisch sicher einzustufenden, weiter darüber folgenden Schichten wird durch die oben erwähnte, ca. 100 m breite Aufschlusslücke in der Talmulde nördlich des Krähenberges erschwert. In dieser Talung stehen



Abb. 6 Sandstein im Cremer-Horizont, Westböschung

die feinklastischen Gesteine im Liegenden von Flöz Gottessegen vermutlich ungestört an. Ergänzt man das südlich dieser Lücke anstehende Schichtenpaket um die in der Südscholle der Krähenberg-Überschiebung festgestellte Schichtenfolge (mit dem Cremer-Horizont und den Schichten bis zum Liegenden der Überschiebung), so reduziert sich die tatsächliche stratigrafische Schichtlücke auf 65 m.

Darüber setzt wieder die aufgeschlossene Schichtenfolge mit einem 2 - 3 m mächtigen, hellen Sandstein ein. Über ihm folgt eine rund 100 m mächtige Schichtenfolge bis zur Basis des Neuflöz-Sandsteins. Im mittleren Teil dieses Schichtenpaketes fand sich über einer Sandsteinfolge mit Driftholzlagen ein Faunenhorizont mit Muscheln und Fischschuppen. Er ist ein Hinweis auf einen marinen Horizont. 10 - 15 m darüber folgt ein 15 m mächtiger Sandstein mit einer dünnen Kohle-/Brandschieferlage und Driftholz an seiner Basis. Bei dem Kohlestreifen könnte es sich um Flöz Gottessegen handeln, während der Sandstein dem Besserdich-Sandstein entsprechen dürfte. Mit 4 m Abstand folgt ein weiterer Sandstein, der im Liegenden und Hangenden Kohle von 10 - 15 cm bzw. 20 cm Mächtigkeit aufweist. Hierbei handelt es sich um die Flöze Besserdich Oberbank und Unterbank.

Wurzelböden wurden im Liegenden der genannten Flöze zwar nicht beobachtet, der lithologische Aufbau dieses Schichtenpaketes und der Zusammenhang mit der Abfolge im Hangenden machen diese Flözeinstufungen dennoch relativ sicher. Dies bestätigt auch die hier festgestellte Gesamtmächtigkeit von 200 m der Unteren Sprockhövel-Formation zwischen dem Cremer-Horizont und der Basis des Neuflöz-Sandsteins. Allerdings ist das Flöz Hinnebecke hier, wie auch in anderen Teilen des Ruhrbeckens, nicht ausgebildet (HOLLMANN 1967). Auch zeigt die geringmächtige und unreine Ausbildung der Flöze Gottessegen und Besserdich einen Randbereich der Kohlenbildung bei insgesamt hohen Grundwasserständen an. Diese Beobachtung bestätigen auch Bergbauaufschlüsse mit nahezu fehlender Kohlenbildung unterhalb Flöz Neuflöz in der näheren Umgebung sowie im nördlich anschließenden Gebiet der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4508 Essen.

2.2.2 Obere Sprockhövel-Formation

In der weitgehend aufgeschlossenen Oberen Sprockhövel-Formation entsprechen die beobachtete Lithostratigrafie und die Mächtigkeiten den bekannten Verhältnissen (z. B. FIEBIG 1971): Ein Sandsteinpaket mit 70 m Mächtigkeit reicht von der Basis des Neuflöz-Sandsteins bis Flöz Wasserbank 3. Es wird nur durch die geringmächtigen (1 - 2 m) Ton- und Schluffsteinlagen im Liegenden und Hangenden der Flöze Neuflöz und Wasserbank 1 unterbrochen (Abb. 7 a, b).

Über dem Flöz Wasserbank 3 wurde noch in 20 m bankrechtem Abstand ein dunkles, bituminöses Tonsteinband gefunden, bei dem es sich um den marinen Alte-Haase-Horizont handeln dürfte. 20 m darüber setzen sandigere Lagen ein und es wurde noch ein dünnes Flöz (Flöz Nebenflöz?) beobachtet. Nach Norden zu bewirkte eine mächtigeren Hanglehm-



Abb. 7

- a Flöz Wasserbank (Ostböschung)
- b Flöz Wasserbank (auf Baustellensohle, Blick nach Osten)

Überdeckung eine Aufschlusslücke von bankrecht ca. 40 m, in der auch das wahrscheinlich oberflächennah abgebaute Flöz Hauptflöz liegt.

Nach 30 m meist gebänderten Schluff-, Tonund Sandsteinwechsellagerungen folgen zwei Sandsteinpakete, in deren Hangendem jeweils ein 30 cm mächtiges Flöz ausgebildet ist, bei denen es sich um die Flöze Schieferbänksgen und Schieferbank 2 handelt. Darüber folgen weitere 20 m Schluff- und Tonsteine sowie ein weiterer, ca. 30 m mächtiger Sandstein, in dessen Hangendem die Gruppe der Sarnsbänksgen-Sarnsbank-Flöze liegt.

Dieser höchste Abschnitt der Sprockhövel-Formation war auch am Eulenbaumer Sattel in den umfangreichen Aufschlüssen bei Dilldorf-Frauenstein im nördlichsten Abschnitt der Straßentrasse zu beobachten, wobei der Sandstein dort nur 13 m mächtig ist. Beiden Aufschlüssen gemeinsam ist die relativ große Anzahl einzelner Flöze. Im Süden sind es fünf Flöze in einem Schichtenabschnitt von 15 m, im Norden sechs innerhalb von 25 m zwischen dem marinen Horizont im Hangenden und dem Sandstein im Liegenden.

Unerwartet war die große Kohlenmächtigkeitszunahme der Flöze innerhalb von nur 1,4 km (bzw. 2,2 km bei palinspastischer Rekonstruktion) nach Norden zu: Während im Süden in einem 10 m mächtigen Schichtenpaket insgesamt ca. 95 cm Kohlenmächtigkeit nachgewiesen wurden und bis zu 150 cm in Bergbauaufschlüssen dokumentiert sind, wurden im Norden in einem 25 m mächtigen Schichtenpaket 250 - 320 cm Kohle festgestellt mit Kohlenmächtigkeiten in einem einzelnen Flöz bis zu 200 cm (Abb. 8). Trotz der hier ebenfalls auftretenden, intensiven Kleintektonik beruhen diese Angaben auf der eindeutigen Ansprache von primären Mächtigkeiten. Dank guter Aufschlussverhältnisse wurde hier auch der für die Namurium-/Westfalium-Grenze entscheidende marine Sarnsbank-Horizont mit mindestens 5 m Mächtigkeit gefunden.

Eine kleine, lokale Kohlenmächtigkeitsanomalie mit Nordwest-Südost-Verlauf lässt sich hier auch aus den Angaben von HOLLMANN (1967) ableiten. Allerdings ist dies nur durch zwei eng benachbarte Daten gestützt, die zudem auch nicht so hohe Werte erreichen, wie die jetzt beobachteten. Vergleichbar ist diese ungewöhnli-



Abb. 8 Flöz Sarnsbänksgen Oberbank; grobe Flözstruktur (von links nach rechts, d. h. vom Hangenden zum Liegenden): 150 cm feinschichtige Kohle-/Tonstein-Wechsellagerung, 50 cm Kohle, 100 – 150 cm Tonstein, 100 – 150 cm Kohle, Schluffstein mit Wurzelboden (Pfeiler Fußgängerbrücke Dilldorf, Blick nach Westen)

che hohe Mächtigkeit mit den für den Raum Mülheim beschriebenen Verhältnissen, die sich aus der Scharung der Flöze Sarnsbank 1 und Sarnsbänksgen ergeben. Die Annahme einer solchen Scharung könnte allerdings im Widerspruch zur hohen Anzahl der beobachteten Flöze stehen. Dazu kommt, dass schon von BöGER 1966 die Problematik der genauen Parallelisierung einzelner Flöze in dieser Flözgruppe betont wird. Die Zuordnung zur Flözeinheitsbezeichnung erfolgt hier daher mehr einer Aufteilung der einzelnen Flözbänke auf die drei Flözeinheitsnamen Sarnsbank 2 und 1 sowie Sarnsbänksgen. Dabei wird die mächtige mittlere Flözbank dem Flöz Sarnsbänksgen zugeordnet, da dieses nach HOLLMANN 1967 wiederholt durch eine vergleichsweise hohe Mächtigkeit gekennzeichnet ist.

Die Gesamtmächtigkeit der Sprockhövel-Formation beträgt hier 520 m und ist vergleichbar mit dem von FIEBIG (1971) angegebenen Wert. In Verbindung mit den in Kapitel 2.1.1 angegebenen Mächtigkeiten lässt sich im bearbeiteten Gebiet für das gesamte Namurium eine Mächtigkeit von 1 100 m nachweisen. Dieser Wert ist nur ein Drittel bzw. die Hälfte der weiter östlich bekannten Mächtigkeitswerte von 2 000 – 3 000 m und belegt die starke Mächtigkeitsabnahme des Namuriums nach Westen. Bemerkenswert ist die stratigrafische Beschränkung diese Reduktion ausschließlich auf das Namurium A und B.

2.3 Westfalium A, Witten-Formation

Vom Westfalium A steht der größte Teil der Witten-Formation bis Flöz Girondelle 5 im Trassen-Bereich an. Der unterste Abschnitt von Flöz Sarnsbank bis Flöz Finefrau war zweimal, das heißt in den beiden Faltenflügeln der Dilldorfer Mulde, aufgeschlossen. Der Abschnitt bis Flöz Girondelle 3 konnte nur im Norden gefunden werden. Die beobachteten Abstände der Flöze und deren Mächtigkeiten entsprechen weitgehend den bereits bekannten.

Über dem nur auf dem Nordflügel der Dilldorfer Mulde im Aufschluss nachgewiesenen marinen Sarnsbank-Horizont tritt ein 70 m mächtiges, feinklastisches Schichtenpaket mit oft laminierten bzw. feinstreifigen Schluff-, Ton- und Sandsteinwechsellagerungen auf. Darüber folgt der 40 m mächtige "Mausegatt-Sandstein" (Abb. 9).

Auf dem Südflügel der Dilldorfer Mulde, südlich der Scherenbusch-Brücke, war das sonst nur unbedeutende Flöz Fink nahe der Basis des Mausegatt-Sandsteins im Streichen über mehr als 100 m gut aufgeschlossen. Dabei wurden häufiger Kohlenmächtigkeitsschwankungen zwischen 20 und 50 cm sowie an zwei Stellen bis 1 m beobachtet, die teils synsedimentären, teils frühtektonischen Charakter hatten. In einem Fall war das Flöz nach oben verdickt, was eventuell auf einen



Abb. 9 Flöze auf der Ostböschung in Dilldorf; von links nach rechts: Flöz Fink, Mausegatt 1/2, Kreftenscheer 1 Unter- und Oberbank, Kreftenscheer 2 (Kr2), Kreftenscheer 3 in Blattverschiebung angeschleppt

in den hangenden Sandstein ragenden, größeren Baumstamm hindeuten könnte. In einem anderen Fall war eine Verdickung im Liegenden seitlich durch kleinere Störungen begrenzt. In dem nur wenige Meter mächtigen Sandstein im Liegenden des Flözes waren häufiger Karbonatlinsen mit Muscheln zu beobachten. Ihr Auftreten steht vermutlich in Verbindung mit der Veränderung der Ablagerungsverhältnisse nach der vorangegangenen Überflutungszeit, die mit dem marinen Sarnsbank-Horizont begonnen hatte und ein hier ca. 80 m mächtiges, feinklastisches Schichtenpaket hinterließ.

Flöz Mausegatt tritt im oberen Abschnitt des Sandsteins auf und erreicht Mächtigkeiten zwischen 150 und über 200 cm. Es wurde daher im Trassenverlauf intensiv abgebaut – südlich der Scherenbusch-Brücke vermutlich auch im "Tagebau". Davon zeugt eine später mit Müll verfüllte Pinge.

Die Gruppe der Flöze Geitling 1 - 3, Kreftenscheer 1 und 2 sowie eventuell auch Mentor sind auf beiden Flanken zwar ausgebildet, konnten aber aufgrund baulicher Gründe (Brückenpfeiler) und einer Blattverschiebung mit Schichtenausfall im Aufschluss nur unvollständig beobachtet werden. Es scheint jedoch kein wesentlicher Unterschied der Ausbildung in Nord-Süd-Richtung vorzuliegen. Dies gilt auch für den Finefrau-Sandstein mit den Flözen Finefrau und Finefrau Nebenbank.

Spektakulär war für einige Zeit der Aufschluss der Finefrau-Flözgruppe südlich der Dilldorfer Straßenbrücke: Zwischen den beiden mächtigeren Hauptflözen, die in der Nachbarschaft teilweise auch abgebaut wurden, waren noch vier gering mächtige Flöze sichtbar (Abb. 10). Gleichzeitig wies die ganze, steil nach Südosten einfallende Gruppe an der Basis des

Abb. 10 Flözgruppe Finefrau und Finefrau-Nebenbank, Nordflügel Dilldorfer Mulde, mit "Flözblume", westliche Straßenböschung. Im unteren Teil des Bildes ist ein steiles Einfallen der Flöze nach Südsüdost erkennbar, in der Verwitterungszone darüber sind sie durch eiszeitliches Bodenfließen hangwärts nach Süden geschleppt worden und fallen hier flach nach Norden (rechts) zum Ruhrtal hin ein.







quartären Hanglehms über mehrere Meter eine subhorizontale, atektonische Schleppung ("Flözblume") nach Südosten, also scheinbar bergwärts, auf (vgl. Kap. 4.5). Der marine Faunenhorizont ca. 4 m im Hangenden von Flöz Finefrau Nebenbank war aufgrund intensiver Verwitterung des vermutlich karbonatischen Materials erst bei größerer Aufschlusstiefe sichtbar. Die bekanntermaßen reiche Fossilführung (DAHM 1966) beschränkte sich auf ein wenige Zentimeter schmales Band. Einzelne Fossilien wurden allerdings noch über einen Abschnitt von einigen Metern gefunden (MAGIERA, mdl. Mitt.).

Von den 55 m darüber folgenden Flözen der Girondelle-Gruppe waren über ca. 20 m nur vier gut aufgeschlossen, von denen wiederum eins eine größere, ehemals bauwürdige Mächtigkeit aufwies. Sie wurden nach lithostratigrafischem Vergleich den Flözen Girondelle 1 und 2 zugeordnet (Abb. 11 u. 12). Dabei ist Flöz Girondelle 2 in drei Bänke aufgespalten, von denen die mittlere Flözbank dem gebauten Flöz entspricht. Trotz eines Abstandes von ca.

Abb. 12 Flöz Girondelle 2, Mittel- und Oberbank (Nordflügel Dilldorfer Mulde, westliche Straßenböschung)



5 m zwischen Mittel- und Unterbank zeigte sich die enge Beziehung zwischen beiden durch folgende Merkmale: Das meist schluffige Sediment enthielt einen hohen organischen Anteil und war stark durchwurzelt. Etwa 1,5 m unter dem oberen, mächtigen Flöz fand sich ein kleiner "aufrecht" (bankrecht!) stehender Baumstamm von 40 cm Höhe mit einem Durchmesser von ca. 10 cm. 10 m bankrecht über Flöz Girondelle 2 war noch ein stark verwittertes, geringmächtiges Flöz aufgeschlossen, das wohl Flöz Girondelle 3 sein könnte. Für die anderen, nach der Projektion aus den Angaben der verschiedenen Flözkarten im Zentrum der Dilldorfer Mulde anstehenden Flöze Girondelle 4 und 5 sind keine konkreten Belege gefunden worden. Die Gesamtmächtigkeit der hier aufgeschlossenen Witten-Formation beträgt 400 m.

3 Tektonik

Faltentektonisch liegt der größte Teil des Trassenaufschlusses der B 227n auf der gleichförmig steil nach Norden einfallenden Nordflanke des zum flözführenden Ruhrkarbon gehörenden Stockumer Hauptsattels, der in diesem Gebiet nach Südwesten in den devonischen Velberter Sattel übergeht. Das nördliche Aufschlussdrittel umfasst die mit ca. 60° nach Südosten einfallende Nordflanke der Dilldorfer Mulde bzw. Südflanke des Eulenbaumer Sattels (Abb. 13). Über diese bislang schon aus Bergbau- und benachbarten Tagesaufschlüssen gut bekannten Lagerungsverhältnisse hinaus wurden an zwei Stellen Spezialfalten und damit verbundene Störungen beobachtet: Am Krähenberg sowie unmittelbar nördlich des Höchsten des Eulenbaumer Sattels.

3.1 Einengungstektonik am Krähenberg

In allen bekannteren Darstellungen der örtlichen Geologie und Tektonik weist die durch die B 227n aufgeschlossene Nordflanke des Stockumer Hauptsattels ungestörte, steile Lagerung auf. Lediglich ROTH (1918) stellt hier eine Sattelstruktur und eine Überschiebung dar. Da er diese Strukturen im Nordosten jedoch irrtümlich mit dem Höchsten des Stockumer Sattels sowie der Satanella-Überschiebung verbindet, wurden seine Beobachtungen später anscheinend nicht weiter beachtet.

Überraschend war daher der Aufschluss von flach gelagerten Sandsteinpartien am Krähenberg, die mit den südlich anschließenden Ton-, Schluff- und Sandstein-Wechsellagerungen querschlägig über ca. 100 m sehr disharmonische und wechselhafte, kleintektonische Einengungsstrukturen zeigen (Abb. 14). Da, wie bereits oben dargestellt, hier gleichzeitig eine



Abb. 13 Tektonischer Gesamtschnitt, zusammengesetzt aus guerschlägigen und bankrechten Einzelschnitten (Lage s. Abb. 1)

NW



Abb. 14 Detailschnitte durch die Krähenberg-Überschiebung (s. Abb. 15); generalisierte und im Vergleich zu den beobachteten Aufschlüssen stark vereinfachte Darstellung der geologischen Verhältnisse; nördlich der Brücke ca. 2 – 5 m über dem endgültigen Straßenniveau, südlich der Brücke im Straßenniveau, z. T. in den Böschungen.

Schichtenverdoppelung um bankrecht ca. 100 m festgestellt wurde, muss man von einer größeren Überschiebung ausgehen, die die Autoren als Krähenberg-Überschiebung bezeichnen.

Die Störungsgeometrie und der Bewegungssinn dieser Überschiebung lassen sich nur sehr schwer plausibel deuten, wobei auch nicht auf bekannte, vergleichbare Strukturen aus dem Ruhrkarbon zurückgegriffen werden kann. Daher werden vor einer zusammenfassenden Deutung zunächst die tektonischen Einzelstrukturen und deren Veränderungen von Süden nach Norden beschrieben (s. Abb. 14 u. 15):

Außerhalb der gestörten Zone tritt in der liegenden Südscholle ein regelmäßiges Schichteinfallen und -streichen von 60/70° bis 80° NW auf. In der Nordscholle liegt bei gleichem Streichen eine einheitliche Seigerstellung der Schichten bis zur Dilldorfer Mulde vor.

Ab einem Abstand von ca. 100 m südlich der vermuteten Überschiebung treten langsam zunehmend nahezu schichtparallele, kleintektonische Störungsflächen und Kleinfalten auf, ohne dass jedoch der Schichtzusammenhang wesentlich gestört ist. Gleichzeitig ändert sich das Streichen in die 70°- bis 80°-Richtung.

In ca. 40 m Entfernung, im Abschnitt der Tonsteine des Cremer-Horizontes, verstärkt sich diese Tendenz und es tritt zunehmend auch flachere Lagerung auf (Abb. 16). Nahe der Überschiebung und vor allem bei flacher Lagerung in der west-



Abb. 15 Lageplan und Aufschlusskarte der Krähenberg-Überschiebung

lichen Aufschlusshälfte werden die Kleinfalten und -überschiebungen mit 70°-Streichen von einem zweiten 90 – 120° streichenden Richtungssystem überkreuzt. Im Schichtstreichen bleibt jedoch der stratigrafische Schichtzusammenhang über die gesamte Trassenbreite von 30 – 40 m bis unmittelbar an die Überschiebung erhalten.

Die Überschiebung selber war als eigenständige tektonische Struktur auf Grund der Vielfalt unterschiedlichster kleintektonischer Elemente im Aufschluss nur schwer zu erkennen (z. B. Abb. 17). Unmittelbar nördlich der Überschiebung ist unter anderem das Auftreten verschiedener Gesteine im Streichen charakteristisch, die teils spezialgefaltetet sind, teils flach liegen: im Westen dunkle Tonsteine von mindestens 5 m Mächtigkeit (s. auch Abb. 20 a), die auf einer Fläche von ca.10 x 20 m aufgeschlossen sind und im Osten meist dunkel gebänderte Sandsteine mit mm-dünnen Tonsteinund Kohlenlagen, die wahrscheinlich die Basis des nördlich anschließenden, massigen Sandsteins bilden (Abb. 4 u. 18).

Abb. 16 Schichtverbiegungen unter dem Sandstein im Hangenden des Cremer-Horizontes





Abb. 17 Nordvergente flache Abscherung im Hangenden der Krähenberg-Überschiebung (Lage s. Abb. 14, Schnitt 3; Blick nach Nordosten)

Abb. 18 Südvergente Kleinüberschiebung auf der Nordflanke des Sattels über der Krähenberg-Überschiebung (Lage s. Abb. 14, Schnitt 1; Blick nach Nordosten, vgl. Abb. 4)





Abb. 19 Flache Mulde innerhalb des steilstehenden Sengsbänksgen-Sandsteins nördlich der Krähenberg-Brücke (Lage s. Abb. 14, Schnitt 3; Blick nach Nordosten)

Wie oben ausgeführt, wird dieser Sandstein stratigrafisch mit dem Sengsbänksgen-Sandstein gleichgestellt, trotz seiner im Vergleich mit seinem Äquivalent in der südlichen Scholle etwas andersartigen petrografischen Ausbildung: Nahe der Basis hat er augenscheinlich ein mehr karbonatisches Bindemittel, darüber scheint er mehr silifiziert zu sein. Beides führte zu einer ungewöhnlichen Gesteinshärte (morphologischer Härtling, geotechnische Probleme, die zu ungeplanten Sprengungen beim Straßenbau führten) und lässt sich möglicherweise auf sekundäre Imprägnation des Ausgangsgesteins durch entsprechende Fluide auf den Klüften in Störungsnähe zurückführen.

Die Überschiebung selber bildet eine wenige Meter breite Ost – West streichende Störungszone mit im Detail sehr unregelmäßigem, im Westen verzweigtem Verlauf und teils flachem, teils steilem Einfallen nach Norden (Abb. 13, 15). In ihrer unmittelbaren Nähe treten zwei sich kreuzende Kleinfalten- und Überschiebungssysteme mit unterschiedlichen Richtungen auf: Mit 90 – 130° streichende Elemente wurden vor allem im Westen beobachtet. Das mit 60° mehr dem Generalstreichen entsprechende System tritt vor allem im Osten und hier auch im Liegenden der Störung auf.

Innerhalb von ca. 15 m Breite nördlich der Überschiebung treten ähnliche, sich überkreuzende Kleinfaltenstrukturen auf. Die mit 60° streichenden Falten biegen hier jedoch innerhalb weniger Meter nach Süden in die 30°-, teilweise sogar in die 10°-Richtung um. Dies konnte auch für die größten hier auftretenden Falten mit Amplituden von mehreren Metern und sehr unterschiedlichen Querschnitten nachgewiesen werden: Im Osten bei einer aufrechten Spitzfalte, im Westen bei einer teilweise liegenden, nordvergenten Falte. In beiden Fällen ist der Faltenwinkel nahe der Krähenberg-Überschiebung sehr eng und vergrößert sich deutlich mit zunehmendem Abstand von ihr (Abb. 14: Schnitte 1 u. 4)

In der nach Norden anschließenden Zone mit massigem Sandstein wurde innerhalb von nur 50 m eine sehr rasche Veränderung des Spezialfaltenbaus im Streichen festgestellt: Auf der Ostseite setzt sich die steile Lagerung auf der Nordflanke der erwähnten Spitzfalte über die gesamte querschlägige Breite fort. In den plattigen Sandsteinen an der stratigrafischen Basis wurde eine im Sinne von MICHELAU (1954) nach Nordwesten überkippte Kleinüberschiebung beobachtet (Abb. 18). Nach Norden folgt zum Teil eine deutlich überkippte Lagerung. Flache Lagerung war lediglich in einer 1 m breiten Falte in stratigrafisch höherer Position sichtbar (Abb. 14: Schnitt 1). Diese entwickelt sich innerhalb von 20 bis 30 m bei südwestlichem Abtauchen zu einer ca. 10 m breiten, flachen Mulde (Abb. 14: Schnitt 3 u. Abb. 19). An der westlichen Böschung entspricht sie vermutlich der oberen, flachliegenden Flanke eines fast liegenden, nordvergenten Sattels (Abb. 14: Schnitt 4 u. Abb. 20 a, b). Möglicherweise hängt diese starke Änderung der Faltengeometrie auch mit der zwischen Schnitt 3 und 4 beobachtete Nord-Süd-Störung zusammen. An dieser Störung wurde ein linkssinniger Versatz der Faltenachse (Umbiegungsachse zwischen flacher und steiler Lagerung) von ca. 5 m beobachtet, was neben der Horizontalverschiebung auch auf eine nach Osten abschiebende Bewegung hinweist.

Nördlich der Falte und über die gesamte streichende Breite des Trassenaufschlusses schließt sich ein über 10 m breites, mit 65 – 75° nach Südosten überkipptes Schichtenpaket an, das von einer schichtparallel einfallenden Störungsfläche begrenzt wird. Nördlich dieser Störung stehen die Sandsteinbänke mit nur wenigen Kleinfalten noch auf ca. 8 m querschlägiger Breite seiger, bevor sie zum Hangenden hin weitgehend ungestört in die stratigrafisch darüber folgenden Ton- und Schluffsteine übergehen.

Abb. 20

- a Sattelkern der liegenden Falte im Hangenden der Krähenberg-Überschiebung (Lage s. Abb. 14, Schnitt 4; Blick nach Südwesten); linke, südliche Bildhälfte mit dunklem Tonstein und Wechsellagerung der Überschiebungszone; rechte, nördliche Bildhälfte mit plattigem Sandstein; dazwischen Störungsfläche mit 75° Streichen und 67° NW-Einfallen; das Streichen der Faltenachse beträgt 40°
- b Sattelkern der liegenden Falte im Hangenden der Krähenberg-Überschiebung (Lage s. Abb. 14, Schnitt 4; Blick nach Norden)



3.2 Diskussion der Krähenberg-Überschiebung

Die Krähenberg-Überschiebung wurde erst nach intensiver tektonischer Analyse als bedeutendes Strukturelement erkannt. Die Autoren deuteten zunächst den Krähenberg-Sandstein als eine gestörte, jedoch normale Einschaltung im Hangenden des marinen Cremer-Horizontes. Gleichzeitig wurde eine Überschiebung in der nördlich anschließenden Aufschlusslücke angenommen, um eine primäre Vergrößerung der Schichtenfolge um ca. 100 m im Vergleich zu Profilen aus der weiteren Umgebung zu vermeiden (JUCH & DROZDZEWSKI 2006). Diese Deutung stellte eher eine Notlösung dar, da weder ein mächtiger Sandstein im Hangenden des Cremer-Horizontes bekannt ist, noch konkrete Hinweise auf eine tektonische Unruhe in der Aufschlusslücke beobachtet wurden.

Mit der Annahme einer Identität des Krähenberg-Sandsteins mit dem 110 m südlich verlaufenden Sengsbänksgen-Sandstein kann dieses Problem jedoch ausgeräumt werden. Beide Sandsteine sind fein- bis mittelkörnig und ihr unterschiedliches Erscheinungsbild lässt sich auf sekundäre geochemische Prozesse zurückführen: Infolge der beobachteten starken tektonischen Beanspruchung ist der Krähenberg-Sandstein intensiv karbonatisch und silikatisch zementiert. Hierdurch ist das Gestein morphologisch ein Härtling und bietet auch ein gänzlich anderes Aufschlussbild.

Die dargestellte tektonische Situation ist über die örtliche Problematik hinaus auch für den regionalen Zusammenhang, wie er beispielsweise in der Karbonoberflächenkarte 1 : 10 000 dargestellt ist, von Bedeutung. Dies lässt sich aus Verlauf und Abstand der beiden Sandsteinpakete Wasserbank-Neuflöz und Sengsbank-Kaisberg ablesen: Der "Krähenberg-Sandstein" der Nordscholle ist gut mit dem weiter nordöstlich, vor allem im Deilbachtal, als Sengsbank-Kaisberg-Sandstein angesprochenem Sandstein zu verbinden, wo der Abstand zum Wasserbank-Neuflöz-Sandstein bei durchgehend seigerer Lagerung wie am Krähenberg ca. 250 m beträgt. Der dem Krähenberg-Sandstein stratigrafisch entsprechende Sengsbänksgen-Kaisberg-Sandstein der Südscholle kann eindeutig mit dem entsprechenden Sandstein im südwestlich liegenden Hespertal verbunden werden und hat dabei über die gesamte streichende Länge einen Abstand zum Wasserbank-Neuflöz-Sandstein von 350 m. Daraus folgt eine relativ sichere Verlängerung der Krähenberg-Überschiebung um mindestens 1,5 km nach Südwesten, während die Fortsetzung nach Nordosten unsicher bleibt (s. auch Abb. 25).

Da sich aus den im Aufschluss beobachteten Strukturen keine sichere Deutung der Störungsgeometrie ableiten lässt, sind zunächst die beiden hier bei steiler Lagerung grundsätzlich möglichen Überschiebungsformen zu betrachten:

(1.) Lokal treten kleine, flache, nordvergente Überschiebungen und liegende Falten auf, die für eine nordvergente, flache, deckelartige Überschiebung sprächen (Abb. 17). Solche nach Norden abtauchenden, deckelartigen Überschiebungen



Abb. 21 Gesamtschnitt durch die Krähenberg-Überschiebung (Lage s. Abb. 14, Schnitte 1 – 4)

wurden bei steil nordfallenden Sattelflanken im Ruhrkarbon mehrfach beobachtet, sind am Stockumer Sattel jedoch unbekannt. Die Annahme einer derartigen Überschiebung könnte auch erklären, warum der Krähenberg-Sandstein westlich des Krähenberges, wo sich die Strukturen nach Westen herausheben, nicht mehr nachzuweisen ist. Eine solche Störung hätte jedoch bei der hier ausnahmslos auftretenden steilen Lagerung wahrscheinlich ein sehr flaches Einfallen (WREDE 1980, 2005) und wäre dann bei einem Verwurfbetrag von 100 m und nach Norden abfallender Morphologie in Aufschlüssen oder dem Kartenbild auch beobachtet worden.

(2.) Es ließen sich jedoch auch südvergente Kleinfalten und Überschiebungen finden, die vor allem das kleintektonische Inventar der Südscholle prägen. Nach einem von MICHELAU (1954) beschriebenen Mechanismus könnte eine ursprünglich steil nach Norden einfallende Überschiebung im weiteren Verlauf der Faltung später so rotiert werden, dass sie bei gleichzeitig seiger stehender Schichtung überkippt wurde (vgl. Abb. 18). Für diese Deutung spricht der Vergleich zwischen der Nord- und Südscholle: Zwischen der Dilldorfer Mulde und dem Sandstein am Krähenberg ist die Lagerung seiger. Südlich der Krähenberg-Überschiebung tritt mit einem Schichteinfallen von 70 – 80° ein deutlicher Wechsel der Lagerung ein (Abb. 14 u. 21). Aus diesem Lagerungswechsel im Bereich der Krähenberg-Überschiebung



Abb. 22 Kleinfaltung innerhalb der Sarnsbank-Flözgruppe dicht südlich der Kuppe des Eulenbaumer Sattels (Foto F. FINK)

lässt sich auf eine Abnahme des Überschiebungsbetrags zur Teufe hin schließen (vgl. Abb. 13 u. 21). Dieser Befund erklärt die Beobachtung, dass westlich des Hügel-Sprungs im Hespertal eine vergleichbare Überschiebung fehlt; in der relativ gehobenen Scholle westlich des Hügel-Sprungs ist die Überschiebung bereits ausgelaufen.

Östlich des Hügel-Sprungs, wo die Überschiebung noch nicht ausgelaufen ist (s. o.), müsste der Sengsbank-Kaisberg-Sandstein wie im Aufschluss der B 227n noch zweimal auftreten, was bislang nicht nachgewiesen werden konnte. Da verschiedene Geländebefunde eher dagegen sprechen (u. a. LIPPNER, mdl. Mitt.), sind folgende geologische Ursachen in Betracht zu ziehen:

- A: Für einen primären faziellen Ausfall des Sandsteins in westlicher Richtung konnten zwar keine Hinweise beobachtet werden, er ist aber prinzipiell nicht völlig auszuschließen.
- B: Die sekundäre geochemische Veränderung des Sandsteins hatte nur lokal auf den Krähenberg beschränkt die Bildung eines Härtlings zur Folge. Nach Südwesten zu war er möglicherweise stärker der Verwitterung unterworfen.
- C: Schon im Aufschlussbereich am Kr\u00e4henberg verringert sich die Ausstrichbreite des "Kr\u00e4henberg-Sandsteins" infolge der disharmonischen tektonischen Strukturen auf einer 80-m-Strecke von 80 m im Nordosten auf 40 m im S\u00fcdwesten (s. Abb. 14 u. 15). Auch das darin beobachtete Gef\u00fcgeinventar ist so komplex, dass ein begrenztes Abweichen von im Allgemeinen bew\u00e4hrten Regeln der tektonischen Geometrie (DROZDZEWSKI & WREDE 1994) erwogen wird. Insofern ist auch ein tektonisch bedingtes Auslaufen des Sandsteins nach Westen m\u00f6glich.

Eine Verlängerung der tektonischen Strukturen am Krähenberg erscheint auch nach Nordosten zu bis zum Deilbachtal möglich: So ist eine Verbindung der Spezialfalten mit einer bei der früheren Zeche Victoria aufgeschlossenen, südvergenten, überkippten Falte in der Oberen Sprockhövel-Formation denkbar. Die Krähenberg-Überschiebung weist Ähnlichkeiten mit den unter anderem von MICHELAU (1954) beschriebenen tektonischen Strukturen im Stockumer Sattel (Ziegelei Klotz) auf und könnte nördlich dieses Aufschlusses das Deilbachtal queren.

3.3 Einengungstektonik am Eulenbaumer Sattel

Am Nordende des Aufschlusses ist das Höchste des Eulenbaumer Sattels angeschnitten. Die Sattelachse streicht mit ca. 60° und taucht mit 10° nach Nordosten ab. Örtlich wurde auch ein Abtauchen bis zu 25° an einer kleineren Querstörung beobachtet. Der Umbiegungsbereich des Sattelhöchsten war über einige Zehnermeter streichender Länge innerhalb des Sarnsbank-Sandsteins aufgeschlossen. Die Sattel-Nordflanke war querschlägig nur auf ca. 10 m mit 35° Einfallen nach Norden bis Nordnordwesten zu beobachten. Da der Nordflügel des Eulenbaumer Sattels generell ein Einfallen von über 70° hat, ist nördlich des hier beschriebenen Aufschlusses noch eine weitere Umbiegungsachse anzunehmen.

Die Schichtumbiegung des Sattelhöchsten weist einen sehr kleinen Radius auf: Innerhalb von 1 m biegen die Schichten in ein Einfallen von 45° nach Südosten um und nach wenigen weiteren Metern auf ein steiles Einfallen von mehr als 60°. In diesem höchsten Abschnitt der Südflanke des Eulenbaumer Sattels konnten während der Bauarbeiten auf 200 m streichender Länge bemerkenswerte engräumige Änderungen des Schichtstreichens und -einfallens beobachtet werden. Während generell diese Faltenflanke eine Raumlage von ca. 60° Streichen und 55° Einfallen nach Südosten hat und diese auch hier den allgemeinen Trend bestimmt, biegt das Streichen örtlich immer wieder auf Werte zwischen 40 und 90° um, wobei steileres Streichen mehr im Westen und flacheres mehr im Osten auftritt. Das Schichteinfallen tendiert immer wieder zu höheren Werten bis hin zu seigerer Lagerung. Gleichzeitig treten überwiegend nordvergente Kleinfalten und Überschiebungen in Kohle und Nebengestein der Sarnsbank-Flözgruppe auf (Abb. 22).

Abb. 23 Strukturkarte der Blattverschiebungen im Abschnitt der Flöze Neuflöz, Wasserbank 1 – 3 und Hauptflöz



3.4 Bruchtektonik

Die klassischen Elemente der Bruchtektonik im Ruhrkarbon sind Sprünge und Blattverschiebungen.



Abb. 24 Tektonischer Keil mit angeschlepptem Flöz Wasserbank 3 in der Straßensohle (Blick nach Norden; vgl. Abb. 23)

Von den guer zum Faltenbau Nordnordwest – Südsüdost verlaufenden Sprüngen wurden nur zwei Nordost-Abschiebungen mit Verwurfbeträgen bis zu 10 m auf der Faltenflanke zwischen Eulenbaumer Sattel und Dilldorfer Mulde über eine größere Aufschlussfläche beobachtet. In beiden Fällen kann man auch einen sinistralen (linkssinnigen) Horizontalverwurf annehmen, insbesondere bei der in Kapitel 3.3 erwähnten Querstörung am Eulenbaumer Sattel. Sie biegt nach Süden zu in die Nord-Süd-Richtung um und hat neben 8 m horizontalem Versatz des Flözes Sarnsbank 2 auch beidseitig mehrere Meter breite Schleppungszonen mit einem steileren Schichtstreichen von bis zu 40°. Darüber hinaus wurden im Aufschlussbereich am Eulenbaumer Sattel punktuell noch einige kleinere Querstörungen beobachtet, die teilweise ein Einfallen nach Südwesten aufwiesen.

Erheblich größere Bedeutung haben jedoch mehrere Blattverschiebungen. Teils waren sie bislang völlig unbekannt, teils waren sie seit der aktiven Bergbauzeit in Vergessenheit geraten. Drei von ihnen gehören zu den für das gesamte Ruhrrevier charakteristischen "Ost-West-Blattverschiebungen" und verlaufen in Abständen von jeweils 600 - 700 m parallel zueinander in Ostsüdost-Westnordwest-Richtung (vgl. Abb. 1 u. 25). Ihr dextraler (rechtssinniger) Horizontalverwurf beträgt 30 – 60 m. Die südlichste dieser Störungen ist verbunden mit einer sinistralen (linkssinnigen) Nord-Süd-Blattverschiebung der gleichen Größenordnung (s. u.). Für den Straßenbau waren diese Störun-

Bochum-Formation



Sandst. im Liegenden v. Fl. Sonnenschein

Witten-Formation



Sandst. im Liegenden v. Fl. Finefrau Sandst. im Liegenden v. Fl. Girondelle Sandst. im Liegenden v. Fl. Kreftenscheer Sandst. im Liegenden v. Fl. Mausegatt Sandst. im Liegenden v. Fl. Plaßhofsbank



Sprockhövel-Formation

Sandst. im Liegenden v. Fl. Sarnsbank Sandst. im Liegenden v. Fl. Sarnsbänksgen Sandst. im Liegenden v. Fl. Schieferbank 2 Sandst. im Liegenden v. Fl. Schieferbänksgen Sandst. im Liegenden v. Fl. Hauptflöz Sandst. im Liegenden v. Fl. Wasserbank 3 Sandst, im Liegenden v. Fl. Wasserbank 1 Sandst. im Liegenden v. Fl. Neuflöz Sandst. im Liegenden v. Fl. Beserdich Obk

Sandst. im Liegenden v. Fl. Besserdich Ubk



Überschiebung

28



Tafel 1 Fossile Fauna



Bild 1: Goniatiten *Bilinguites superbilinguis* und Calamiten-Stämmchen, Cremer-Horizont



Bild 2: Goniatiten *Bilinguites superbilinguis,* Cremer-Horizont



Bild 3: Körperlich erhaltene Goniatiten: links *Bilinguites* superbilinguis und Pflanzenrest, Cremer-Horizont



Bild 4: Körperlich erhaltene Goniatiten *Bilinguites superbilinguis* (BISAT 1924), Cremer-Horizont



Bild 5: Körperlich erhaltener Goniatit *Cancelloceras*, Cremer-Horizont



Bild 6: Körperlich erhaltener Goniatit *Cancelloceras*, Cremer-Horizont

Probenfunde und Fotos der Bilder 2, 3, 6, 7 (s. Tafel 2): K. WEBER; Bild 5: T. MAGIERA Fossilbestimmungen Bild 1 – 6: D. KORN

Tafel 2 Fossile Fauna und Flora



Bild 7: Nicht-marine Muscheln unter dem Cremer-Horizont



Bild 8: Teil eines langustenähnlichen Tieres, das zur Gruppe der Phyllocariden gehört, im Hangenden des Sengsbänksgen-Sandsteines



Bild 9: Schuppenbaumrinde (Lepidodendron aculeatum) im Hangenden von Flöz Finefrau, Nordflügel Dilldorfer Mulde



Bild 10: Zapfenartige Fruktifikation (*Lepidostrobus* sp.) im Hangenden von Flöz Wasserbank 1



Bild 11: Rindenfetzen von *Lepidophloios laricinus* im Hangenden von Flöz Geitling 1

gen insofern von Bedeutung, als auf beiden Flanken der Dilldorfer Mulde im engeren Bereich ihrer Schnittpunkte mit dem bauwürdigen Flöz Mausegatt unvorhergesehene Tagesbrüche auftraten.

Die nördlichste der Blattverschiebungen hat ein steiles Einfallen nach Süden und einen linkssinnigen Versatz von ca. 60 m. Sie war nördlich der Brücke für die Dilldorfer Straße aufgeschlossen und korreliert gut mit den Darstellungen verschiedener Bergbausohlen in älteren Flözkartenwerken. In diesen Darstellungen ist 200 m weiter nördlich noch eine andere, ähnliche Blattverschiebung zu erkennen, die im Aufschluss jedoch nicht beobachtet wurde.

Da an der betreffenden Stelle nur die relativ eintönigen und mächtigen Schluff-, Ton- und Sandstein-Wechsellagerungen zwischen den Flözen Mausegatt und Sarnsbank auftreten, wurden die hier möglicherweise vorhandenen tektonischen Strukturen bei den seinerzeit bestehenden, ungünstigen Beobachtungsmöglichkeiten eventuell übersehen. Man kann jedoch auch davon ausgehen, dass bei dieser mehr duktilen Gesteinsausbildung und in Annäherung an den Eulenbaumer Sattel die Blattverschiebung nur noch einen geringen Verwurfbetrag hat. So lässt sich zum Beispiel die Blattverschiebung an der Dilldorfer Straße in den Bergbauaufschlüssen nach Osten nur bis zur Achse der Dilldorfer Mulde verfolgen.

Ein besonders klares Aufschlussbild des streichenden Verlaufs und der Änderungen von Störungen bot sich im Übergangsbereich zwischen den Sandsteinen der Wasserbank-Gottessegen-Folge und den Ton-/Schluffsteinen unter Flöz Hauptflöz (Abb. 23 u. 24): Eine Westnordwest-Ostsüdost-Blattverschiebung mit rechtssinnigem Horizontalverwurf von 20 m und eine Nord-Süd-Blattverschiebung mit linkssinnigem Horizontalverwurf von 30 m versetzen das gesamte Sandsteinpaket, wobei an der Nord-Süd-Störung über 150 m ein gleich bleibender Störungsbetrag beobachtet wurde. Genau am Top des Wasserbank-Neuflöz-Sandsteins treffen sich beide Störungen und enden auch hier, obwohl sie sich geometrisch nicht aufheben. Der Überschuss der linkssinnigen Nord-Süd-Bewegung wird im duktilen Hangenden des Sandsteins flexurartig kompensiert, begleitet von einer Fülle kleinerer Störungen, die jedoch ein anderes geometrisches Bild aufweisen als die beiden Hauptstörungen. Das hier beobachtete Störungsbild wurde zwar von Horizontalbewegungen hervorgerufen, ähnelt jedoch stark dem Strukturbild unterschiedlich kompetenter Schichten an einer Abschiebung (AYDIN & EYAL 2002).

3.5 Atektonische Flözdeformation im Quartär

Im Bereich der Dilldorfer Straße war über dem Finefrau-Sandstein der Südrand der quartären Hauptterrasse mit Schottern, Sand- und Tonablagerungen angeschnitten (vgl. Kap. 2.3). Nach Süden anschließend trat über der steil nach Südosten einfallenden Finefrau-Flözgruppe an der Basis des quartären Hanglehms über mehrere Meter eine subhorizontale, atektonische Schleppung ("Flözblume") nach Süden auf (s. Abb. 10). Am sich zum Asbachtal hin absenkenden Südende dieses Aufschlusses wies die Flözblume von Flöz Girondelle hingegen eine nach Norden gerichtete Schleppung auf. In beiden Fällen ist die Schleppung bzw. das Bodenfließen also scheinbar widersinnig hangwärts gerichtet. In Verbindung mit den in den quartären Ablagerungen beobachteten Lagerungsformen und Geröllen könnte das nach POHL (2005) vielleicht als Hinweise auf eine alte Kaltzeit (präsaalezeitlich?) gedeutet werden.

4 Geotechnik

Um die durch den Altbergbau verursachten Probleme für den Bau der B 227n kurz zu charakterisieren, ein Zitat aus einer Broschüre des Landesbetriebs Straßenbau NRW von 2005: "Dieser … Bergbau … brachte große Zeitverzögerungen mit sich. An allen Ecken und Enden taten sich Hohlräume auf (Abb. 26), alte Kavernen, Stollen, eingefallene Streben und Luftschächte von denen im Vorfeld keiner genau wusste, wo sie lagen und wie groß sie waren. Zur Erkundung und Verfestigung des Untergrundes für den Straßen- und Brückenbau wurden 30 000 m Bohrungen durchgeführt, 10 000 m³ Verfüllmaterial und 700 t Verpressmaterial eingebaut."

Trotz entsprechender Voruntersuchungen führten einige der aufgeführten, unerwarteten geologischen Besonderheiten zu den erwähnten geotechnischen Problemen und Verzögerungen während des Straßenbaus. Neben den angesprochenen Hohlräumen des alten Bergbaus betraf dies auch die besonders harten Sandsteine. Während sich die meisten Hohlräume unterhalb der Straßentrasse befanden und mittels Bohrungen aufgespürt und standsicher verfüllt wurden, war das Flöz Mausegatt südlich der Dilldorfer Mulde (früher hier Flöz "Dickebank" genannt) auch von Tage aus abgebaut worden. Der dadurch entstandene Graben war mit Müll gefüllt, der jetzt entsorgt werden musste.



Abb. 26 Kleiner Tagesbruch über Flöz Mausegatt nahe der Blattverschiebung südlich der Scherenbusch-Brücke (Blick nach Nordnordosten)

5 Abschließende Bemerkungen

Insgesamt wurde das lagerstättengeologische Bild bestätigt, das man aus den verschiedenen älteren Karten mit Darstellungen der vor allem in Stollen angetroffenen und oft auch abgebauten Flöze ableiten kann. In zwei Fällen wurden jedoch ältere Erkenntnisse in neuerer Zeit nicht mehr berücksichtigt: Die große Blattverschiebung nördlich der Straßenbrücke Dilldorf findet sich zwar in älteren Flözkarten, fehlt jedoch in neueren geologischen Darstellungen. Die bereits von ROTH 1918 westlich des Krähenberges beschriebenen und dargestellten tektonischen Unregelmäßigkeiten (vgl. Kap.3.1) fanden ebenfalls keinen Eingang in spätere Kartenwerke wahrscheinlich wegen der irrtümlichen Verbindung mit dem Stockumer Sattel und der Satanella-Überschiebung. In beiden Fällen gab es im Bereich dieser Strukturen erhebliche unvorhergesehene geotechnische Probleme. Insbesondere bei der schwierigen Deutung der tektonischen Strukturen am Krähenberg fiel das Defizit hier praktisch anwendbarer Interpretationsregeln auf. Insofern macht es aus wissenschaftlichen und aus praxisbezogenen Gründen Sinn, auch geologisch scheinbar widersprüchliche Sachverhalte zu verfolgen sowie bei guter Aufschlusslage angemessen zu dokumentieren und zu analysieren.

Die Entwicklung moderner, für die angetroffene Geologie geeigneter Untersuchungsmethoden und deren Nutzung auch in der geotechnischen Praxis könnten möglicherweise auch die mit dem Altbergbau zusammenhängenden Fragen und Probleme lösen helfen (vgl. JUCH 2004, 2005).

Auch in regionalgeologischer Hinsicht gibt es zwei in Zukunft zu beachtende Zusammenhänge: Die Krähenberg-Überschiebung verändert das Bild der bislang hier als sehr regelmäßig dargestellten Nordflanke des Stockumer Sattels in erheblichem Ausmaß und vermutlich mindestens über mehrere Kilometer im Streichen (zwischen dem Hesper- und dem Deilbachtal). Die aus den Aufschlüssen der B 227n und dem Kartenbild westlich des Hespertals auf ca. 600 m abgeleitete geringe Mächtigkeit des Namuriums A und B steht im Widerspruch zu den meisten bisherigen Angaben für diesen und den nach Westen anschließenden Raum. Sie entspricht jedoch recht gut einer ersten Mächtigkeitsschätzung ca. 15 km weiter westlich im Raum Ratingen-Breitscheid, wo der kürzliche Fund des Cremer-Horizontes eine erhebliche Revision der bisherigen Ansprache des dort anstehenden Namuriums erfordert. (Fund durch die Autoren, Einstufung nach KORN; mdl. Mitt.).

Ein Ansatz, die örtlichen Erkenntnisse auch in die regionalgeologischen Zusammenhänge einzufügen, spiegelt sich in Abbildung 25 wider. Sie ist ein Ausschnitt aus der "Geologischen Karte des Südlichen Ruhrgebietes 1 : 5 000", die im Jahr 2008 als modernes geografisches Informationssystem nach der Konzeption der Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1 : 10 000 (IS RK 10) erstellt wurde (LIPPNER 2008, HENSCHEID mündl. Mitt.).

Dieses Kartenwerk wurde im Zeitraum von 1949 bis 1954 im ehemaligen Amt für Bodenforschung, Landesstelle Nordrhein-Westfalen, Krefeld, erarbeitet und in 2007 in ein modernes, blattschnittfreies Informationssystem überführt. Zur modernen Verwendung mit GIS-Produkten (ArcGIS u. a.) wurden die Karten vektorisiert und damit in ein modernes GIS-Format überführt. Es enthält die Informationsebenen: Tiefenlinien der Karbon-Oberfläche, Flöze, Karbon-Sandsteine und tektonische Elemente und ist eine wichtige Beratungsgrundlage zu Fragen des Altbergbaus.

Das alte Kartenwerk spiegelte bisher den Kenntnisstand der 1950er-Jahre wider. Die "GeologischeKarte des Südlichen Ruhrgebietes 1 : 5 000" ermöglicht jetzt eine wertvolle Aktualisierung und erheblich detailliertere Darstellung der Geologie. So wurde seinerzeit auch maßstabsbedingt nur eine begrenzte Anzahl von Flözen berücksichtigt, während jetzt alle relevanten Flöze und Sandsteinpakete abgebildet werden können. Damit kann die Beratung zum Thema Altbergbau hier auf eine moderne Datengrundlage zurückgreifen.

Ein besonderer Dank gilt den Mitarbeitern des Landesbetriebs Straßenbau NRW und der verschiedenen Firmen der Baustelle für die wiederholte Unterstützung der geologischen Aufnahmen. Herzlich möchten wir auch den Kollegen und Kolleginnen des Geologischen Dienstes NRW für manche fachliche und auch praktische Hilfe, Hinweise, Fossilbestimmungen und Diskussionen ebenso wie anderen fachlich interessierten Personen danken. Stellvertretend seien genannt: THOMAS MAGIERA (Fossilien-Freunde Essen), KLAUS WEBER (Solingen), DANIEL POHL und THORSTEN LIPPNER (Ruhruniversität Bochum), Dr. DIETER KORN (Berlin), Prof. CARSTEN BRAUCKMANN (Technische Universität Clausthal), PETER BARDENHEUER (Düren) sowie Dr. STEPHAN SCHULTKA (Berlin).

6 Literatur

- AYDIN, A.; EYAL, Y. (2002): Anatomy of a normal fault with shale smear: Implications for fault seal. AAPG Bull., **86:** 1367 1381; Tulsa/O.
- BÖGER, H. (1966): Die marinen Niveaus über den Flözen Schieferbank und Sarnsbank (Grenze Namur C Westfal A) im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13 (1): 1 – 38, 17 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- DAHM, H. (1966): Das marine Niveau über Flöz Finefrau Nebenbank (Obere Wittener Schichten, Westfal A) im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13:** 39 – 124, 28 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G.; JUCH, D.; SÜSS, M. P.; WREDE, V. (1996): Das Karbon des Ruhrbeckens: Sedimentation, Struktur, Beckenmodell. – Terra Nostra, **96/7:** 43 – 61; Köln.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik Analyse der Tektonik im Subvariscikum. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38:** 7 187; Krefeld.
- FIEBIG, H. (1970): Das tiefe Oberkarbon (Namur) im Raum Haßlinghausen (Neuaufschlüsse der Bundesautobahn A 77).
 In: Zur 50. Wiederkehr des Gründungstages der Geologischen Gesellschaft zu Bochum. Boch. geograph. Arb.,
 7: 23 31, 4 Abb.; Herne.
- FIEBIG, H. (1971): Der Gesamtschichtenschnitt (overall-section) des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes (Stand 1970). – In: HEDEMANN, H. A.; FABIAN, H. J.; FIEBIG H.; RABITZ, A. [Hrsg.]: Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. – Compte Rendu, 7. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonif., Krefeld 1971, 1: 29 – 47, Krefeld.
- Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1 : 10 000, dargestellt an der Karbonoberfläche, mit Erl. (1949 1954). Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. Hrsg. Geol. L..-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Blatt 4508 Essen, 2. Aufl. (1990), Bearb. PIEPER, B.

Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Preuss. Geol. L.-Anst.; Berlin.

Blatt 4608 Velbert (1929).

- HARMS, U. (2010): Buntmetallmineralisationen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n bei Velbert-Rottberg, Niederbergisches Land. scriptum: **19:** 37 46, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HOLLMANN, F. (1967): Die Sprockhöveler Schichten des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Die Identifizierung und Ausbildung ihrer Flöze, Fazies und Paläogeographie sowie ihr Lagerstättenvorrat. – Diss. TH Aachen: 172 S., 38 Abb., 12 Taf.; Aachen.
- JUCH, D. (2004): Lagerstättengeologie im aktiven und stillgelegten Steinkohlen-Bergbau des Ruhrgebiets eine dauerhafte Herausforderung für die Geowissenschaften. – Wissenschaftliche Schriftenreihe im Markscheidewesen, 21: 236 – 246; Bochum.
- JUCH, D. (2005): Lagerstättengeologie im aktiven und stillgelegten Steinkohlen-Bergbau des Ruhrgebiets Beispiel einer dauerhaften Herausforderung für Geologen im Spannungsfeld zwischen Praxis und Wissenschaft. – GMIT 22: 8 – 17, 7 Abb.; Bonn.
- JUCH, D.; DROZDZEWSKI, G. (2006): Waldsumpfmoore, Fluss- und Meeresablagerungen zwischen Essen und Velbert ein kurzfristiger Einblick in die frühe Steinkohlenzeit. Archäologie im Rheinland, **2005:** 23 26, Bonn.
- KELLER, G. (1934): Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen an der Grenze Namur-Westfal Westdeutschlands und angrenzender Gebiete: ein Beitrag zur Saumtiefenfrage. – Abhandl. d. Preuß. Geol. L.-Anst.: N. F., 162: 84 S., 3 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- KORN, D. (2007): Goniatiten von der Namur/Westfal-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge (Cephalopoda, Ammonoidea; Oberkarbon; Deutschland). – Geol. u. Paläont. i. Westf., 69: 5 – 45, Fig. 1 – 25; Münster.
- KRAFT, T. (1992): Faziesentwicklung vom flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B-C) im südlichen Ruhrgebiet. – DGMK-Ber., **384-6:** 146 S.; Hamburg.
- LIPPNER, T. (2008): Neue Erkenntnisse zur Tiefentektonik an der NW-Flanke des Stockumer Sattels im Raum Essen. Dipl.-Arb. RU Bochum: 37 S., 11 Abb., 2 Anl.; Bochum
- MALMSHEIMER, W. K. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. Sandsteine im Lgd. von Fl. Mausegatt. – Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., **2000:** 74 S., 24 Abb., 16 Anl.; Köln, Opladen.
- MICHELAU, P. (1954): Überkippte Aufschuppungen im Ruhrkarbon. Geol. Jb., 69: 255 262, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- MICHELAU, P. (1955): Erläuterungen zu Blatt Velbert der Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1 : 10 000 (dargestellt an der Karbonoberfläche). – Hannover.
- MICHELAU, P. (1966): Ein feinstratigraphisches Profilband durch die Sprockhöveler Schichten (Namur C) von Blankenstein bis Sprockhövel. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1109 1196, 11 Taf.; Krefeld.
- POHL, D. (2005): Die pleistozänen Sedimente (Cromer Saale) von Essen Kupferdreh. Bachelor-Arbeit; RU Bochum.
- ROTH, U. (1918): Das Oberkarbon südlich von Werden an der Ruhr. Jb. preuß. geol. L.-A., 39: 269 327, Berlin.
- WENDT, A. (1965): Der Finefrausandstein Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., 1396: 48 S., 15 Abb., 10 Taf.; Köln, Opladen.
- TEICHMÜLLER, R. (1955): Das Steinkohlengebirge südlich Essen, ein geologischer Führer. 16 S., 28 Abb., 2 Beil.; Stuttgart.
- WREDE, V. (1980): Zusammenhänge zwischen Faltung und Überschiebungstektonik, dargestellt am Beispiel der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – Diss. TU Clausthal: 135 S., 41 Abb. 1 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- WREDE, V. (2005): Thrusting in a folded regime: fold accomodation faults in the Ruhr basin, Germany. Journal of structural Geology 27: 789 – 803, 19 Abb.; Amsterdam.
- Wrede, V. (2006): Das Oberkarbon (Silesium) am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (Ruhrkarbon). in Deutsche Stratigraphische Kommission, [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. –Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 254: 477 S.; Frankfurt.

scriptum 19	37 – 46, 3 Abb., 1 Tab.	Krefeld 2010
-------------	-------------------------	--------------

Buntmetallmineralisationen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n bei Velbert-Rottberg, Niederbergisches Land

Von Udo Harms^{*}

Inhalt

1	Einleitung	38
2	Beschreibung der Fundpunkte und der jeweiligen Mineralisation	38
3	Sphaleritgeochemie	41
	3.1 Analytische Methoden	41
	3.2 Ergebnisse	41
4	Schlussfolgerungen	44
5	Danksagungen	45
6	Literatur	45

 ^{*} Anschrift des Autors:
 Dipl.-Min. Udo Harms, Luxemburger Allee 47, 45481 Mülheim/Ruhr

Kurzfassung: Die Mineralogie von zwei Buntmetallvorkommen wird beschrieben. Darüber hinaus werden aus beiden Vorkommen Sphaleritanalysen mitgeteilt. Als Ergebnisse sind für Sphalerit aus Sandsteinklüften am Krähenberg, der Lokalität VK 5, 0,124 – 1,003 Mol-% FeS und 0,021 – 0,398 Mol-% CdS und für Sphalerit aus dem Cremer-Horizont, der Lokalität VK 6, 0,089 – 0,519 Mol-% FeS und 0,249 – 1,206 Mol-% CdS gemessen worden. Weiterhin sind für die Lokalität VK 5 0,119 – 0,624 Mol-% CuS und für die Lokalität VK 6 < 0,129 Mol-% CuS im Sphalerit bestimmt worden. Aus den FeS-Werten werden log aS₂-Bereiche von $-9,24_{(130 \, ^{\circ}C)}$ bis $-16,88_{(60 \, ^{\circ}C)}$ für Sphalerit der Lokalität VK 5 und $-8,09_{(130 \, ^{\circ}C)}$ bis $-15,72_{(60 \, ^{\circ}C)}$ für Sphalerit der Lokalität VK 6 abgeschätzt. Die unterschiedlichen Cd-, Cu- und log aS₂-Bereiche in beiden Vorkommen deuten auf zwei unterschiedliche hydrothermale Fluide hin.

Aus der Ähnlichkeit der Sphaleritchemie der Lokalitäten VK 5 und VK 6 mit Sphaleritanalysen aus postvariszischen Vererzungen des Niederbergischen Landes, des linksrheinischen Schiefergebirges und des Sauerlandes sowie aus dem deutlichen Unterschied zu Sphalerit variszischer Entstehung wird der Schluss gezogen, dass die Buntmetallmineralisationen in beiden hier beschriebenen Vorkommen ebenfalls als postvariszisch einzustufen sind. Nur im Vorkommen der Lokalität VK 6 werden die die Buntmetallsulfide begleitenden Gangarten Quarz und Dolomit als variszische Bildungen eingestuft.

Abstract: The mineralogy of two base metal occurences is described. Further sphalerite analyses are published. Concerning location VK 5 (clefts in sandstone from Krähenberg) the results are 0,124 - 1,003 mole-% FeS and 0,021 - 0,398 mole-% CdS and for sphalerite from location VK 6 (Cramer Horizon) 0,089 - 0,519 mole-% FeS and 0,249 - 1,206 mole-% CdS is obtained. Furthermore in location VK 5 0,119 - 0,624 Mol-% CuS and in location VK 6 < 0,129 Mol-% CuS could be measured in sphalerite. The FeS-data are used to calculate log aS₂ for location VK 5 with $-16,88_{(60 \,^{\circ}C)}$ to $-9,24_{(130 \,^{\circ}C)}$ and for location VK $6-15,72_{(60 \,^{\circ}C)}$ to $-8,09_{(130 \,^{\circ}C)}$. The differing Cd-, Cu- and log aS₂-data are an indication of two different hydrothermal fluids in both base metal occurences.

The resemblance of the sphalerite chemistry of location VK 5 and VK 6 with sphalerite from postvariscan ore veins of the Niederberg Area, of the Rhenish Massif left of the Rhine valley, and of the Sauerland in conjunction with the marked differences of sphalerite of variscan origin is indicative of a postvariscan origin of sphalerite and all concomittant base metal sulfides from location VK 5 and VK6.

Only in location VK 6 the gangues quartz and dolomite are regarded as variscan formations.

1 Einleitung

In siliziklastischen Gesteinen im Grenzbereich Namurium B/C wurden während des Trassenweiterbaus der Bundesstraße B 227n zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh bei Velbert-Rottberg an zwei Lokalitäten (VK 5 u. VK 6) Buntmetallmineralisationen angeschnitten.

Ziel dieser Arbeit ist es, die an beiden Lokalitäten aufgefundenen Mineralisationen zu beschreiben und an Hand von Mikrosondenanalysen von Sphalerit Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede der mineralisierenden Fluide aufzuspüren. Weiterhin gilt es, die Sphaleritgeochemie dieser beiden Vorkommen mit anderen der gleichen Region sowie benachbarter Regionen zu vergleichen.

Eine detaillierte geologische Übersicht des Straßenbauaufschlusses über seine gesamte Länge geben JUCH & DROZDZEWSKI (2006, 2010).

2 Beschreibung der Fundpunkte und der jeweiligen Mineralisation

In der nachfolgenden Beschreibung wird darauf verzichtet, eine genaue paragenetische Altersabfolge der einzelnen Mineralphasen zu erstellen. Grund hierfür sind die für die Durchmusterung in nicht ausreichender Anzahl zur Verfügung stehenden Proben.

Alle im Folgenden beschriebenen Mineralphasen kommen in beiden Lokalitäten als idiomorph ausgebildete Kristalle vor. Die Beschreibung erfolgt in alphabetischer Reihenfolge sowohl bei den Sulfiden als auch bei den Gangarten.

Lokalität VK 5, Klüfte im Sengsbänksgen-Sandstein am Krähenberg

Der Sandsteinhorizont ist hier stark geklüftet. Die Klüfte sind in der Regel nur wenige Millimeter bis ca. 1 cm breit. Häufig sind die Kluftflächen nur mit langprismatischen Quarzkristallen und, seltener, zusätzlich mit Dolomitkristallen belegt. Nur direkt unterhalb der kleinen Straßenüberführung am Krähenberg wechsellagert der Sandstein mit wenige Millimeter mächtigen kohligen Lagen. In diesen Gesteinspaketen sind die Kluftflächen, die Quadratmetergröße aufweisen können, mit Buntmetallsulfiden mineralisiert:

Chalkopyrit ist das häufigste auf den Klüften beobachtete Sulfid. Die stark verzerrten Kristalle sind vollkommen frisch und besitzen eine intensive messinggelbe Farbe. Die Größe der Kristalle beträgt durchschnittlich 0,8 mm. Chalkopyrit sitzt einzeln auf Quarz oder ist mit anderen Sulfiden verwachsen.

Pyrit bildet rundliche Aggregate (Durchmesser: ca. 0,4 mm) aus vielen miteinander verwachsenen, würfeligen oder oktaedrischen Kristallen. Es konnte jedoch auch ein Aggregat von 5,5 mm Durchmesser beobachtet werden (Abb. 1 a). Die Pyritaggregate sind frisch und von einer hellgelben Farbe. Pyrit ist teilweise auf Chalkopyritkristallen aufgewachsen.

Sphalerit tritt mengenmäßig nur untergeordnet auf. Die Kristalle sind dunkelbraunschwarz gefärbt und im Schnitt 0,6 mm groß. Im Dünnschliff ist die Farbe dunkelgelblich braun. Sphalerit sitzt einzeln auf Quarz auf oder ist mit Chalkopyrit und/oder Pyrit verwachsen (Abb. 1 b).

Dolomit bildet weißliche bis cremefarbene Rhomboeder. Diese sind jedoch häufig stark korrodiert. Teilweise ist nur noch eine stark zerfressene Dolomithülle übrig geblieben, während der Innenteil der Kristalle weggelöst wurde. Die Größe der Dolomitrelikte beträgt im Schnitt ca. 0,5 mm. Dolomit steht zeitlich in der paragenetischen Abfolge zwischen Quarz und den jüngeren Sulfiden.

Abb. 1

- a Pyritaggregat aus kubischen Kristallen auf langprismatischen Quarzkristallen. Durchmesser ca. 5,5 mm. Klüfte im Sandsteinhorizont am Krähenberg (Lok. VK 5).
- b Sphalerit-Chalkopyrit-Verwachsung (oberer Bildbereich) und einzelne Chalkopyritkristalle auf langprismatischen Quarzkristallen. Durchmesser ca. 1, 5 mm. Klüfte im Sandsteinhorizont am Krähenberg (Lok. VK 5).
- c Chalkopyritkristalle mit korrodiertem Galenitaggregat (linke Bildseite). Durchmesser des Galenitaggregates ca. 1,3 mm. Cremer-Horizont (Lok. VK 6).
- d Sphalerit-Chalkopyrit-Kristallaggregat. Durchmesser etwa 3,5 mm. Cremer-Horizont (Lok. VK 6).



Quarz zeigt auf den Klüften wasserklare, langprismatische Kristalle von bis zu 3 mm Länge. Alle aufgeführten Mineralphasen der Lokalität VK 5 sind auf den Quarzkristallen aufgewachsen. Quarz ist somit auf den Klüften die älteste Mineralphase.

Als jüngste Bildung auf den Klüften konnte ein nicht bestimmtes Tonmineral gefunden werden. Es bildet weiße, porzellanartige Massen aus winzigen, perlmuttglänzenden Schüppchen.

Lokalität VK 6, Cremer-Horizont

Dieser Fundpunkt liegt ca. 30 m südwestlich der kleinen Straßenbrücke am Krähenberg. Die bituminösen Tonsteine der Lokalität VK 6 werden nach JUCH & DROZDZEWSKI (2006) auf Grund von Fossilfunden dem marinen Cremer-Horizont zugerechnet und sind jedoch stratigrafisch höher als der Sandstein am Krähenberg (Lok. VK 5) einzuordnen, da zwischen beiden Lokalitäten die Krähenberg-Überschiebung verläuft. In Tonsteinen und Knollen des Cremer-Horizontes kommen häufig körperlich sowie als Abdrücke erhaltene Goniatiten vor. Die dort entdeckten Arten sind in JUCH & DROZDZEWSKI (2006, 2010) beschrieben. Die in der Lokalität VK 6 beobachtete Buntmetallmineralisation sitzt sowohl in Goniatithohlformen als auch in schmalen Klüften des bituminösenTonsteins:

Chalkopyrit ist auch im Cremer-Horizont mengenmäßig das häufigste Sulfid. Überwiegend zeigen die durchschnittlich 0,8 mm großen Kristalle einen pseudotetraedrischen Habitus (tetragonales Disphenoid, Abb. 1 c). Chalkopyrit tritt auf den Klüften und in den Goniatithohlformen entweder allein oder aber auch mit allen anderen nachfolgend beschriebenen Sulfiden gemeinsam auf, häufig ohne dass hierbei eine eindeutige zeitliche Abfolge der einzelnen Sulfidminerale festgelegt werden könnte. Teilweise zeigen die Chalkopyritkristalle bunte Anlauffarben.

Galenit bildet bleigraue, stark metallglänzende, kuboktaedrische Kristalle aus, die teilweise stark korrodiert sind. Abbildung 1 c zeigt ein Galenitkristallaggregat von ca. 3 mm, bei dem nur noch die unversehrte Kristallhülle reliktisch erhalten geblieben ist. Die durchschnittliche Kristallgröße beträgt etwa 0,8 mm.

Markasit entwickelt häufig flachtafelige Kristalle, aber auch Parallelverwachsungen aus mehreren Kristallindividuen. Aber auch stängelig entwickelte Aggregate konnten gefunden werden. Die Länge der Kristalle beträgt durchschnittlich etwa 0,5 mm.

Pyrit zeigt hellgelbe, stark verzerrte Kristalle unterschiedlicher Kombinationen aus Würfel und Pyritoeder. Aber auch oktaedrische Kristalle konnten beobachtet werden. Die Kristalle werden ca. 0,3 mm groß. Pyritaggregate von 1,8 mm wurden ebenfalls erkannt.

Sphalerit scheint im Cremer-Horizont mengenmäßig häufiger aufzutreten als in den Sandsteinklüften am Krähenberg (Lok. VK 5). Es konnten bis zu ca. 6 mm große, verzerrte, bräunlich schwarze, durchscheinende Kristalle beobachtet werden. Im Dünnschliff ist die Farbe des Sphalerits hellbraun. Abbildung 1 d zeigt ein Sphaleritkristallaggregat in Verwachsung mit Chalkopyritkristallen.

Dolomit bildet in Abhängigkeit vom Verwitterungsgrad weißlich-cremefarbene bis braune, rhomboedrische Kristalle von durchnittlich 0,3 mm Größe aus und ist auf den Klüften und in Goniatithohlformen stets die älteste Mineralbildung. Anders als in der Lokalität VK 5 sind die Dolomitkristalle des Cremer-Horizontes nicht korrodiert.

Als eindeutig sekundäres Verwitterungsprodukt von Fe-Sulfiden konnten Gipskristalle auf einigen Klüften nachgewiesen werden.

Es bestehen hinsichtlich der Mineralführung zwischen den Sandsteinklüften am Krähenberg (Lok. VK 5) und dem Cremer-Horizont (Lok. VK 6) erhebliche Unterschiede. So fehlt im Cremer-Horizont Quarz vollständig. Hingegen konnten in den Sandsteinklüften des Krähenberges weder Galenit noch Markasit beobachtet werden. Ob dies eine Folge des zu geringen Probenumfangs ist (s. o.), muss dahingestellt bleiben. Auch ein Tonmineral konnte in den Proben aus dem Cremer-Horizont nicht nachgewiesen werden. Weiterhin ist in den Sandsteinklüften des Krähenberges die Dolomitkorrosion auffällig, die beim Dolomit des Cremer-Horizontes nicht beobachtet werden konnte. Wahrscheinlich fand die Dolomitkorrosion vor der Sulfidausfällung statt, da die Sulfide in den Sandsteinklüften des Krähenberges keinerlei Korrosionserscheinungen zeigen.

3 Sphaleritgeochemie

3.1 Analytische Methoden

Die chemische Zusammensetzung von Sphaleritproben wurde an nicht abgedeckten, polierten Dünnschliffen mittels einer Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ JEOL JXA 8900 RL am Mineralogischen Institut der Universität zu Köln analysiert.

```
Messbedingungen:
```

Anregungsspannung: 15 kV Strahlstrom/Strahldurchmesser: 15 nA/2mm Zählzeit: Peak = 10 s Untergrund = 5 s

Die verwendeten Standards waren:

Zn,S = ZnS	Cd = CdS
$Cu, Fe = CuFeS_2$	Mn = Mn-Metall

Die Korrekturrechnung erfolgte mittels ZAF-Korrektur.

Die Nachweisgrenzen der einzelnen Elemente sind wie folgt:

Zn = 0,095 Gew%	Cu = 0,045 Gew%
Fe = 0,04 Gew%	Mn = 0,023 Gew%
Cd = 0,04 Gew%	S = 0,045 Gew%

Werte, die unterhalb der Nachweisgrenze liegen, sind mit großen Fehlern behaftet.

3.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Analysen sind in Tabelle 1 zu finden. Aus den Analysen wurden auf der Basis von zwei Atomen die Mol-%-Werte von FeS, CdS und CuS sowie die molaren Metall/Schwefel-Verhältnisse (Me/S) berechnet und ebenfalls in Tabelle 1 angegeben.

Inspiziert man die Werte in Tabelle 1, so erkennt man, dass die Summen der Sphaleritanalysen aus den Sandsteinklüften am Krähenberg (Lok. VK 5) mit Werten zwischen 95,866 und 97,726 Gew.-% erheblich zu niedrig sind. Für die Mikrosondenuntersuchung des Sphalerits der Lokalität VK 5 wurde ein Streupräparat aus sehr kleinen Sphaleritkristallen (zur durchschnittlichen Größe s. Kap. 2) gefertigt. Die Sphaleritkristalle ließen sich jedoch auf Grund ihrer geringen Größe nicht sehr gut polieren, sodass sich die niedrigen Analysesummen als eine Folge der größenbedingten minderen Politur-

qualität des Mikrosondenschliffs erklären lassen. Hierbei wird angenommen, dass die Minderung der Werte ± gleichmäßig alle Elemente betroffen hat unter Wahrung der relativen Mengenverhältnisse zueinander. Aus diesem Grund werden die Messergebnisse in den folgenden Abbildungen nicht in Gew.-%, sondern in Mol-% MeS dargestellt und diskutiert.

In Abbildung 2 ist für Sphalerit aus beiden Lokalitäten (VK 5 u. VK 6) Mol-% CdS gegen Mol-% FeS aufgetragen. Deutlich ist zu erkennen, dass Sphalerit aus dem Cremer-Horizont (Lok. VK 6) mit 0,249 – 1,206 Mol-% CdS deutlich Cd-reicher ist, als Sphalerit aus den Sandsteinklüften am Krähenberg (Lok. VK 5)

Abb. 2 Ergebnisse der Sphaleritanalysen in Mol-% CdS gegen Mol-% FeS aufgetragen, mit Vergleichsdaten aus Erzgängen des Niederbergischen Landes



Ta b e l l e 1 Mikrosondenanalysen von Sphalerit

Lokalität VK 5

Sphalerit aus Klüften im Sandsteinhorizont am Krähenberg

	Gew%								Mol-%		
Nr.	Zn	Fe	Cd	Cu	Mn	S	total	FeS	CdS	CuS	
1	63,836	0,406	0,451	0,116	0,023	32,894	97,726	0,721	0,398	0,181	
2	63,813	0,069	0,322	0,111	0,000	32,424	96,739	0,124	0,287	0,175	
3	62,837	0,134	0,383	0,201	0,025	32,295	95,875	0,243	0,345	0,320	
4	62,883	0,115	0,335	0,075	0,000	32,458	95,866	0,208	0,301	0,119	
5	63,974	0,183	0,048	0,255	0,000	32,346	96,806	0,328	0,043	0,402	
6	63,492	0,480	0,159	0,395	0,004	32,215	96,745	0,863	0,142	0,624	
7	64,389	0,235	0,126	0,255	0,028	32,497	97,530	0,419	0,112	0,400	
8	64,167	0,173	0,253	0,217	0,000	32,661	97,471	0,308	0,224	0,340	
9	63,546	0,353	0,084	0,297	0,000	32,595	96,875	0,632	0,075	0,467	
10	62,933	0,376	0,057	0,347	0,039	33,100	96,852	0,670	0,050	0,544	
11	63,655	0,566	0,081	0,163	0,005	33,124	97,594	1,003	0,071	0,254	
12	63,413	0,549	0,024	0,172	0,053	32,351	96,562	0,987	0,021	0,272	

Lokalität VK 6 Sphalerit aus mineralisierten Goniatithohlformen und Klüften, Cremer-Horizont

	Gew%								Mol-%		
Nr.	Zn	Fe	Cd	Cu	Mn	S	total	FeS	CdS	CuS	Me/S*
1	65,454	0,197	0,840	0,018	0,000	32,405	98,914	0,349	0,739	0,028	1,002
2	65,501	0,140	0,302	0,000	0,017	32,549	98,509	0,248	0,266	0,000	0,992
3	65,609	0,124	0,481	0,044	0,000	32,444	98,702	0,220	0,423	0,068	0,999
4	65,527	0,184	0,907	0,000	0,008	32,487	99,113	0,325	0,796	0,000	1,001
5	65,795	0,127	0,927	0,041	0,000	32,147	99,037	0,225	0,816	0,064	1,015
6	66,595	0,226	0,530	0,000	0,004	32,899	100,254	0,394	0,459	0,000	1,001
7	64,005	0,271	1,276	0,000	0,000	32,178	97,730	0,486	1,136	0,000	0,992
8	66,430	0,296	0,419	0,000	0,000	32,582	99,727	0,519	0,365	0,000	1,009
9	65,316	0,287	0,844	0,000	0,044	32,665	99,156	0,506	0,739	0,000	0,994
10	65,966	0,067	0,499	0,078	0,004	33,190	99,804	0,117	0,433	0,120	0,982
11	65,520	0,249	1,386	0,073	0,000	32,859	100,087	0,436	1,206	0,112	0,996
12	65,577	0,239	0,949	0,032	0,002	33,095	99,894	0,418	0,824	0,049	0,985
13	65,657	0,309	1,130	0,047	0,000	33,006	100,149	0,540	0,981	0,072	0,992
14	65,518	0,268	0,812	0,058	0,013	33,178	99,847	0,468	0,705	0,089	0,981
15	66,734	0,051	0,287	0,084	0,000	32,748	99,904	0,089	0,249	0,129	1,004
16	64,650	0,172	0,699	0,000	0,000	33,063	98,584	0,304	0,613	0,000	0,968
17	65,340	0,169	0,661	0,012	0,000	33,485	99,667	0,295	0,573	0,018	0,966
*Me	/S Meta	II/Schwefe	I-Verhältnis	s (molar)							

mit 0,021 – 0,398 Mol-% CdS. Umgekehrt ist Sphalerit vom Krähenberg mit 0,124 – 1,003 Mol-% FeS leicht Fe angereicherter als Sphalerit des Cremer-Horizontes mit 0,089 – 0,519 Mol-% FeS. Vergleicht man die Mineralchemie des Sphalerits aus beiden vorgenannten Lokalitäten mit den durchschnittlichen Sphalerit-Daten aus den postvariszischen, hydrothermalen Erzgängen des Niederbergischen Landes (HARMS & HECKMANN 2004) in Abbildung 2, so lässt sich sagen, dass Sphalerit des Cremer-Horizontes leicht Cd-reicher ist, als die meisten Analysen aus den hydrothermalen Gangvererzungen. Lediglich eine Analyse (RH 4) aus dem Steinbruch Rohdenhaus, Wülfrath, ist noch Cd-reicher. Bezüglich des Fe-Gehaltes zeigen alle Analysen keine signifikanten Abweichungen.

In Abbildung 3 ist für Sphalerit der Lokalitäten VK 5 und VK 6 Mol-% CuS gegen Mol-% FeS aufgetragen. Hier ist zu erkennen, wie sich der Sphalerit aus den Sandsteinklüften am Krähenberg (Lok. VK 5) durch seinen höheren Cu-Gehalt (0,119 - 0,624 Mol-% CuS) sehr markant vom Sphalerit des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) mit Cu-Gehalten von < 0,129 Mol-% CuS absetzt. Die meisten Analysen der Lokalität VK 5 scheinen im CuS-FeS-Raum in Abbildung 3 einen positiven Trend auszubilden. Werden die Sphaleritanalysen der Lokalitäten VK 5 und VK 6 mit den ebenfalls in Abbildung 2 eingezeichneten durchschnittlichen Sphaleritanalysen aus den postvariszischen, hydrothermalen Gangvererzungen des Niederbergischen Landes (HARMS & HECK-MANN 2004) verglichen, so ist der Cu-Gehalt des Sphalerits aus den Sandsteinklüften des Krähenberges (Lok. VK 5) gegenüber ersteren deutlich erhöht. Lediglich die weiter oben bereits erwähnte Probe RH 4 aus dem Steinbruch Rohdenhaus, Wülfrath, zeigt einen noch höheren Cu-Wert. Hingegen unterscheiden sich die Cu-Gehalte des Sphalerits aus dem Cremer-Horizont (Lok. VK 6) nicht von den hydrother-



Abb. 3 Ergebnisse der Sphaleritanalysen in Mol-% CuS gegen Mol-% FeS aufgetragen, mit Vergleichsdaten aus Erzgängen des Niederbergischen Landes

malen Gangvererzungen. Insgesamt gesehen sind die in dieser Arbeit publizierten Sphaleritanalysen und die Sphaleritdaten aus den postvariszischen hydrothermalen Gangvererzungen des Niederbergischen Landes einander recht ähnlich.

Vergleicht man die Sphaleritanalysen des Krähenberges (Lok. VK 5) und des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) nicht nur mit denjenigen der niederbergischen Erzgänge, wie es in Abbildung 2 und 3 bereits getan wurde, sondern mit Sphalerit aus benachbarten Regionen, so lässt sich durchaus feststellen, dass Sphaleritanalysen aus postvariszischen Erzgängen des linksrheinischen Schiefergebirges (KRAHN 1988, REDECKE 1992: 0,088 – 0,486 Mol-% FeS; 0,093 – 0,332 Mol-% CdS; 0,062 – 1,022 Mol-% CuS) und aus einer postvariszischen Vererzung im Steinbruch Ehley, Bleiwäsche im Sauerland, (SCHAEFFER 1984: 0,085 Mol-% FeS; 0,433 Mol-% CdS; 0,042 Mol-% CuS) mit den in der vorliegenden Arbeit publizierten Analysen (s. Tab. 1) hinsichtlich der Fe-, Cd- und Cu-Gehalte ebenfalls recht gut korrelieren. Die Mn-Gehalte des in dieser Arbeit untersuchten Sphalerits aus beiden Vorkommen sind in Tabelle 1 vernachlässigbar.

In Tabelle 1 ist das molare Me/S-Verhältnis nur für den Sphalerit des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) berechnet worden, da die Analysesummen des Sphalerits der Lokalität VK 5 zu niedrig sind. Die Me/S-Verhältnisse in Tabelle 1 schwanken zwischen 1,015 und 0,966 mit einem Mittelwert von 0,993. Stöchiometrischer Sphalerit sollte jedoch ein Me/S-Wert von 1 aufweisen. Dies bedeutet, dass Sphalerit aus dem Cremer-Horizont (Lok. VK 6) im Schnitt ein leichtes Metalldefizit aufweist. Berechnet man zum Vergleich die Me/S-Verhältnisse von Sphalerit aus den postvariszischen hydrothermalen Gangvererzungen des Niederbergischen Landes (HARMS & HECKMANN 2004), so ergeben sich Spannbreiten von 0,989 – 1,058 mit einem Mittelwert von 1,023. Das heißt, Sphalerit aus den Erzgängen im Niederbergischen Land besitzt im direkten Vergleich zum Sphalerit des Cremer-Horizontes im Mittel einen erheblichen Metallüberschuss. Nach CRAIG & SCOTT (1974) ist natürliches ZnS häufig nichtstöchiometrisch, wobei die meisten Sphaleritanalysen ein Me/S-Verhältniss < 1 zeigen.

4 Schlussfolgerungen

Die chemische Zusammensetzung von Sphalerit wird prinzipiell über den pH-Wert, die Schwefelaktivität – aS_2 – (Maßzahl für den Schwefelgehalt eines chemischen Systems), den Oxidationszustand der hydrothermalen Fluide, Temperatur, Druck und über das Angebot von Spurenelementen gesteuert. Die höheren Cu-Gehalte im Sphalerit aus den Sandsteinklüften des Krähenberges (Lok. VK 5, s. Abb. 3) sowie die erhöhten Cd-Gehalte des Sphalerits aus dem Cremer-Horizont (Lok. VK 6, s. Abb. 2) sprechen für zwei chemisch unterschiedliche hydrothermale Fluide, die in den jeweiligen Gesteinsschichten zirkulierten und die Erzabscheidungen bewirkten.

Der insgesamt sehr niedrige Cu-Gehalt im Sphalerit (< 0,624 Mol-% CuS) aus beiden Fundstellen ist kompatibel mit den experimentellen Befunden von HUTCHISON & SCOTT (1981), wonach die Cu-Löslichkeit im Sphalerit (mit Pyrit-Pyrrhotiniss) unterhalb von 600 °C weniger als 1 Mol-% CuS beträgt. Die in Kapitel 3.2 bereits erwähnten postvariszischen Sphaleritanalysen aus dem Rheinischen Schiefergebirge von SCHAEFFER (1984), KRAHN (1988) und REDECKE (1992) zeigen ebenfalls Cu-Gehalte von in der Regel < 1 Mol-% CuS.

Weiterhin teilen KELLEY et al. (2004), als außereuropäisches Beispiel genannt, Analysen von hydrothermal gebildetem Sphalerit (Bildungstemperatur < 200 °C) der Red-Dog-Lagerstätten in Alaska mit, die niedrige Cu-Gehalte von 29 – 2 820 ppm aufweisen. Die genannten Beispiele aus dem Rheinischen Schiefergebirge sowie aus Alaska verdeutlichen die geringe Löslichkeit von Kupfer in natürlich gebildetem Sphalerit und unterstreichen daher zusätzlich die insgesamt niedrigen Messergebnisse hinsichtlich des Cu-Gehaltes des Sphalerits (< 0,624 Mol-% CuS = < 0,395 Gew.-% Cu \Rightarrow 3 950 ppm Cu, s. Tab. 1) aus den Lokalitäten VK 5 und VK 6.

SCOTT (1983) weist darauf hin, dass der FeS-Gehalt von Sphalerit über die Schwefelaktivität gesteuert wird. Hohe Schwefelaktivitäten während der Bildung von Sphalerit im Stabilitätsfeld von Pyrit + Chalkopyrit (+ Bornit) bedingen einen niedrigen FeS-Gehalt und umgekehrt. Die höchsten FeS-Gehalte im Sphalerit (>> 20 Mol-% FeS) werden in Paragenese mit Pyrrhotin gemessen. Die Schwefelaktivität (aS_2) kann aus dem Mol-%-FeS-Wert von Sphalerit in Vergesellschaftung mit Pyrit und einer entsprechenden Bildungstemperatur nach folgenden Gleichungen (aus CRAIG & SCOTT 1974) berechnet werden:

- (1) 2 FeS + S₂ \Leftrightarrow 2 FeS₂; log k _{130 °C} = 21,719; log k _{60 °C} = 29,353 (1 bar)
- (2) logarithmieren und Gleichung (1) umstellen: log $aS_2 = -2(log a FeS_{(soh)}) log k$
- (3) a $FeS_{(sph)} = 0.0257$ (MoI-% FeS) x 0.00014 (MoI-% FeS)²

Die Bildungstemperaturen können nach HARMS & HECKMANN (2004) für Sphalerit aus dem Niederbergischen Land zwischen 60 – 130 °C angenommen werden. Aus Gründen der Vereinfachung wurde für Sphalerit aus den Sandsteinklüften (Lok. VK 5) ein Durchschnittswert von 0,543 Mol-% FeS und für Sphalerit des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) ein Durchschnittswert von 0,349 Mol-% FeS aus den Werten in Tabelle 1 berechnet. Die Gleichgewichtskonstanten (log k) für Gleichung (1) wurden mit Hilfe der Gleichung von BARTON & SKINNER (1979) zu niedrigeren Temperaturen extrapoliert. Gleichung (3) wird in Gleichung (2) eingesetzt. Als Ergebnis lassen sich log aS₂-Werte von -16,88 (60 °C) bis -9,24 (130 °C) für Sphalerit aus den Sandsteinklüften des Krähenberges und für Sphalerit des Cremer-Horizontes log aS2-Werte von -15,72 (60 °C) bis -8,09 (130 °C) im Pyrit-Chalkopyrit-Stabilitätsfeld abschätzen. Insgesamt gesehen sind für den Temperaturbereich 60 – 130 °C recht hohe Schwefelaktivitäten für Sphalerit aus beiden Fundlokalitäten abgeschätzt worden, die konsistent mit den insgesamt vergleichsweise niedrigen FeS-Gehalten sind. Jedoch ist der abgeschätzte log aS₂-Bereich für den Sphalerit des Cremer-Horizontes (VK 6) leicht höher als im Vergleich zum Sphalerit aus den Sandsteinklüften des Krähenberges (Lok, VK 5). Dies ist konsistent mit dem niedrigeren durchschnittlichen FeS-Gehalt des Sphalerits des Cremer-Horizontes relativ zum durchschnittlich etwas Fe-reicheren Sphalerit aus den Sandsteinklüften des Krähenberges (s. o.). In einem qualitativen Sinn war der Schwefelgehalt der auf den Klüften und Hohlräumen des Cremer-Horizontes (VK 6) zirkulierenden hydrothermalen Fluide leicht erhöht gegenüber denjenigen Fluiden in den Sandsteinklüften des Krähenberges (VK 5). Dies ist ein weiterer Hinweis auf unterschiedliche hydrothermale Fluide in beiden Vorkommen.

Aus der großen geochemischen Ähnlichkeit der in dieser Arbeit publizierten Sphaleritanalysen, niedriger Fe- und leicht erhöhter Cd-Gehalt, mit den Sphaleritanalysen aus postvariszischen Erzgängen des Niederbergischen Landes, des linksrheinischen Schiefergebirges und des Sauerlandes (s. Kap. 3.2), wird der Sphalerit und somit die ihn begleitenden Sulfide (s. Kap. 2) der Sandsteinklüfte am Krähenberg (Lok. VK 5) und des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) als postvariszisch eingestuft. Variszischer Sphalerit zeichnet sich demgegenüber, sofern er nicht remobilisiert wurde (WAGNER & COOK 1998), durch einen erhöhten Fe- und niedrigeren Cd-Gehalt aus. So teilen KRAHN (1988) und REDECKE (1992) variszische Sphaleritanalysen aus dem linksrheinischen Schiefergebirge mit, die zwischen 4,901 und 11,495 Mol-% FeS sowie 0,061 und 0,112 Mol-% CdS schwanken. Variszischer Sphalerit aus Ramsbeck (Sauerland) hat eine Spannbreite zwischen 2,978 und 12,522 Mol-% FeS sowie 0,087 und 0,138 Mol-% CdS (LANGHOFF 1997).

Bezüglich der Gangarten kann der Dolomit des Cremer-Horizontes (Lok. VK 6) ebenfalls ohne Probleme als dort älteste Mineralbildung als postvariszisch angesehen werden. Anders verhält es sich mit den Gangartmineralien Quarz und Dolomit aus den Sandsteinklüften des Krähenberges (Lok. VK 5). Hier lässt die auffällige Dolomitkorrosion vor der Sulfidabscheidung (s. Kap. 2), die im Cremer-Horizont nicht auftritt, an einer postvariszischen Einstufung erhebliche Zweifel aufkommen und wird deshalb als variszische Bildung angesehen. Jedoch ist diese Zuordnung mit einiger Unsicherheit behaftet. Des Weiteren entspricht die langprismatische Entwicklung (obgleich nur bis 3 mm groß) der Quarzkristalle in Lokalität VK 5 vollkommen Quarzkristallen aus Klüften, die ca. 500 m nördlich des Krähenberges entdeckt wurden und auf Grund ihrer Fluideinschlusscharakteristika (HARMS 2010) als zweifelsfrei variszisch erkannt werden konnten. Weiterhin werden langprismatische Quarzkristalle im Rheinischen Schiefergebirge aus spätvariszischen Quer- bzw. Zerrklüften von LANGHOFF (1997) aus Ramsbeck und von WAGNER & COOK (2000) sowie KIRNBAUER (1998) aus dem Westtaunus sowie aus dem Hunsrück beschrieben und deren Bildungsbedingungen mitgeteilt. Darüber hinaus ist es eine zumindest für das Niederbergische Land und möglicherweise auch für andere Regionen des Rheinischen Schiefergebirges gültige Beobachtungstatsache, dass postvariszischer Quarz niemals einen langprismatischen Habitus entwickelt, sondern als Kristallbegrenzung fast ausschließlich Rhomboederflächen und nur sehr untergeordnet kurze Prismenflächen aufweist und dadurch den Quarzkristallen ein kappenähnlicher, pyramidaler Habitus verliehen wird. Die Gründe hierfür sind unklar. Obige Ausführungen berechtigen zu dem Schluss, dass die langprismatisch entwickelten Quarzkristalle in den Sandsteinklüften des Krähenberges (Lok. VK 5) als variszische Bildungen anzusprechen sind. Es ist daher als sehr sicher anzusehen, dass sich in den Sandsteinklüften des Krähenberges zwei Mineralisationszyklen, eine variszische mit Quarz und Dolomit(?) sowie eine postvariszische mit Sulfidmineralien, überlagern, die genetisch nichts miteinander zu tun haben.

Die auffällige Abwesenheit von Quarz in den bituminösen Tonsteinen des Cremer-Horizontes und demgegenüber das massenhafte Auftreten in den Sandsteinklüften am Krähenberg reflektiert den Einfluss des Nebengesteins auf die Quarzmineralisation.

5 Danksagungen

Frau Dr. B. SPIERING, Mineralogisch-Petrologisches Institut der Universität Bonn, danke ich für ihre freundliche Hilfe und Unterstützung bei der Erstellung der Mikrosondenuntersuchungen an der Universität Köln. Herrn Dr. H. HECKMANN, Essen, sei für die Bereitstellung von Sammlungsmaterial aus dem Cremer-Horizont an dieser Stelle herzlichst gedankt. Herr E. SCHAKEL, Wuppertal, übernahm dankenswerterweise die Fotografie der Mineralproben. Herrn Dr. L. KRAHN, Geologischer Dienst NRW, Krefeld, verdanke ich wertvolle Hinweise und Anregungen.

6 Literatur

- BARTON, P. B.; SKINNER, B. J. (1979): Sulfide mineral stabilities. In: BARNES, H. L. (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2. Aufl.: 278 – 403; John Wiley & Sons.
- CRAIG, J.; SCOTT, S. D. (1974): Sulfide phase equilibria. In: RIBBE, P. H. (ed): Sulfide Mineralogy. Rev. in Miner., 1: CS 1 CS 107.
- HARMS, U. (2010): Wässrige- und CH₄-reiche Fluideinschlüsse in Quarzkristallen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh, Niederbergisches Land. scriptum, **19**, 47 55, 4 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HARMS, U.; HECKMANN, H. (2004): Die Vererzungen des Niederbergischen Landes am Nordwestrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges: Beiträge zu Bildungsbedingungen und Genese anhand Sphalerit-Chemie, Fluideinschlussuntersuchungen und Schwefel-Isotopengeochemie. – N. Jb. Miner. Abh., 180: 287 – 327.
- HUTCHISON, M. N.; SCOTT, S. D. (1981): Sphalerite Geobarometry in the Cu-Fe-Zn-System. Econ. Geol., 76: 143 153.
- JUCH, D.; DROZDZEWSKI, G. (2006): Waldsumpfmoore, Fluss- und Meeresablagerungen zwischen Essen und Velbert ein kurzfristiger Einblick in die frühe Steinkohlenzeit. – In: Landschaftsverband Rheinland [Hrsg.]: Archäologie im Rheinland, 2006: 23 – 26.
- JUCH, D.; DROZDZEWSKI, G. (2010): Geologie des flözführenden Oberkarbons in den Aufschlüssen beim Bau der Bundesstraße B 227n zwischen Essen und Velbert. scriptum: **19**, 5 35, 26 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- KIRNBAUER, T. (1998): Alpinotype Zerrklüfte. In: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nassauischer Verein für Naturkunde, Sonderband I: 150 – 156.

- KRAHN, L. (1988): Buntmetall-Vererzung und Blei-Isotopie im Linksrheinischen Schiefergebirge und in angrenzenden Gebieten. Diss. RWTH Aachen: 199 S.
- KELLEY, K. D.; LEACH, D. L.; JOHNSON, C. A.; CLARK, J. L.; FAYEK, M.; SLACK, J. F., ANDERSON, V. M.; AYUSO, R. A.; RIDLEY W. I. (2004): Textural, compositional, and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: Implications for ore formation. – Econ. Geol., 99: 1509 – 1532.
- LANGHOFF, C. (1997): Mineralchemische und mikrothermometrische Untersuchungen an den Gangmineralien der Pb-Zn-Lagerstätte Ramsbeck im Sauerland. – Diss. Univ. Hamburg: 126 S.
- REDECKE, P. (1992): Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetallmineralisationen in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. – Mitt. Z. Miner. u. Lagerstättenkunde, **41:** 152 S., Aachen.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. Braunschweiger geol. paläont. Diss., **3:** 206 S.
- Scott, S. D. (1983): Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. – Miner. Mag., **47:** 427 – 435.
- WAGNER, T.; COOK N. J. (1998): Sphalerite remobilization during multistage hydrothermal mineralization events examples for siderite-Pb-Zn-Cu-Sb veins, Rheinisches Schiefergebirge, Germany. Miner. Petrol., **63**: 223 241.
- WAGNER, T.; COOK. N. J. (2000): Late-orogenic alpine-type (apatite)-quartz fissure vein mineralization in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: mineralogy, formation conditions an lateral-secretionary origin. – Miner. Mag., 64: 539 – 560.

Wässrige und CH ₄-reiche Fluideinschlüsse in Quarzkristallen von der Bundesstraßenbaustelle B 227n zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh, Niederbergisches Land

Von Udo Harms^{*}

Inhalt

1	Einleit	ung	48			
2	Analyt	ische Methoden	49			
3	Petrog	rafie der Fluideinschlüsse	49			
4	Ergebnisse					
	4.1	Zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse (I)	50			
	4.2	Einphasige, gasreiche $(CH_4 - CO_2)$ Fluideinschlüsse (II)	52			
	4.2.1	Kryometrie	52			
	4.2.2	Raman-Spektroskopie	53			
5	Schlus	sfolgerungen	53			
6	Danks	agung	55			
7	Literat	ur	55			

 ^{*} Anschrift des Autors:
 Dipl.-Min. Udo Harms, Luxemburger Allee 47, 45481 Mülheim/Ruhr

Kurzfassung: Fluideinschlussuntersuchungen in Quarzkristallen von der Bundesstrassenbaustelle B 227n zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh ergaben für zwei primäre wässrige Fluideinschlüsse (IA) Homogenisierungstemperaturen von 222,4 und 231,8 °C. Homogenisierungstemperaturen für Fluideinschlüsse unbekannter Zuordnung (IB) und sekundäre Fluideinschlüsse (IC) sind auf Grund von häufiger sekundärer Überprägung in der Regel geologisch bedeutungslos. Die wässrigen Fluide sind in allen drei Einschlusstypen homogene NaCl-KCl-±MgCl₂-haltige Fluide mit einer Salinität von 1,74 Gew.-% NaCl-Äquiv. (ein Fluideinschluss Typ IA), 2,24 Gew.-% NaCl-Äquiv. (IB) und 2,41 Gew.-% NaCl-Äquiv. (IC). Die letzten beiden Werte sind Mittelwerte.

Gasreiche Fluideinschlüsse besitzen eine durchschnittliche chemische Zusammensetzung von 70,8 Mol-% CH_4 und 29,2 Mol-% CO_2 , was einem durchschnittlichen molaren Volumen von 398,45 cm³/mol entspricht. Abgeleitet wird das CH_4 - CO_2 -Fluid aus in der Nähe ausstreichenden Kohlenflözen.

Die wässrigen und gasreichen Fluide werden als nicht miteinander mischbare Fluide interpretiert, die gleichzeitig während des Quarzwachstums in Fluideinschlüssen eingefangen wurden. Aus den Schnittpunkten der Isochoren dieser zwei nicht mischbaren Fluide wird ein Bildungsbereich zwischen 238 und 228 °C sowie zwischen 108 und 104 bar abgeschätzt.

Die Fluideinschlusscharakteristika der Fluide sind mit denen variszischer Fluide vergleichbar und entsprechen dem Tectonic-Brine-Modell.

A b stract: Fluid inclusion measurements using quartz crystals from the motorway buildung site situated between Velbert and Essen-Kupferdreh reveal homogenization temperatures between 222,4 and 231,8 °C for two primary aqueous fluid inclusions (IA). Necking down is frequent in aqueous fluid inclusions of unknown (IB) and secondary (IC) origin. Thus, the measured homogenization temperatures in these inclusions are in general meaningless. The data for the aqueous fluid points to a homogeneous NaCl-KCl- \pm MgCl₂-fluid with calculated salinities of 1,7 wt.-% NaCl-equiv. (one fluid inclusion type IA), 2,24 wt.-% NaCl-equiv. (IB) and 2,41 wt.-% NaCl equiv. (IC). The last two numbers are mean salinities.

Gas-rich fluid inclusions comprise a homogeneous composition with a mean of 70,8 mol.-% CH_4 and 29,2 mol-% CO_2 . A mean molar volume of 398,45 cc/mol is calculated. Nearby outcropping coal seams are probably the source for the CH_4 - CO_2 -fluid.

The aqueous and gas-rich fluids are interpreted to be immiscible and were trapped simultaneous in fluid inclusions during quartz growth. The intercepts of the isochores of the gas-rich fluids and the aqueous fluids yield formation conditions between 238 and 228 $^{\circ}$ C and between 108 and 104 bar.

Fluid inclusion data of the fluids are comparable with fluids of variscan origin and are in accordance with the tectonic brine model.

1 Einleitung

Während des Weiterbaus der Bundesstraße B 227n von Velbert nach Essen-Kupferdreh wurden nördlich des Velberter Sattels siliziklastische oberkarbonische Gesteinsschichten vom flözleeren Namurium B über Kohlenflöze führende Schichten des Namuriums C bis ins Westfalium A angeschnitten. JUCH & DROZDZEWSKI (2006, 2010) geben eine detaillierte geologische Übersicht.

In den Schichten des Namuriums C treten etwa 500 – 600 m nördlich der kleinen Autobahnbrücke am Krähenberg im Sandstein unter Flöz Schieferbänksgen mehrere subparallel verlaufende Quarzklüfte mit einer Mächtigkeit bis zu ca. 7 cm auf. Diese schneiden die Gesteinsschichten \pm senkrecht. In den relativ zum Quarzvorkommen stratigrafisch liegenden als auch hangenden Gesteinsabfolgen sind Kohlenflöze eingeschaltet. Aus den Quarzklüften konnten langprismatische Quarzkristalle von bis zu 2 – 3 cm Größe geborgen werden, die klar durchsichtig bis stark trüb sind. Der größte Einzelkristall misst etwa 6 cm, ist leicht abgeplattet und völlig undurchsichtig.

Ziel diese Arbeit ist es, die Fluideinschlusscharakteristika der Quarzkristalle zu erfassen um Aussagen bezüglich der Paläofluide zu gewinnen, die auf den Quarzklüften zirkulierten und Quarzabscheidungen bewirkten.

2 Analytische Methoden

Die Untersuchungen der Fluideinschlüsse erfolgten am GeoForschungsZentrum in Potsdam. Die mikrothermometrischen Messungen wurden an doppelseitig polierten Mineralplättchen einer Dicke zwischen 70 und 100 μ m mit einem kombinierten Heiz-Kühltisch der Fa. FLUID-INC. durchgeführt. Die Kalibrierung erfolgte anhand synthetischer Fluideinschlüsse mit bekannten Phasenübergängen bei –56,6 °C, 0,0 °C und 374 °C. Die Messgenauigkeit beträgt ±0,1 °C bei niedrigen Temperaturen und ±3,0 °C am kritischen Punkt für H₂O.

Gasreiche Fluideinschlüsse wurden mit einem Horiba (Jobin-Yvon) LabRam Raman-Spektrometer untersucht. Für die Anregungsstrahlung wurde ein Nd/Yag Laser mit 532 nm verwendet.

3 Petrografie der Fluideinschlüsse

Für Fluideinschlussuntersuchungen wurden fünf Quarzkristalle ausgewählt. Der Probennummer VK 1 entspricht ein Quarzkristall während auf die Probennummern VK 3 und VK 4 jeweils zwei Quarzkristalle entfallen.

Die Quarzkristalle enthalten zwei Fluideinschlusstypen:

- I: zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse
- **II:** einphasige, gasreiche (CH₄-CO₂-) Fluideinschlüsse, die auf Grund von mehr oder minder stark ausgeprägter Totalreflexion im Dickschliff dunkel bis schwarz erscheinen.
- Zu I: Er ist sinnvoll, eine weitere Unterteilung der wässrigen Fluideinschlüsse vorzunehmen:
- Typ IA: Lediglich zwei Fluideinschlüsse ließen sich mit hinreichender Sicherheit gemäß den von ROEDDER (1984) aufgestellten Kriterien als primär deuten. In der Probe VK 1 ist dies ein isolierter, ca. 313 µm großer Fluideinschluss von unregelmäßig-länglicher Form (Abb. 1 a), der sich parallel und recht nah zur Kristalloberfläche befindet.

Abb. 1

- a Primärer Fluideinschluß (ca. 313 µm groß) Typ IA; Probe VK 1
- b Fluideinschlüsse unbekannten Ursprungs (Typ IB)
- c Zwei gasreiche Fluideinschlüsse Typ IIA mit Negativkristallform; Größe der Fluideinschlüsse etwa 60 μ m
- d Sekundäre Fluideinschlussbahn mit gasreichen Fluideinschlüssen Typ IIB mit Negativkristallformen



Der zweite Fluideinschluss (ca. 60 µm) in der Probe VK 4 befindet sich weiter im Kristallinneren und besitzt eine mehr rundliche Form. Er fällt durch seine ausgeprägte Isolation relativ zu anderen Fluideinschlüssen auf.

- Typ IB: Fluideinschlüsse dieses Typs konzentrieren sich in weiten Kristallarealen insbesondere in Probe VK 3 zu großen Fluideinschlussclustern. Anteilsmäßig machen sie den größten Anteil an allen wässrigen Fluideinschlüssen aus. Als Fluideinschlussformen sind alle Übergänge von Negativkristallen über rundliche bis zu unregelmäßig begrenzten Formen zu erkennen. Die durchschnittliche Größe beträgt 37 μm. Necking down ist bei diesem Einschlusstyp weit verbreitet, was sich optisch in einem sehr variablen Gasblase/Flüssigkeits-Verhältnis dokumentiert. Petrografisch lässt sich nicht beurteilen, ob die Fluideinschlüsse als primär anzusehen sind. Sie werden deshalb als Fluideinschlüsse unbekannten Urprungs eingeordnet (Abb. 1 b).
- Typ IC: Alle Quarzproben werden häufig in allen Richtungen von Fluideinschlussbahnen sekundären Ursprungs durchzogen. Die Formen und Größen der Fluideinschlüsse schwanken stark von Negativkristallformen bis zu unregelmäßigen Formen. Die durchschnittliche Größe beträgt ca. 25 μm. Des Weiteren sind auch Fluideinschlussbahnen mit deutlichen, kleineren Fluideinschlüssen (< 5 μm) zu beobachten.
- Zu II: Auch bei den gasreichen Fluideinschlüssen ist es sinnvoll eine weitere Unterteilung vorzunehmen:
- Typ IIA: Die gasreichen Fluideinschlüsse treten entweder isoliert oder in kleineren Gruppen auf. Als Fluideinschlussform treten ausschließlich Negativkristalle auf. Ihre durchschnittliche Größe beträgt 55 μm (Abb. 1 c). Gemäß den von ROEDDER (1984) aufgestellten Kriterien erscheinen sie als primäre Einschlüsse im Kristall.
- Typ IIB: Gasreiche Fluideinschlüsse bilden ebenfalls sekundäre Fluideinschlussbahnen, die insbesondere die Probe VK 1 durchziehen (Abb. 1 d). Die Fluideinschlüsse sind als idiomorphe bis hypidiomorphe Negativkristallformen ausgebildet. Ihre durchschnittliche Größe beträgt 14 μm. In einem einzigen Fall konnte in der Probe VK 1 zwei zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse des Typs IC auf einer sekundären Fluideinschlussbahn mit ansonsten ausschließlich gasreichen Fluideinschlüssen beobachtet werden.

Petrografisch lässt sich nicht klären, ob zumindest Teile der wässrigen und gasreichen Fluideinschlüsse kogenetisch sind. Lediglich das oben unter IIB genannte Beispiel von zwei wässrigen Fluideinschlüssen des Typs IC auf einer sekundären Fluideinschlussbahn mit gasreichen Fluideinschlüssen kann mit hinreichender Sicherheit als kogenetisch interpretiert werden.

4 Ergebnisse

4.1 Zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse (I)

Die zusammengefassten Ergebnisse der mikrothermometrischen Untersuchungen sind der Tabelle 1 zu entnehmen. Während der Aufheizuntersuchungen homogenisierten alle wässrigen Fluideinschlüsse ausnahmslos in die flüssige Phase. Wurde bei diesen Untersuchungen die Temperaturmarke von 300 °C überschritten, wurde der Aufheizvorgang aus Gründen der Sicherheit (Dekripitation) abgebrochen. In keinem der untersuchten Fluideinschlüsse konnte bei den Gefrier-Aufheiz-Untersuchungen die Bildung von Clathraten beobachtet werden.

Die beiden Fluideinschlüsse, die als primär (Typ IA, Tab. 1) gedeutet werden können, zeigen Homogenisierungstemperaturen (Th) von 222,4 °C (VK 1, Abb. 1 a) und 231,8 °C (VK 4). Obgleich es sich nur um zwei Daten handelt, wird diesen Th-Werten eine gewisse geologische Bedeutung beigemessen. In der petrografischen Beschreibung wurde bereits auf das weitverbreitete necking-down-Phänomen in den Proben hingewiesen. Dies spiegelt sich in der großen Streuung der Th-Werte der Fluideinschlüsse unbekannten Ursprungs (IB, > 300,0 – 115,7 °C), als auch der sekundären Fluideinschlüsse (IC, 266,3 – 156,7 °C) wider (s. Tab. 1). Daher wird den Homogenisierungstemperaturen der Fluideinschlüsstypen IB und IC keine geologische Bedeutung beigemessen. Ausnahme davon stellt der wässrige Fluideinschluss Typ IC (ohne leakage) dar, der mit ansonsten nur sekundären gasreichen Fluideinschlüssen (IIB) auftritt (s. Tab. 1).

Die Werte für das letzte Schmelzen des Eises (Tm-ice) aller wässrigen Fluideinschlusstypen sind in der Abbildung 2 als Histogramm aufgetragen. Die Spannbreiten, Durchschnittswerte, als auch ein Einzelwert (Fluideinschlusstyp IA) von Tm-ice können der Tabelle 1 entnommen werden. Für den größten primären Fluideinschluss (Typ IA, Abb. 1 a) der Probe VK 1 konnte kein Tm-ice-Wert bestimmt werden, da dieser Fluideinschluss kurz nach der Homogenisierungsmessung dekripitierte. In Abbildung 2 ist gut zu erkennen, dass alle drei wässrigen Fluideinschlusstypen bezüglich ihrer Tm-ice-Werte in einem engen Messbereich von 0,0 bis -4,0 °C liegen und sich praktisch kaum voneinander unterscheiden. Diesen Sachverhalt spiegeln auch die Tm-ice-Mittelwerte der Fluideinschlusstypen IB mit -1,3 °C und IC mit -1,4 °C wider, die auch zum Tm-ice-Wert des primären Fluideinschlusses (IA) mit -1,0 °C keine signifikanten Unterschiede zeigen. Die aus diesen Tm-ice-Daten berechneten Salinitäten (BODNAR 1993) sind in der Reihenfolge der Fluideinschlusstypen IA, IB, IC

Tabelle 1

Ergebnisse der mikrothermometrischen Untersuchungen und Raman-Spektroskopie an Fluideinschlüssen aus Qarzkristallen (zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh)

2-phasige, wässrige Fluideinschlüsse, Proben: VK 1, VK 3, VK 4										
Art der Fluid- einschlüsse	N	Th/°C	Tm-ice max/°C	Tm-ice /°C	Tm-ice min/°C	Te- max/°C	Te/°C	Te- min/°C		
Typ IA primär (VK 4)	1	231,8		-1,0						
Typ IA primär (VK 1,großer FE, Abb. 1a)	1	222,4								
Typ IB unbekannt	26	>300-115,7	0,0	-1,3 (MW)	-2,6					
Typ IB unbekannt	10					< -17,0	-22,8 (MW)	-26,7		
Typ IC sekundär	11	266,3 – 156,7	-0,1	-1,4 (MW)	-4,0					
Typ IC sekundär	6					< -17,0	-22,6 (MW)	-24,0		
Typ IC assoziiert mit gasreichen FE IIB (VK 1)	1	205,6		-1,1			≈ -22,0			
Typ IC assoziiert mit gasreichen FE IIB (VK 1) leakage durch jüngeren FE-Zug	1	222,0		-0,7						
II) Gasreiche Fluideinschlüsse, Proben VK 1, VK 3, VK4										

Art der Fluid- einschlüsse	N	Tm-CO₂ max/°C	Tm-CO₂ (MW)/°C	Tm-CO₂ min/°C	Th-CH₄/°C LV → max	Th-CH₄/°C L→V(MW)	Th-CH₄/°C L →V min
Typ IIA isoliert/in Gruppen, primär	31	-66,4	-68,5	-72,6	-40,3	-45,8	-53,8
Typ II B sekundär	10	-66,8	-68,1	-69,1	-41,3	-44,1	-47,0

Laser-Raman-Analyse

		CO ₂ /Mol-% max	CO ₂ /Mol-%	CO₂/Mol-% min	CH₄/Mol-% max	CH₄/Mol-%	CH₄/Mol-% min	Vm/ cm³/mol
Typ IIA und Typ IIB isoliert/in Grup- pen, sekundär	12	34,4	29,2 (MW)	24,3	75,7	70,8 (MW)	65,6	398,45* (MW)
Ausnahme: VK 1	1		42,2			57,8		724,75*
Ausnahme: VK 1	1		42,4			57,6		729,56*

* Vm berechnet mit Hilfe des Computerprogramms "BULK" von BAKKER & BROWN (2003) und einem Th-CH₄ = -45,4° C (MW aller gasreichen Fluideinschlüsse)

MW = Mittelwertmax = Höchstwertmin = KleinstwertN = Anzahl d. gemessenen FluideinschlüsseFE = Fluideinschlüsse/Fluideinschluss



wie folgt: 1,74 Gew.-% NaCl-Äquiv., 2,24 Gew.-% NaCl-Äquiv. und 2,41 Gew.-% NaCl-Äquiv. Die letzten beiden Angaben sind Mittelwerte. Diese Salinitäten sind damit deutlich niedriger als Meerwasser mit etwa 3,5 Gew.-% NaCl-Äquiv. (DREVER 1982).

Eutektische Temperaturen (Te) konnten nur an wenigen, entsprechend großen Fluideinschlüssen beobachtet werden und sind in Tabelle 1 aufgelistet. Die gemessene Spannbreite bewegt

sich dabei zwischen < -17,0 und -26,7 °C. Die Mittelwerte für die Fluideinschlusstypen IB (unbekannt) und IC (sekundär) betragen entsprechend -22,8 °C und -22,6 °C. Nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) liegt im reinen NaCl-H₂O-System das Eutektikum bei -21,2 °C, im NaCl-KCl-H₂O-System bei -22,9 °C und im MgCl₂-H₂O-System bei -33,6 °C. Die vorliegende Te-Spannbreite deutet auf ein NaCl-KCl- \pm MgCl₂-Fluidsystem hin. Alternativ könnten die niedrigsten Te-Werte in obiger Spannbreite auch ein metastabiles Eutektikum im NaCl-H₂O-System reflektieren (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Für die beiden primären Fluideinschlüsse (Typ IA) konnten keine Te-Daten gewonnen werden. Es ist zu vermuten, dass anhand der praktisch identischen Salinitäten ebenfalls ein NaCl-KCl- \pm MgCl₂-Fluidsystem vorliegt. Auch die beiden in Tabelle 1 separat aufgeführten Fluideinschlüsse (Typ IC), die sich auf einer sekundären Fluideinschlussbahn mit ansonsten nur gasreichen Fluideinschlüssen (Typ IIB) befinden, zeigen keinerlei Abweichungen ihrer Tm-ice- und Te-Daten.

Alle obigen Daten weisen hinsichtlich der Salinität und Zusammensetzung auf ein in den Gesteinsspalten zirkulierendes, sehr homogenes, niedrigsalinares NaCl-KCl-±MgCl₂-Fluidsystem hin. Die beiden primären Fluideinschlüsse deuten dabei Mindestbildungstemperaturen von $\approx 220 - 230$ °C an. Die an den Quarzkristallen gewonnen Daten für zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse – Th, Tm-ice und Te – sind mit den von BEHR & HORN (1984) und BEHR et al. (1987) für variszische Mineralisationen publizierten Fluideinschlussdaten vergleichbar. LÖGERING et al. (2006) teilen für variszische Quarz-, Kalzit- und Dolomitpräzipate aus der in die Aachener Überschiebung abgeteuften Bohrung RWTH 1 für zweiphasige, wässrige Fluideinschlüsse (primär/pseudosekundär) Tm-ice-(-1 bis -5 °C), Te-(-21,7 °C) und Th-(< 380 – 180 °C) Werte mit, die mit den Fluideinschlussdaten der Quarzkristalle aus dem Straßenbauaufschluss zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh deutlich korrelieren.

4.2 Einphasige, gasreiche (CH ₄ - CO₂) Fluideinschlüsse (II)

4.2.1 Kryometrie

Während der mikrothermometrischen Untersuchungen wurde in allen untersuchten Fluideinschlüssen zwei Phasenübergänge beobachtet: Erstens der Schmelzpunkt von festem $CO_2 - Tm-CO_2 - und zweitens die Homogenisierung (L \rightarrow V)$ von flüssigem CH_4 (L) in die Gasphase (V) – Th- CH_4 (V) –. Dabei lag Th- CH_4 stets oberhalb Tm- CO_2 . Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Abbildung 3 dargestellt, die entsprechenden Mittelwerte sind der Tabelle 1 zu entnehmen.

Die Werte der primär erscheinenden, isoliert oder in Gruppen auftretenden CH₄-reichen Fluideinschlüsse (Typ IIA) streuen in Abbildung 3 über einen weiten Temperaturbereich. Jedoch konzentrieren sich die meisten Wertepaare in einem Th-CH₄-Bereich von ≈ -40 bis -49 °C und Tm-CO₂ zwischen ≈ -66 und -70 °C. Denselben engen Temperaturbereich besetzen die CH₄-reichen Fluideinschlüsse in Abbildung 3 auf den eindeutig sekundären Fluideinschlussbahnen (Typ IIB). Diese Feststellung wird nochmals durch die in Tabelle 1 für beide Fluideinschlusstypen aufgeführten, sehr ähnlichen Mittelwerte für Th-CH₄ und Tm-CO₂ unterstrichen und deuten auf ein homogenes Gasgemisch in den beiden Einschlusstypen IIA und IIB hin. Abb. 3 Schmelztemperaturen von CO₂ (Tm-CO₂) und Homogenisierungtemperaturen von CH₄ (Th-CH₄) von gasreichen Fluideinschlüssen in Quarzkristallen (S = Festkörper, L = Flüssigkeit, V = gasförmiger Zustand).

4.2.2 Raman-Spektroskopie

Die Ergebnisse der Raman-Spektroskopie sind in Tabelle 1 zu finden. Auf Grund der sehr ähnlichen kryometrischen Phasenübergänge wurden beide Fluideinschlusstypen (IIA und IIB) zusammengefasst. Demzufolge sind die Streubreiten bei den CO_2 - und CH_4 -Werten auch relativ klein. Die starke Erniedrigung der Tm- CO_2 -Werte (s. Tab. 1) unterhalb des Triple-



Punktes für reines CO_2 (-56,6 °C) deutet auf die Gegenwart weiterer Gase in den Einschlüssen hin. Dies wird durch die Raman-Analysen bestätigt, die den Nachweis von durchschnittlich 70,8 Mol-% CH_4 in beiden Einschlusstypen erbrachten. Der Rest von durchschnittlich 29,2 Mol-% entfiel auf CO_2 . Darüber hinaus konnten keine weiteren Gase, wie N₂ oder H₂S, mit der Raman-Sonde spektroskopisch nachgewiesen werden. Bei den Raman-spektroskopischen Untersuchungen wurden auch zwei Fluideinschlüsse mit deutlich abweichender Gaszusammensetzung – $CH_4 \approx 58$ Mol-%, $CO_2 \approx 42$ Mol-% (s. Tab. 1) – gemessen. Diese unterschieden sich petrografisch nicht von den restlichen Einschlüssen. Auch fielen bei den mikrothermometrischen Untersuchungen keine Fluideinschlüsse mit drastisch abweichenden Daten auf. Vermutlich ist der Anteil der Fluideinschlüsse mit dieser abweichenden Gaszusammensetzung recht klein.

Mit Hilfe des Computerprogramms "BULK" von BAKKER & BROWN (2003) und einem Th-CH₄ = -45,4 °C (Mittelwert aller gasreichen Fluideinschlüsse IIA und IIB) wurde ein durchschnittliches molares Volumen von 398,45 cm³/mol für das homogene Gasgemisch in den Fluideinschlusstypen IIA und IIB berechnet (Tab. 1). Die berechneten molaren Volumina für die beiden Fluideinschlüsse mit abweichender Gaszusammensetzung in Tabelle 1 sind unsicher, da diese Fluideinschlüsse auf Grund ihrer unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung im Vergleich zu den Fluideinschlusstypen IIA und IIB mit einiger Sicherheit auch von diesen unterscheidbare kryometrische Daten besitzen. Diese wurden jedoch bei der kryometrischen Untersuchung nicht entdeckt. Für die Berechnung der molaren Volumina der beiden Fluideinschlüsse mit abweichender Th-CH₄ der Fluideinschlusstypen IIA und IIB verwendet.

5 Schlussfolgerungen

In Abbildung 4 sind die mit Hilfe der Gleichungen von ZHANG & FRANTZ (1987) berechneten Isochoren für die beiden zweiphasigen, wässrigen, primären Fluideinschlüsse Typ IA sowie für einen der beiden, mit gasreichen CH_4 - CO_2 -Fluideinschlüssen (IIB) assoziierten, sekundären wässrigen Fluideinschluss Typ IC (ohne leakage, Tab. 1) eingezeichnet. Um die Isochore für den großen primären Einschluss (IA, Probe VK 1, Abb. 1 a) berechnen zu können, wurde für Tm-ice ein Mittelwert von – 1,3 °C aus allen wässrigen Fluideinschlusstypen gebildet. Dies ist auf Grund der, bezüglich der Salinität, sehr homogenen Lösungen (s. Abb. 2) zulässig. Petrografisch ließ sich nicht klären, ob wässrige (IA, IB, IC) und gasreiche Fluideinschlüsse (IIA, IIB) kogenetisch sind, obwohl beide Fluideinschlussarten im selben Kristall nebeneinander vorkommen. Für die weitere Betrachtung wird jedoch das Vorhandensein von zwei kogenetischen, nicht mischbaren Fluidein (CH_4 -reiches Fluid/wässriges Fluid) in den offenen Gesteinsspalten bzw. Klüften während der Quarzbildung vermutet. Lediglich für den oben erwähnten sekundären Fluideinschluss IC, der mit gasreichen sekundären Fluideinschlüssen IIB assoziert ist, kann das gleichzeitige Vorhandensein von nicht mischbarem CH_4 -reichen und wässrigem Fluid auf Grund der petrografischen Gegebenheiten mit hinreichender Sicherheit angenommen werden.

Für das in den Fluideinschlusstypen IIA und IIB vorkommende homogene CH_4 - CO_2 -Gasgemisch wurde mit Hilfe des Computerprogamms "LONER 11" von BAKKER & BROWN (2003) unter Verwendung des in Tabelle 1 aufgeführten molaren Volumens von 398,45 cm³/mol eine Isochore berechnet und in Abbildung 4 eingezeichnet. Diese schneidet die Isochoren der beiden primären wässrigen Fluideinschlüsse (IA) bei 238 °C/108 bar und 228 °C/105 bar und ergibt somit die



Abb. 4 Abschätzung von P-T-Bildungsbedingungen der Quarzkristalle an Hand von Isochoren

Bildungsbedingungen der Quarzkristalle. Die Datenbasis von zwei primären wässrigen Fluideinschlüssen ist extrem klein, daher wird das obige Temperatur- und Druckintervall – 238 bis 228 °C/108 bis 105 bar – nur als vorsichtiger Schätzbereich betrachtet. Der Schnittpunkt der Isochore des homogenen Gasgemisches mit der Isochore des sekundären Fluideinschlusstyps IC liegt in Abbildung 4 bei 211 °C/101 bar. Relativ zu den beiden primären Fluideinschlüs-

sen (IA) ist die Temperatur erwartungsgemäß etwas niedriger, der Druck hingegen in etwa gleich. In welcher relativen zeitlichen Beziehung das in nur zwei Fluideinschlüssen in der Probe VK 1 nachgewiesene, deutlich CH_4 -ärmere Fluid (s. Tab. 1) zum homogenen CH_4 - CO_2 -Fluid steht, ist unklar. Auf eine Isochorenberechnung wurde auf Grund des unsicheren molaren Volumens verzichtet.

Während der Bildung der Quarzkristalle kann eine maximale Überlagerungsmächtigkeit der siliziklastischen Gesteinsabfolgen von Namurium C bis ins obere Westfalium C von ca. 3 000 m angenommen werden (D. JUCH, mündl. Mitt.). Nach BJORLYKKE (1983) lässt sich daraus ein wirksamer Porenwasserdruck in den Sedimentschichten von ca. 500 bar ableiten. Dieser Druck kontrastiert deutlich mit dem oben abgeleiteten Bildungsdruck der Quarzkristalle von etwa 100 bar in den offenen Spalten. Zieht man dieses Druckgefälle in Betracht, so ist es vorstellbar, dass CH₄-CO₂-haltige, hydrothermale Fluide in den Bereich der offenen Gesteinsspalten vordrangen und durch die resultierende Druckentlastung eine Entmischung in eine homogene Gasphase und eine homogene wässrige Phase stattfand. Diese beiden entmischten Phasen wurden anschließend während der Quarzkristallbildung in Fluideinschlüssen eingefangen.

In den, relativ zu den hier untersuchten Quarzkristallklüften, stratigrafisch liegenden als auch hangenden siliziklastischen Gesteinsabfolgen sind Kohlenflöze eingeschaltet. Aus diesen lässt sich das entmischte, homogene CH_4 - CO_2 -Fluid zwanglos herleiten.

Im Kapitel 4.1 wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Fluidcharakteristika der wässrigen Fluideinschlüsse in den Quarzkristallen vergleichbar mit variszischen Fluiden sind. Diese variszischen Fluide werden als sogenannte "Tectonic Brines" im Sinne von OLIVER (1986) gedeutet. Es sind niedrigsalinare, NaCl-KCl-betonte Fluide mit Temperaturen ≤ 350 °C und entstammen unter anderem konnaten Porenwässern im Gestein, Diagenesewässern, in das Gestein eingedrungenen meteorischen Wässern, als auch Dehydratationswässern während prograder Gesteinsmetamorphose (BEHR et al. 1993). Durch das Kompressionsregime der variszischen Orogenese wurden diese Fluide ausgepresst und schieden in günstigen tektonischen Positionen wie aufgerissenen Spalten und Klüften hydrothermale Mineralisationen ab. Mit diesen wässrigen Fluiden treten zum Teil CH₄- und CO₂-reiche Fluide auf (JOCHUM 2000, BEHR et al. 1993). Jedoch konnten bei der mikrothermometrischen Untersuchung wässriger Fluideinschlüsse (IA, IB, IC) in den Quarzkristallen keine Clathratbildungen festgestellt werden, was auf keinen oder nur einen sehr geringen Anteil dieser Gase in dem hier vorliegenden wässrigen Fluid schließen lässt. Das mit dem wässrigen Fluid nicht mischbare CH₄-CO₂-Fluid konzentriert sich im vorliegenden sisse in den Fall in separaten Fluideinschlüssen (IIA und IIB). Alle festgestellten Fluidcharakteristika der Fluideinschlüsse in den Quarzkristall-Proben aus dem Straßenbauaufschluss zwischen Velbert und Essen-Kupferdreh sind hinsichtlich Bildungstemperatur, Salinität und Fluidzusammensetzung kompatibel mit dem oben erwähnten Modell der "Tectonic Brines".

Abschließend sei noch hervorgehoben, dass sich das hier auf den Quarzkristallklüften vorgefundene variszische Fluidsystem der Tectonic Brines von dem ebenfalls im Niederbergischen Land festgestellten postvariszischen Fluidsystem der Basement Brines aus denen sich die Erz-Mineralisationen der Pb-Zn-Erzgänge bildeten, deutlich unterscheidet. Nach HARMS & HECKMANN (2004) weist das postvariszische Fluidsystem der Basement Brines im Niederbergischen Land NaCl-CaCl₂-betonte Fluide und eine Salinität von etwa 22 Gew.-% CaCl₂-Äquiv. auf. Die Bildungstemperaturen reichen bei Quarz von 90 - 160 °C und bei Sphalerit von 60 - 130 °C.

6 Danksagungen

Herrn Dr. VOLKER LÜDERS, GeoForschungsZentrum, Potsdam, danke ich sehr herzlich für die Möglichkeit, Fluideinschlussmessungen am GFZ durchführen zu können sowie für wertvolle Hinweise und Anregungen. Frau MARTINA BÖHM, Wuppertal, und Herrn Dr. HADO HECKMANN, Essen, danke ich für die Überlassung von Quarzkristallproben.

7 Literatur

- BAKKER, R. J.; BROWN, P. E. (2003): Computer modeling in Fluid Inclusion research. In: Samson, I.; Anderson, A.; Marshall, D. [eds.]: Fluid Inclusions: Analysis and and Interpretation. – Minerl. Assoc. Can., Short Course Ser., 32: 55 – 79.
- BEHR, H.-J.; HORN, E. E. (1984): Unterscheidungskriterien für Mineralisationen des variskischen und postvariskischen Zyklus, die aus der Analyse fluider Einschlüsse gewinnbar sind. – In: Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. GDMB Schriftenreihe, 41: 425 S.
- BEHR, H.-J.; HORN, E. E.; FRENTZEL-BEYME, K.; REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the variscan and post-variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. Chem. Geol., **61**: 273 –285.
- Behr, H.-J.; Gerler, J.; Hein, U. F.; Reutel, C. J. (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., 58: 3 – 28.
- BJORLYKKE, K. (1983): Diagenetic reactions in sandstones. In: Parker, A.; Sellwood, B. W. [Hrsg.]: Sediment Diagenesis: 169 213; Reidel-Dordrecht.
- BODNAR, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, **57:** 683 684.
- DREVER, J. I. (1982): The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, INC.: 388 S.
- GOLDSTEIN, R. H.; REYNOLDS T. J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagentic Minerals. SEPM Short Course, **31:** 199 S.
- HARMS, U.; HECKMANN, H. (2004): Die Vererzungen des Niederbergischen Landes am Nordwestrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges: Beiträge zu Bildungsbedingungen und Genese anhand Sphalerit-Chemie, Fluideinschlussuntersuchungen und Schwefel-Isotopengeochemie. – N. Jb. Miner. Abh., 180: 287 – 327.
- JOCHUM, J. (2000): Variscan and post-Variscan lead-zinc mineralization, Rhenish Massif, Germany: Evidence for sulfide precipitation via thermochemical sulfate reduction. Miner. Deposita, **35:** 451 464.
- JUCH, D.; DROZDZEWSKI, G. (2006): Waldsumpfmoore, Fluss- und Meeresablagerungen zwischen Essen und Velbert ein kurzfristiger Einblick in die frühe Steinkohlenzeit. – Archäologie im Rheinland, 2005: 23 – 26; Bonn.
- JUCH, D.; DROZDZEWSKI, G. (2010): Geologie des flözführenden Oberkarbons in den Aufschlüssen beim Bau der Bundesstraße B 227n zwischen Essen und Velbert, Niederbergisches Land. – scriptum, 19: 5 – 35, 26 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- LÖGERING, M. J.; KOLB, J.; MEYER, M. F.; SCHWARZBAUER, J. (2006): Geochemie der Paläofluide in der Aachen Überschiebung. – Eur. J. Min. Beih., **18**: 87 S.
- OLIVER, J. (1986): Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. – Geology, **14**: 99 – 102.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. Rev. in Miner., 12: 646 S.
- ZHANG, Y.; FRANTZ, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl-H₂O using synthetic fluid inclusions. – Chem. Geol., 64: 335 – 350.

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen (ehemals Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen) ISSN 1430-5267

In dieser Reihe bisher erschienen:

Heft 1

75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

GERT MICHEL; ULRICH ADAMS; GEORG SCHOLLMAYER: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie Best.-Nr. 8000 €7.-

Heft 1 ist auch als Datei mit einem dazugehörigen Installationsprogramm auf Diskette erhältlich. Die digitale Fassung ist geeignet für alle PCs, die mit einer MS-WINDOWS-Version ab 3.1 ausgestattet sind. Heft und Diskette:

Best.-Nr. 8002 €12,-

Heft 2

83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997 Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8003 €7,-

Heft 3

94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998 REINHOLD STROTMANN: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995) Best.-Nr. 8004 €7,-

Heft 4

85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999 Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8005 €7,-

Heft 5

57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999 Zwei Beiträge zur Hydrogeologie Best.-Nr. 8006 €7,-

Heft 6

53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000 Kies- und Sandgewinnung - Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen Best.-Nr. 8007 vergriffen

Heft 7

127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000 Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urbanindustrieller Böden - Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel -Best.-Nr. 8008 €7,-

Heft 8

115 S., 54 Abb., 1 Tab.; Krefeld 2001

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. - 19. Mai 2001 in Krefeld. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer.

Best.-Nr. 8009 €7.-

Heft 9

166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002 Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. - 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband Best.-Nr. 8010 €9.50

Heft 10

113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003 Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Best.-Nr. 8011 €7.-

Heft 11

131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004 Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen) Best.-Nr. 8012 €7.-

Heft 12

53 S., 25 Abb., 16 Tab.; Krefeld 2004 Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Nordrhein-Westfalens Best.-Nr. 8013 €7.-

Heft 13

120 S., 75 Abb., 7 Tab., 2 Taf. in der Anl.; Krefeld 2005 Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht – Ergebnisse eines Tiefbohrprogramms im Rheinischen Braunkohlenrevier -Best.-Nr. 8014 €11,50

Heft 14

160 S., zahlr. Abb. u. Tab., viele Arbeitsbl.; Krefeld 2007 Geologie macht Schule. Themen für den Unterricht Best.-Nr. 8015 €11,50

Heft 15

113 S., 195 Abb., 3 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld 2007 Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syburg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 - 2006 Best.-Nr. 8016 vergriffen

Heft 16

49 S., 53 Abb.; Krefeld 2007 Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen Best.-Nr. 8017 €11,50

Heft 17

472 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld 2008 Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht Best.-Nr. 8018 €11.50

Heft 18

44 S., 23 Abb., 4 Tab.; Krefeld 2009 Zwei Beiträge zur Geologie des zentralen und des südlichen Münsterlandes Best.-Nr. 8019 €9-

Die Hefte sind zu beziehen beim Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen - Landesbetrieb -, Postfach 10 07 63, 47707 Krefeld, Fon 02151 897-210 oder -212, Fax 02151 897-428

Vorschau

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

Nordeifel

2010 184 S., 113 Abb., 6 Tab. ISBN 978-3-86029-934-0

Preis vorauss. 18,- €

Geologischer Dienst NRW

Geologie im Rheinischen Schiefergebirge

Teil 1 Nordeifel

In der ersten Jahreshälfte 2010 erscheint "Geologie im Rheinischen Schiefergebirge – Teil 1: Nordeifel". Es ist der vierte Band geologischer Regionalbeschreibungen, die vom Geologischen Dienst NRW herausgegeben werden. Diese Bände sind jeweils der Geologie einer Landschaft gewidmet, die durch eine einheitliche erdgeschichtliche Vergangenheit geprägt ist.

Die Monografie "Geologie im Rheinischen Schiefergebirge" ist wegen der Größe des Gebietes und der Vielfalt der dort anzutreffenden geologischen Verhältnisse dreigeteilt, und zwar rechtsrheinisch in das Bergische Land sowie das Sauer- und Siegerland und linksrheinisch die Nordeifel. Ihr widmet sich der erste Teil dieser Gebietsmonografie.

Das Buch beschreibt die abwechslungsreiche Geologie der Nordeifel ebenso wie die Rohstoffe, das Grundwasser, die Böden und herausragende Geotope in diesem Raum. Abgerundet wird das Ganze durch eine Auflistung geowissenschaftlicher Einrichtungen in der Region, ein ausführliches, weiterführendes Literaturverzeichnis sowie ein kurzes Glossar.

Bisher sind Regionalbeschreibungen zum Niederrhein, Münsterland sowie zum Weser- und Osnabrücker Bergland erschienen.

ISSN 1430-5267